

N° d'enregistrement

au C. N. R. S.

A. O. 35 34

THÈSE

présentée à la

FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE STRASBOURG

pour obtenir

le grade de Docteur ès Sciences Naturelles

par

Gaston SIEFFERMANN

**LES SOLS DE QUELQUES RÉGIONS VOLCANIQUES
DU CAMEROUN**

variations pédologiques et minéralogiques
du milieu équatorial au milieu tropical

Soutenue publiquement le 8 Octobre 1969 devant la Commission d'Examen

JURY

MM. G. MILLOT, Président

R. WEY

J. LUCAS

G. AUBERT

P. SEGALEN

Doyen : Professeur J.H. VIVIEN

Doyens Honoraires : A. KIRRMANN, P. LACROUTE, H.J. MARESQUELLE, G. MILLOT

Professeurs Honoraires : P. DE BEAUCHAMP, L. BOISSELET, H. CARTAN, G.CERF, C.CHABAUTY,
A. CHRETIEN, J. DENY, Ch. EHRESMANN, M. FRECHET, Mlle S. GILLET, A. HEE,
R. HOCART, A.KIRRMANN, G. LEMEE, P. L'HERITIER, A. LICHNEROWICZ, L. NEEL,
Ch. SADRON, E. TERROINE, H. VILLAT, H. WEISS, Et. WOLFF, J. YVON.

Maître de Conférences Honoraire : R. WEIL.

Professeurs :

| | | |
|------------------------|--------|---|
| H.J. MARESQUELLE | T. | Biologie végétale |
| H. FORESTIER | T. | Chimie générale |
| J. ROTHE | T. | Physique du Globe |
| P. LACROUTE | T. | Astronomie |
| J.H. VIVIEN | T. | Zoologie et Embryologie expérimentale |
| A. MAILLARD | T. | Physicochimie du Pétrole |
| S. GORODETZKY | T. | Physique générale et Physique nucléaire |
| L. SACKMANN | T. | Mécanique des Fluides |
| J. BYE | T. | Chimie Physique |
| R. LOMBARD | T. | Chimie organique |
| Mlle M. PEREY | T. | Chimie nucléaire |
| S. GOLDSZTAUB | T. | Minéralogie et Pétrographie |
| P. JOLY | T. | Biologie générale |
| H. BENOIT | T. | Physicochimie macromoléculaire |
| P. CUER | T. | Physique générale et physique corpusculaire |
| G. MILLOT | T. | Géologie et Paléontologie |
| R. LECOLAZET | T.T.P. | Physique du Globe |
| H. SAUCIER | T.T.P. | Minéralogie |
| R. ROHMER | T. | Chimie minérale |
| Mlle A. GAGNIEU | T.T.P. | Botanique |
| S. NIKITINE | T. | Physique générale |
| F. STUTINSKY | T. | Physiologie générale |
| B. WURTZ | T.T.P. | Chimie biologique |
| J. BRENET | T. | Electrochimie |
| G. OURISSON | T.T.P. | Chimie |
| A. COCHE | T.T.P. | Physique nucléaire |
| R. CERF | T. | Physique générale |
| J. FRENKEL | T.T.P. | Mathématiques |
| P. TAGLANG | T. | Physique |
| J.P. LONCHAMP | T.T.P. | Physique |
| A. DELUZARCHE | T.T.P. | Chimie |
| J.B. DONNET | T.T.P. | Chimie Physique |
| R. ARMBRUSTER | T.T.P. | Physique |
| A. ROCHE | T.T.P. | Physique du Globe |
| L. HIRTH | T. | Microbiologie |
| A. SIGOT | P.S.C. | Zoologie |
| A. FUCHS | T. | Mécanique rationnelle |
| A. GALLMANN | T.T.P. | Physique |

| | |
|---------------------|--|
| P. MIALHE | T.T.P. Physiologie animale |
| J.P. EBEL | T. Chimie biologique |
| J. PARROD | T.T.P. Chimie |
| R. WEY | T.T.P. Chimie |
| Mme D. MAGNAC | T.T.P. Physique |
| M. DAUNE | P.S.C. Physique |
| J.P. ADLOFF | T.T.P. Chimie nucléaire |
| D. BERNARD | T.T.P. Méthodes mathématiques de la physique |
| E. DANIEL | T. Physique expérimentale |
| P. CHEVALLIER | T. Physique |
| J. GREMILLARD | T.T.P. Mécaniques des Fluides |
| P. CARTIER | T. Mathématiques |
| G. REEB | T. Topologie |
| R. CHAUVIN | T. Psychophysiologie |
| J. WUCHER | P.S.C. Physique |
| Mme BRINI M. | P.S.C. Chimie |
| R. BARO | P.S.C. Physique |
| H. DURANTON | P.S.C. Botanique |
| R. WEISS | T.T.P. Chimie |
| P. FEDERLIN | T.T.P. Chimie |
| J. LERAY | P.S.C. Physique |
| J.P. SCHWING | P.S.C. Chimie |
| M. SIESKIND | P.S.C. Physique |
| G. MONSONEGO | T. Physique théorique |
| P. GABRIEL | T.T.P. Mathématiques |
| C. WIPPLER | T. Physicochimie des Hauts Polymères ind. |
| P.A. MEYER | T.T.P. Mathématiques |
| G. WEILL | P.S.C. Physique |
| J.M. BLOCH | T. Chimie |
| A. CLAUSS | P.S.C. Chimie |
| E. FOLLENIUS | P.S.C. Zoologie |
| J. LUCAS | P.S.C. Géologie |
| J.J. THIEBOLD | P.S.C. Biologie animale |
| G. GLAESER | T. Mathématiques |
| J.H. WEIL | P.S.C. Chimie biologique |
| D. FOATA | P.S.C. Mathématiques |
| H. DANAN | P.S.C. Physique |
| X. FERNIQUE | P.S.C. Mathématiques |
| F. GAUTIER | P.S.C. Physique |
| G. SUTTER | P.S.C. Physique électronique |

Professeurs associés :

A. BANDERET (E.A.H.P.) - R. CLELAND (Physique) - G. PEROLD (Chimie) - J. SAMPSON (Mathématiques)

Maîtres de Conférences :

| | |
|-----------------------|-------------|
| Mme WINTER Chr..... | Physique |
| J.P. EBERHART | Minéralogie |
| Mme D. CAGNIANT | Chimie |
| J. STREITH | Chimie |
| J.M. LEHN | Chimie |

| | |
|---------------------------|--------------------------|
| Cl. ROBERT | Physique |
| Fr. LACROUTE | Biologie végétale |
| A. GIRARDIE | Biologie animale |
| M. GOUNOT | Botanique |
| J. DEHAND | Chimie minérale |
| J. PRADINES | Mathématiques |
| F. BECKER | Physique mathématique |
| M. KAROUBI | Mathématiques |
| A. MIGNOT | Mathématiques appliquées |
| R. GERARD | Mathématiques |
| J. ROUX | Botanique |
| R. VOLTZ | Physique théorique |
| A. MICHARD | Géologie |
| J.M. GIRAUD | Mathématiques |
| Y. BOULANGER | Chimie biologique |
| D. DACUNHA-CASTELLE | Mathématiques |
| J.P. BRETAGNOLLE | Mathématiques |
| J.J. RIEHL | Chimie |
| Cl. DELACHERIE | Mathématiques |

Maîtres de Conférences associés :

V. AVANISSIAN (Mathématiques) - R. CAIROLI (Mathématiques) - E. DADE (Mathématiques)
H. GOLDWHITE (Chimie) - G. LETTA (Mathématiques) - G. RINEHART (Mathématiques) -
M. NIKOLIC (Physique corpusculaire).

Secrétaire général de la Faculté : G. SAINT-PE.

S O M M A I R E

| | Pages |
|---|-------|
| Avant-propos | 6 |
| Introduction | 10 |
| <u>PREMIERE PARTIE</u> : Milieu naturel, méthodes d'études et constituants des sols | 13 |
| <u>Chapitre I</u> - Les facteurs de formation et d'évolution des sols au Cameroun | 13 |
| A) Le cadre géographique | 13 |
| B) Les principales unités morphologiques | 15 |
| C) Les facteurs climatiques actuels et anciens | 19 |
| D) Les facteurs pétrographiques | 31 |
| E) Les grandes zones de végétation | 37 |
| <u>Chapitre II</u> - Les méthodes d'étude | 44 |
| A) Les méthodes physiques | 44 |
| B) Les méthodes chimiques | 48 |
| <u>Chapitre III</u> - Constituants des sols, terminologie, caractérisation | 51 |
| A) Les minéraux argileux | 51 |
| B) Oxydes et Hydroxydes de fer | 65 |
| C) Les possibilités de l'analyse thermique différentielle dans la caractérisation des hydroxydes de fer | 70 |
| D) Les hydroxydes et Oxydes d'aluminium et de titane | 76 |
| E) Les Allophanes | 79 |
| <u>DEUXIEME PARTIE</u> : Les sols | 86 |
| <u>Chapitre I</u> - La classification des sols | 86 |
| <u>Chapitre II</u> - Etude description et analytique des sols | 91 |
| A) Les andosols de la zone à forte pluviosité du Mont Cameroun | 91 |

| | |
|--|-----|
| B) Les andosols et les sols bruns eutrophes tropicaux du Moungo | 115 |
| C) Les sols ferrallitiques sur basaltes du Moungo et du Cameroun occidental du sud | 140 |
| D) Les sols ferrallitiques faiblement et moyennement désaturés de l'Adamaoua | 162 |
| E) Les sols ferrallitiques fortement désaturés, sur basaltes de l'Adamaoua | 182 |

TROISIEME PARTIE : Interprétations

| | |
|---|-----|
| <u>Chapitre I</u> - Genèse des produits minéraux secondaires dans la zone équatoriale très humide | 208 |
|---|-----|

| | |
|--|-----|
| <u>Chapitre II</u> - Genèse des produits minéraux secondaires dans la séquence andosols du Moungo - Sols bruns entrophes - Sols ferrallitiques faiblement et moyennement désaturés | 228 |
|--|-----|

| | |
|--|-----|
| <u>Chapitre III</u> - Evolution des produits minéraux d'altération dans les sols plus anciens des mêmes régions. | 244 |
|--|-----|

| | |
|-------------|-----|
| CONCLUSIONS | 257 |
|-------------|-----|

| | |
|---------------|-----|
| BIBLIOGRAPHIE | 262 |
|---------------|-----|

| | |
|--------------------|-----|
| TABLE DES MATIERES | 287 |
|--------------------|-----|

A V A N T - P R O P O S

Avant de remercier Monsieur le Doyen MILLOT, Monsieur le Professeur CAMUS, les membres du jury et tous ceux, nombreux, qui m'ont aidé à réaliser ce travail, qu'il me soit permis de rendre un humble hommage aux efforts que mes parents, et particulièrement ma mère, se sont imposés et sans lesquels j'aurais difficilement pu faire des études. Quinze jours après la disparition de ma mère j'ai débarqué, en 1954, pour la première fois en Afrique occidentale; je tiens à exprimer ma reconnaissance à ceux qui m'ont aidé alors à passer une période difficile : Le Professeur R. COMBES, Membre de l'Institut, le Professeur AUBERT, Monsieur MAIGNIEN et Le Professeur LENEUF.

Je dois une particulière reconnaissance au Professeur AUBERT, c'est lui qui a assuré la majeure partie de ma formation et dirigé ma carrière; j'ai souvent fait appel à son savoir, à sa grande expérience des terrains, le dernier en date étant de lui demander de relire et de discuter ce travail. Malgré ses multiples activités il ne m'a jamais ménagé ni son temps ni sa bienveillance.

Après un premier contact avec les sols tropicaux au Sénégal sous la direction dynamique et amicale de Monsieur MAIGNIEN, c'est en Guyane, à l'instigation de Monsieur CHOUBERT, et aux Antilles avec Monsieur COLMET-DAAGE, que j'ai commencé à m'intéresser aux problèmes des altérations.

Ensuite au Cameroun, pendant 8 ans, j'ai pu réunir un grand nombre d'observations dans l'ensemble de ce pays climatiquement et géologiquement très varié, et faire des comparaisons avec les faits observés auparavant.

Monsieur SEGALEN m'a fait profiter au Cameroun de sa grande expérience de pédologue et de chimiste; je lui dois, entre beaucoup d'autres choses, mes premiers plans de travail et mon initiation à la cartographie. Ce fut souvent durant de longues missions de terrain, dont

nous partagions le goût, au cours de discussions auxquels s'associaient D. MARTIN, P. VALLERIE et F. HUMBEL que je fus amené à préciser mes idées. Monsieur SEGALÉN a continué à diriger mon travail en France, il fut toujours un interlocuteur et un correcteur attentif et accueillant, je le remercie très vivement.

Les différentes observations ont été effectuées dans le cadre de mon activité normale au Cameroun. Je prie Monsieur le Professeur CAMUS, Directeur Général de l'Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer de trouver ici l'expression de ma profonde et respectueuse reconnaissance de m'avoir accordé sa confiance, et de m'avoir donné toutes les facilités en métropole pour réaliser ce travail.

Entre deux séjours au Cameroun, je suis allé huit mois au laboratoire de physico-chimie des sols du Professeur WEY; c'est lui qui m'a initié aux problèmes théoriques de physico-chimie si ardues pour un naturaliste. Je lui suis vivement reconnaissant d'avoir bien voulu porter attention à ce travail et accepter de faire partie de mon jury.

C'est aussi durant ce stage que je suis devenu l'élève de Monsieur le Doyen MILLOT, sa compréhension et son aide m'ont permis d'entreprendre cette thèse, il est mon maître, je ne lui dirai jamais assez toute ma profonde reconnaissance. On connaît sa puissance de travail et sa clarté intellectuelle, son esprit d'organisation, ses qualités de chef; j'insisterai seulement sur son humanité, il laisse à chacun la possibilité d'acquérir le meilleur rendement, tout en guidant et en stimulant.

Au laboratoire, le Professeur LUCAS me conseilla tout au long de mon séjour à Strasbourg; malgré ses lourdes charges d'enseignement, il a toujours trouvé le temps de discuter tous les problèmes que je lui ai soumis, je lui dis ici toute ma reconnaissance. Il est aisé de

progresser dans l'atmosphère studieuse et amicale de ce laboratoire moderne et bien organisé qu'a créé le Doyen MILLOT, et qu'il dirige avec le Professeur LUCAS avec savoir et habileté.

Je n'aurai garde d'omettre ce que je dois à l'Institut de Minéralogie, au Professeur GOLDZSTAUB envers qui j'ai une double dette, d'abord comme ancien élève, ensuite pour l'accueil qu'il m'a réservé dans son laboratoire; à MM. EBERHARDT et BAPST, à la compétence desquels j'ai fait maintes fois appel, et à Mlle ANSTET qui avec sa gentillesse coutumière m'a rendu de très grands services.

J'ai partagé avec bonheur la vie de laboratoire des géologues Strasbourgeois; je dois à tous : ou des analyses, ou des renseignements, ou de longues et fructueuses controverses. Je leur dis très sincèrement merci; à Hélène PAQUET au dévouement souriant, infatigable et sans limites, pour les innombrables services qu'elle m'a rendus; à Mme A.H. BRONNER et à G. JEEL qui s'étaient chargés de l'ingrate tâche d'analyser des échantillons difficiles à un moment où il m'était impossible de les aider; à Mlle L. PREVOST, à Y. TARDY, à Mme et Mr. TRAUTH, G. ATAMAN, Y. BESNUS, A. NOVIKOFF, F. WEBER et G. DUNOYER; à tout le personnel de laboratoire pour les nombreux services qu'ils m'ont rendus; au personnel administratif et particulièrement à Mlle FRUHINSHOLZ qui m'a facilité bien des choses; à Mme SCHNEEGANS et Mme ORY de la bibliothèque pour leur serviabilité et leur efficacité, à tout le personnel qui avec Mr. HUGEL a assuré le tirage, à Mr. GRUNER pour le travail toujours rapide et soigné qu'il m'a fait, et à Mme LOTH qui a assuré avec beaucoup de patience la dactylographie du texte.

Une aide très précieuse m'a été apportée par Mlle THOMANN du Centre O.R.S.T.O.M. de Dakar, je lui suis redevable d'un grand nombre de détermination de composés humiques.

Pour la mise au point de ce travail, les discussions avec des collègues de l'O.R.S.T.O.M. et d'autres chercheurs travaillant également sur des problèmes d'altération m'ont été d'une très grande utilité; je pense particulièrement à MM. COLMET-DAAGE, QUANTIN, GENSE, TRICHET, HERBILLON, NOVIKOFF, LELONG, LAJOINIE, PEDRO et HETIER.

J'ai aussi contracté une dette de reconnaissance envers Mlle FUSIL, Mme ROBIN, et Mlle PERROT du laboratoire Central de l'O.R.S.T.O.M. dont les analyses ou les renseignements bibliographiques m'ont été d'une grande utilité.

Au Cameroun, je suis redevable d'innombrables analyses à J. SUSINI qui n'a jamais ménagé sa peine pour m'aider dans l'obtention des résultats analytiques, supportant même mes impatiences. Je remercie en même temps son collaborateur N'GANDJUI ainsi que tout le personnel du laboratoire.

Je prie tout ceux qui m'ont aidé d'une façon ou d'une autre de croire en ma reconnaissance; je ne saurai les citer tous, universitaires, géologues, hydrologues, géographes, sociologues et cartographes; je pense particulièrement à MM. LE GOURRIERES, DIZIAIN, SCHWOERER, GAZEL, LASSERE, LEFEVRE, DELFIEU, FRECHOU, VINCENT, LAPLAINE, GUILLAUME.

Je tiens à exprimer ma reconnaissance à tous les africains et européens, administrateurs, planteurs ou médecins, qui m'ont aidé ou accueilli au lendemain de tournées parfois pénibles.

Je ne peux m'empêcher, pour terminer, de rappeler les fidèles services de Mr. TOUKOUR qui m'a suivi, sans défaillance pendant cinq ans de l'Ennedi jusqu'au sommet du Mont Cameroun.

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

La pédogenèse en milieu tropical et équatorial qui aboutit à la mise en place d'épais sols kaoliniques ou gibbsitiques riches en hydroxydes de fer, a déjà fait l'objet de très nombreux travaux. Les altérations qui se font dans les horizons profonds des sols ferrallitiques reflètent cependant un milieu pédogénétique différent de celui de la surface ou interviennent des facteurs biotiques. La particularité du Cameroun, par son volcanisme qui dure depuis le Crétacé, de présenter sur de vastes surfaces des produits d'altération d'âges très variés, sous une gamme exceptionnelle de climats, offrait des exemples contemporains évoluant sous des conditions diverses et actuelles.

La grande masse de travaux concernant l'altération des roches volcaniques permettait toujours de trouver, pour une observation de terrain un processus qui rendait compte des faits. Cependant, la grande variété des sols sur produits volcaniques au Cameroun, avec ses possibilités nombreuses de confrontation entre les facteurs et les processus de formation, montra rapidement la difficulté de généraliser des explications localement valables.

De nombreux faits apparemment contradictoires s'observaient : Au Centre Cameroun, sous climat contrasté à longue saison sèche, la gibbsite se développe dans le haut d'épais sols ferrallitiques désaturés; alors que dans le Sud, sous climat plus humide sans saison sèche, dans des sols pareillement épais et désaturés, à même type de matière organique et sur des roches semblables, aucune gibbsite ne s'observe. Ces deux faits laissaient supposer que la durée de la saison sèche favorisait la formation de la gibbsite.

Cependant, à quelques kilomètres des sols à gibbsite du Centre Cameroun, sous le même climat alternant, dans les mêmes conditions

de drainage et sur les mêmes roches, les sols ferrallitiques faiblement et moyennement désaturés ne montrent aucune gibbsite. Apparemment ceci semble nier tout rôle de la saison sèche dans la formation de la gibbsite.

Dans le Sud, à côté des épais sols ferrallitiques, sans gibbsite, que nous avons cités plus haut, on trouve, sous le même climat pluvieux, toute une gamme de sols jeunes, sur les mêmes roches, dans lesquels la gibbsite existe, et de plus, augmente quantitativement avec la pluviosité !

Cette fois-ci apparemment la pluviosité favorise la formation de la gibbsite, mais on peut aussi bien lui dénier tout rôle, car on comprend mal pourquoi les équivalents anciens des sols jeunes de cette zone n'ont pas de gibbsite.

Pour les minéraux argileux, les mêmes contradictions apparentes s'observaient : Dans le Nord Cameroun, à longue et vigoureuse saison sèche, les basaltes s'altèrent massivement en montmorillonite; dans le Centre, à saison sèche plus réduite et à pluviosité plus élevée, l'altération ne donne plus de montmorillonite, mais essentiellement des minéraux de la famille de la kaolinite; dans le Sud, dans les zones encore pluvieuses (10 m/an), on observe à nouveau une proportion importante de montmorillonite.

Des contradictions similaires s'observaient pour la genèse des allophanes et des minéraux de la famille de la kaolinite.

Le but de ce travail est précisément de dégager, par des observations nombreuses, les facteurs essentiels qui orientent les néoformations minérales.

De ce fait, une première partie assez importante est consacrée au

cadre géographique et aux facteurs climatiques actuels et anciens du pays. Des indications sur les techniques analytiques utilisées, et les problèmes que posent la détermination des minéraux des sols tropicaux, terminent ce chapitre.

La seconde partie plus purement pédologique est consacrée à l'étude descriptive et analytique des principaux groupes de sols étudiés dans les grandes zones climatiques, à savoir :

- 1) Sous le climat équatorial ultra-humide : Les andosols du Mont Cameroun qui sont des sols jeunes.
- 2) Sous le climat équatorial plus modéré avec une courte saison sèche : Les andosols et les sols bruns eutrophes du Mounjo qui sont également des sols jeunes, et les sols ferrallitiques fortement désaturés développés sur les basaltes du Quaternaire plus ancien.
- 3) Sous le climat tropical à longue saison sèche des hauts plateaux du centre :
 - Des sols ferrallitiques faiblement et moyennement désaturés sur des laves du quaternaire moyen.
 - Des sols ferrallitiques fortement désaturés sur des basaltes du Quaternaire ancien et du Plio-Miocène.

Des interprétations concernant les produits minéraux néoformés constituent la troisième partie, celle-ci se termine par des séquences d'altération en fonction des climats et du temps.

° °
°

PREMIERE PARTIE

MILIEU NATUREL, METHODES D'ETUDES ET CONSTITUANTS DES SOLS

I - Les Facteurs de formation et d'évolution des Sols au Cameroun.

A. Le Cadre géographique (Fig. 1)

Le Cameroun est entièrement situé dans la zone intertropicale. Il s'étend sur 1.200 km dans le sens nord-sud entre 2 et 13° de latitude Nord; et sur 900 km dans le sens est-ouest entre 9 et 16° de longitude Est. Par son volcanisme et par son altitude le Cameroun forme un ensemble géographique distinct à la fois de l'Afrique Occidentale et de l'Afrique Equatoriale. Plus de la moitié du pays est à une altitude supérieure à 600 m, et ses massifs montagneux comptent parmi les plus importants qui se dressent sur le continent Africain.

- Les montagnes principales sont presque toutes situées le long d'une ligne orientée SSW - NNE. Ce sont du sud au nord le Mont Cameroun (4.080 m), le Mont Koupé (2.050m), le Massif du Manengouba (2.396 m), le massif des Bamboutos (2.740 m), le Massif du N'Kogam (2.263 m), le massif du M'Bam (2.335 m), les monts de Bamenda (3.008 m), le massif du Tchabal M'Babo (2.500 m), les monts Alantika (1.885 m) et les Monts Mandara (1.500 m).

- A environ 60° de la direction précédente s'étendent d'ouest en est les hauts plateaux de l'Adamaoua qui culminent aux Monts N'Ganha à 1.923 m.

- Les seules régions qui ne dépassent pas 200 m sont la plaine côtière Atlantique et la plaine de la Bénoué, elles représentent moins du dixième de la superficie du Pays. A ces plaines

sédimentaires de faible altitude il convient d'ajouter à l'extrême nord du pays la partie camerounaise de la cuvette Tchadienne, qui s'étend en pente douce du pied des Monts Mandara (450 m) au lac Tchad (287 m).

- Au large de la côte; qui est généralement plate, s'étend sur une cinquantaine de Km le plateau continental à pente faible, au-delà la profondeur augmente très rapidement. C'est dans ce golfe "du Biafra" que vient mourir, à 4° au nord de l'équateur, le courant austral froid de Benguela.

B. Les Principales unités morphologiques.

Un des faits les plus remarquables du Cameroun est l'existence de vastes surfaces d'érosion étagées. Cette disposition en marches d'escalier frappe tout voyageur qui parcourt le pays. Cependant à part quelques études restreintes (Gèze 1943, Dresch 1952, Roch 1953) les travaux géomorphologiques concernant le pays sont rares. Segalen (1967) décrit et interprète l'ensemble du relief en fonction des résultats obtenus dans les pays voisins; Martin (1966 et 1970) étudie en détail les surfaces, et leurs contacts, dans le centre du pays.

La surface la plus basse, à peine ondulée, généralement inférieure à 200 m est celle des plaines sédimentaires côtières. Ce sont essentiellement au Cameroun Occidental la plaine côtière de l'Akpa Yafé, et de la Mémé; au Cameroun Oriental la plaine littorale comprise entre le Mont Cameroun et Kribi et que traversent successivement les bas cours du Mounjo, du Wouri, de la Sanaga du Nyong et du N'Tem.

De 200 à 650 m dans tout le sud Cameroun la topographie est généralement tourmentée et peut-être considérée comme un relief intermédiaire d'attaque de la vaste surface d'érosion des 700m.

La surface d'érosion des 700 m forme une large zone qui s'étend sur 600 km d'ouest en est de Yaoundé et Ebolowa jusqu'au delà de Yokadouma et Berberati, et du nord au sud de la Sanaga jusqu'au sud du Dja. Vers la plaine littorale entre la Sanaga et le N'Tem, l'accès de cette surface se fait par une zone assez escarpée, et par endroits on trouve des reliefs témoins en pain de sucre. Vers le sud-est, dans le bassin de la Boumba l'accès est beaucoup plus progressif. Sur la surface des 700 m, les vallées sont généralement peu encaissées et leur drainage est médiocre. La très faible pente du haut cours du Nyong et du Soo est probablement liée à un basculement vers l'est; dans le prolongement de la ligne de fracture qui suit au Gabon le cours de l'Offoué et que signale Gérard (1958).

Plus au nord, on retrouve une zone de relief intermédiaire qui donne accès à la surface des 1.000 à 1.100 m du Centre Cameroun. La montée de cette "marche sud de l'Adamaoua" est abrupte dans la région de Mayo Darlé, de Yoko et au nord du Djerem.

La surface d'érosion de 1.100 m se présente dans le centre du pays comme une large bande orientée Ouest-est qui s'étend du pays Bamoun jusqu'au delà de Bouar en République Centrafricaine. Les inselberge au sud de Yoko et le Massif du N'Gaou-N'Dal sont des témoins détachés en avant de celle-ci. Des venues de laves basiques d'époques diverses couvrent de larges parties de cette surface et en font un pays alors mollement ondulé dont les formes douces font oublier l'altitude. Les appareils volcaniques récents qui jalonnent ce plateau rappellent étrangement ce qu'on peut voir dans bien des zones du Massif Central Français. Des vallées assez encaissées entaillent fréquemment cette surface là où sa protection n'est pas assurée par une couverture volcanique, le paysage prend alors une allure plus tourmentée et plus sauvage.

La caractéristique essentielle de cette surface est son cuirassement à différents niveaux, et sa profonde altération de type ferrallitique. Le niveau cuirassé le plus élevé se situe à une altitude de 1.300 m et correspond à une ancienne couverture volcanique. Ce niveau se retrouve en plusieurs endroits du plateau et on peut y rattacher le N'Gaou-N'Dal et les plateaux cuirassés au sud de Minim et de Martap (Sabal Haléo et N'Gaou - Bam - Yanga).

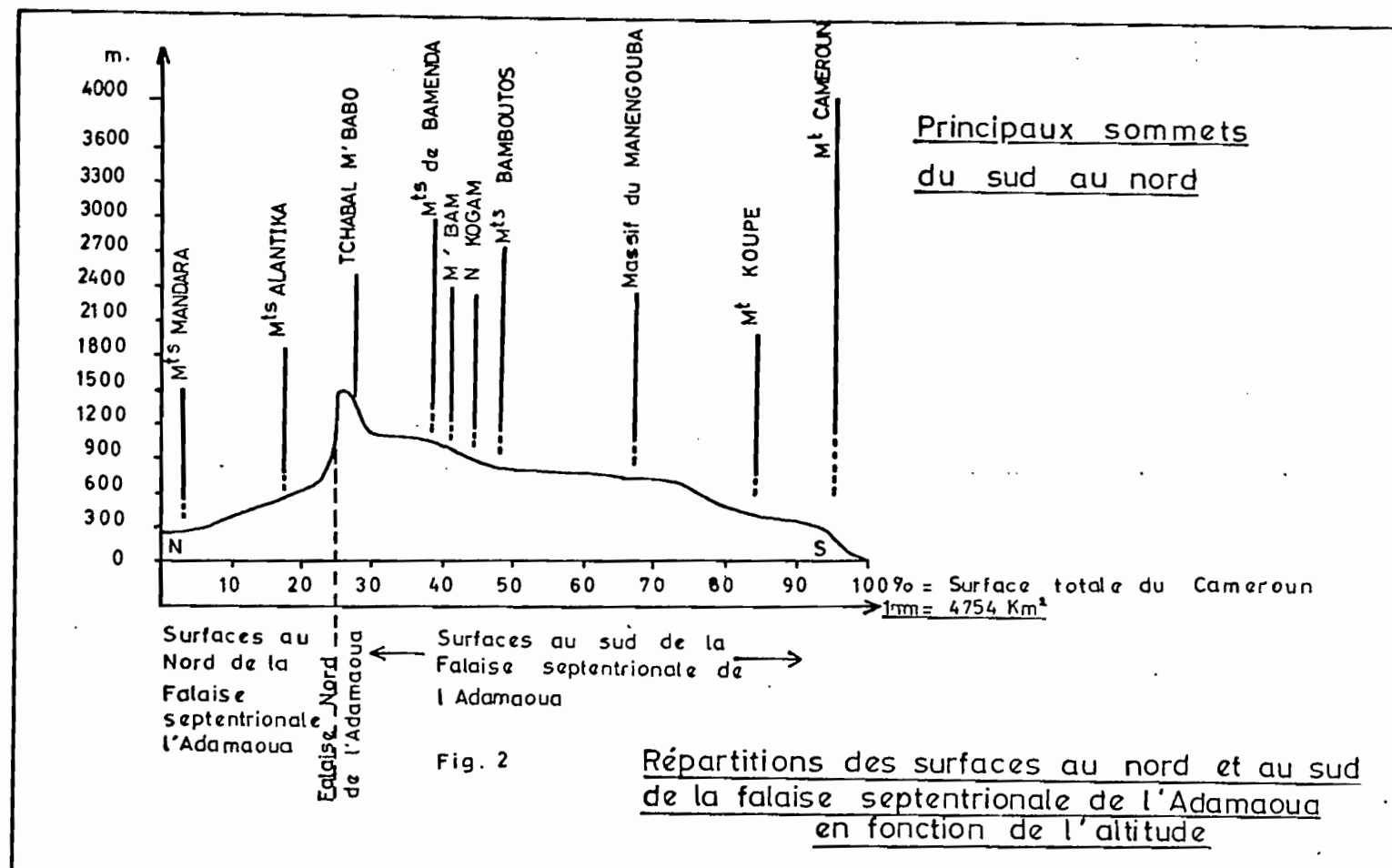
A 300 km au nord de l'Adamaoua le massif des Mandara qui se dresse entre le fossé de la Bénoué et la cuvette Tchadienne, présente également une surface sub-horizontale autour de 1.000 m.

En plusieurs endroits du plateau Bamiléké (Centre ouest) le socle ancien s'est trouvé porté à une altitude voisine de 1.800 m (Région de Baham sur la piste Bafang - Bafoussam et col de Bana sur la piste Bafang - Bangangté.) Cependant la majeure partie des reliefs supérieurs à 1.800 m ont une origine volcanique et occupent en fait moins de 2 % de la surface du pays.

En conclusion : Dans l'étendue d'environ 475 400 Km² que représente le pays 77.000 km² sont à une altitude comprise entre 900 et 1.500 m; soit 16,2 % du pays; ils forment l'essentiel de la surface des 1.100 m.

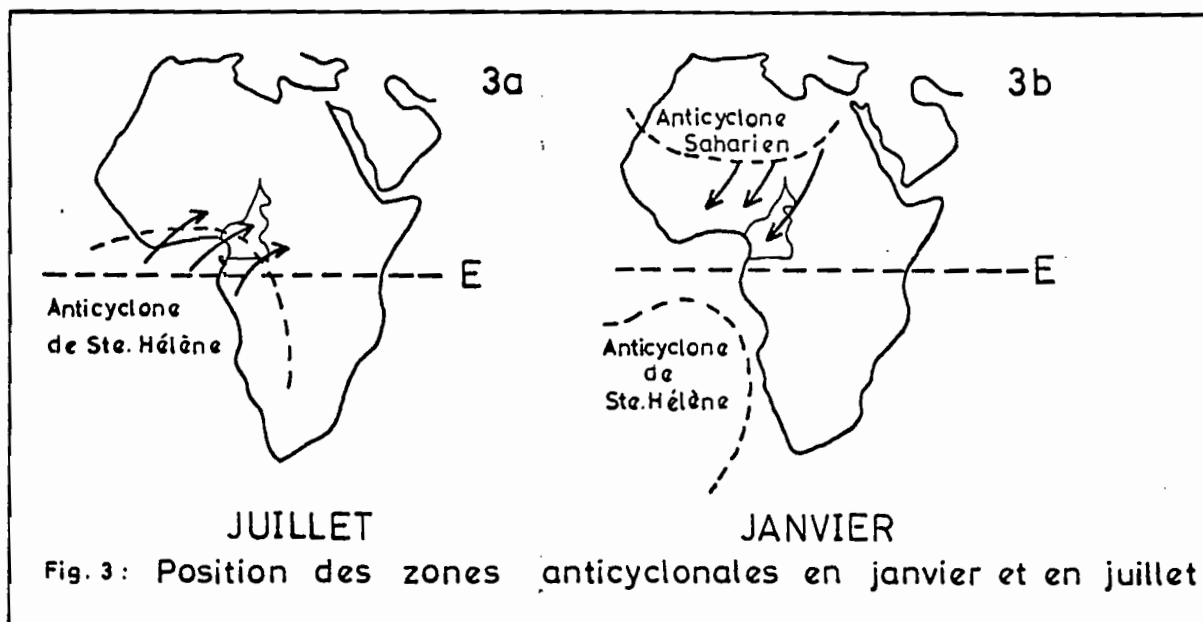
42 % des surface comprises entre 300 et 600 m sont situées au nord de l'Adamoua et forment la pénéplaine de la Bénoué et de la cuvette Tchadienne Camerounaise.

80 % des surfaces situées entre 600 et 900 m sont au sud de l'Adamaoua et plus précisément dans un polygone formé par Yaoundé-Yoko - Bétaré Oya - Batouri - Moloundou - Ebolowa - Yaoundé. Ils forment l'essentiel de la surface des 700m. La figure 1 et la coupe ci-jointe (Fig. 2) permettent de mieux saisir l'étagement des reliefs que nous venons de décrire.



C. Les Facteurs climatiques actuels et anciens.

Les facteurs climatiques comptent parmi les plus importants de la pédogenèse. Par suite de sa disposition Nord-Sud le Cameroun est alternativement sous l'influence de l'anticyclone saharien d'hiver et de l'anticyclone austral de Ste Hélène (Genieux M. 1959). Le premier dirige en hiver des vents Nord-Est vers l'équateur (harmattan) il disparaît en été, le second remonte en été au nord de l'équateur et dirige vers l'intérieur du continent africain des vents Sud-Ouest humides. (Fig. 3a et 3b)



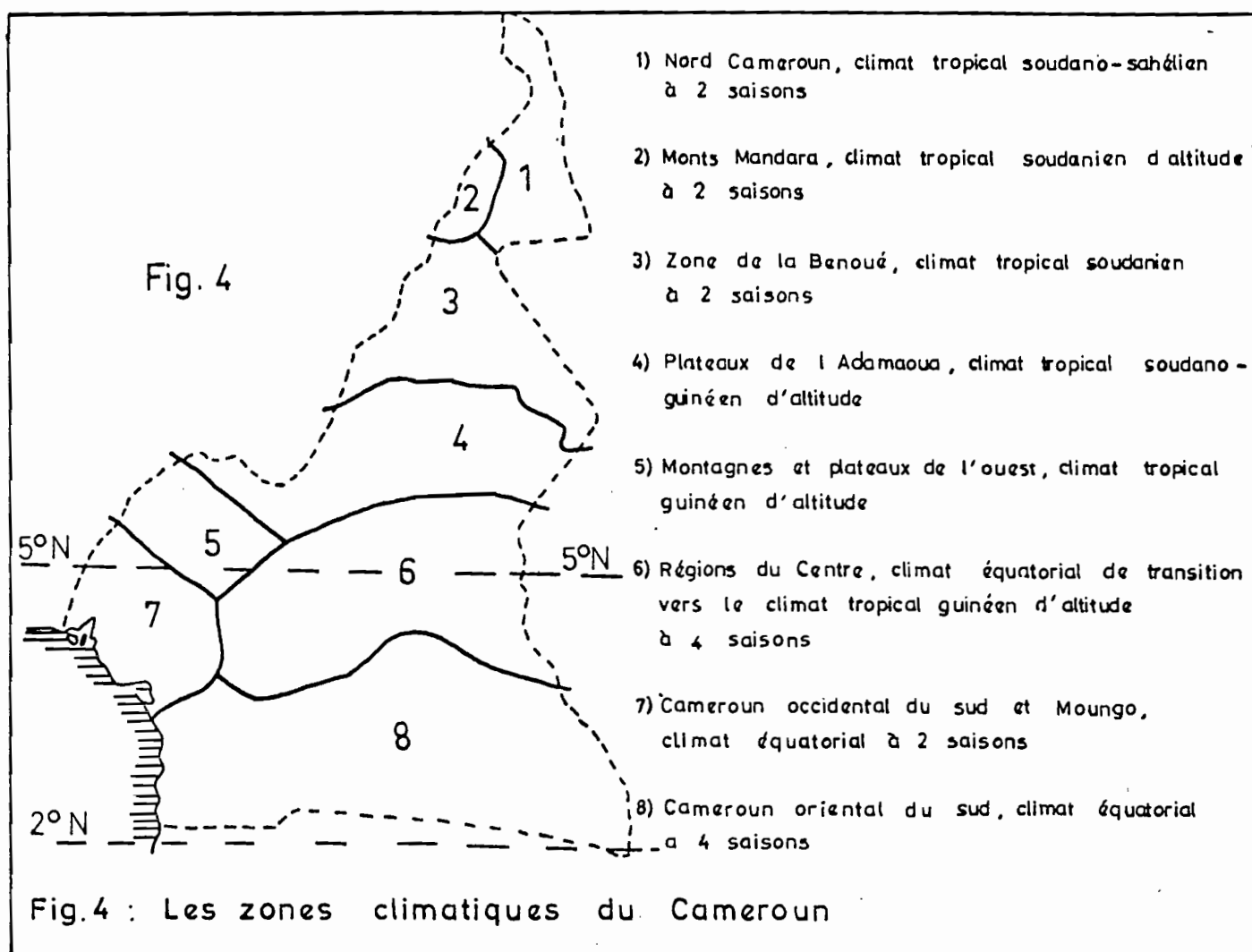
Ce sont essentiellement ces deux éléments et le relief qui déterminent les types de climats qui règent sur le pays.

a) Localisation des principaux types de climats camerounais actuels.

Deux régimes climatiques différents se partagent le domaine Camerounais :

- Au nord du 5^{ème} parallèle : climat tropical à 2 saisons par an
- Au sud du 5^{ème} parallèle : climat équatorial à 2 ou à 4 saisons par an.

La figure 4 donne les limites des différentes régions climatiques; les études pédologiques se situent dans les zones 2,4,5 et 7.



b) Caractéristiques principales de quelques zones climatiques

1) Le climat du plateau des Monts Mandara.

Le plateau des Mandara, très limité dans l'espace, d'une altitude comprise entre 800 m et 1.300 m, se caractérise par un climat soudanien d'altitude.

Les relevés pluviométriques, qui ne portent que sur un petit nombre d'années, indiquent une pluviosité moyenne de 1.100 mm. La région est bien exposée aux vents du sud-ouest, et les pluies sont plus précoces et plus abondantes que dans la zone (1).

La plus grande partie des précipitations tombe de mai à septembre avec un maximum en août (graphique 1,a).

La température moyenne se situe autour de 27 °. Les mois les plus chauds de l'année sont mars et avril, pendant lesquels les maxima peuvent dépasser 40°. Les mois les plus frais sont décembre et janvier pendant lesquels la température peut descendre en dessous de 10°.

Les variations diurnes de température sont importantes; l'écart entre le maxima et le minima journalier varie selon la saison; il est de 8 à 10° en saison des pluies et de 15 à 25° en saison sèche. L'amplitude des variations de température à la surface du sol est encore plus considérable, particulièrement dans les zones où le couvert végétal est faible : la température du sol peut dépasser 50° au mois de mars.

Pendant la saison sèche l'évaporation est très forte, le total annuel de l'évaporation potentielle dépasse de 2 à 3 fois la pluviosité. Pendant ces périodes d'harmattan le degré hygrométrique peut descendre à 10 %. A partir du mois de mai il augmente brutalement par suite de l'arrivée

d'air humide du sud-ouest; il peut alors monter au dessus de 95 % . La moyenne du minimum journalier n'est que de 65 % en juillet.

Entre janvier et mars la "brume sèche" dense est fréquente. Celle-ci est constituée de très fines particules de sable et d'argile, soulevées au sud de Faya-Largeau par l'Harmattan, et qui restent en suspension dans l'air. Elle est souvent si dense que la visibilité horizontale peut être réduite à 100 m.

2) Le climat des plateaux de l'Adamaoua

Les plateaux de l'Adamaoua forment dans le centre du pays une vaste bande Est-Ouest d'altitude comprise entre 900 et 1.300m.

Son climat soudano-guinéen se caractérise essentiellement par l'existence d'une longue saison sèche de la mi-novembre jusqu'à la fin de février. La saison des pluies commence généralement par une période orageuse caractérisée par des averses violentes et des vents d'Est. La moyenne des précipitations est de 1.500 mm pour N'Gaoundéré et de 1.430 mm pour Meiganga. Les maxima des précipitations se placent au début juillet et en août-septembre (graphique 1,b).

La température moyenne annuelle se situe autour de 23°. En décembre-janvier la moyenne des minima est de 13 °, mais par suite de l'influence de l'harmattan les températures nocturnes peuvent descendre à 8°, et jusqu'à 4° au thermomètre mouillé. Février, mars et avril sont les mois les plus chauds : la moyenne des maxima journaliers est de 32° en mars. L'amplitude des variations journalières est maximale en janvier (18° en moyenne) et minimale en août (8° en moyenne).

En décembre, janvier et février, l'évaporation est très forte : la moyenne de l'humidité relative à 13 heures (valeur minimale de la journée) n'est que de 18 % en janvier, alors qu'en juillet elle est de 68 %.

Entre décembre et mars la "brume sèche" est fréquente mais moins dense que dans le nord-Cameroun.

3) Le Climat des montagnes et plateaux de l'Ouest.

Cette région située au sud-ouest de l'Adamaoua, comprend les plateaux Bamiléké (1.200 - 1.900 m) et Bamoun (1.000 - 1.300 m), les hauts plateaux de Bamenda (2.500 - 3.000 m.) et le massif des Bamboutos (1.900 - 2.700 m.). Son climat, guinéen d'altitude, se distingue de celui de l'Adamaoua par une pluviosité plus élevée (1.750 à 2.600 mm) et une saison sèche plus courte (2 à 3 mois). Les graphiques 1 c, 1 d, 1 e, et 1 f montrent respectivement la répartition annuelle des pluies :

- sur l'Est du plateau Bamiléké (Bafoussam 1 c),
- sur l'Ouest du plateau Bamiléké (Dschang 1 d),
- sur le plateau Bamoun (Foumban-Koundja 1 e),
- sur le plateau de Bamenda (Bamboui 1 f).

La température moyenne annuelle diffère selon l'altitude des divers plateaux : elle se situe autour de 21°. On note les plus fortes températures journalières en janvier, février et mars : 28°, et aussi les plus grands écarts journaliers : 15° en moyenne. Sur le plateau de Bamenda les températures nocturnes peuvent descendre à 8°.

En décembre et janvier l'évaporation est maximale, mais nettement moins forte que sur les plateaux de l'Adamaoua :

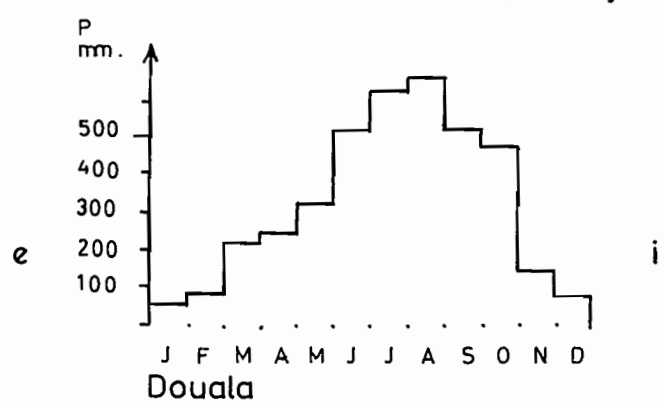
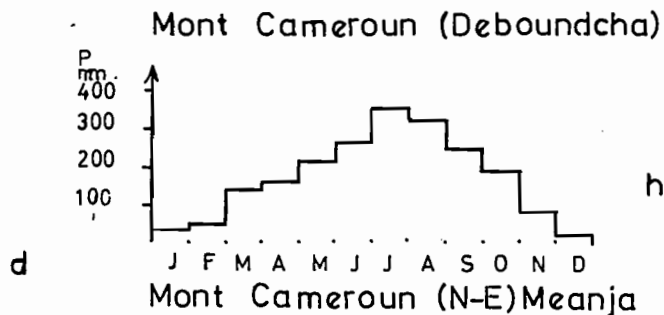
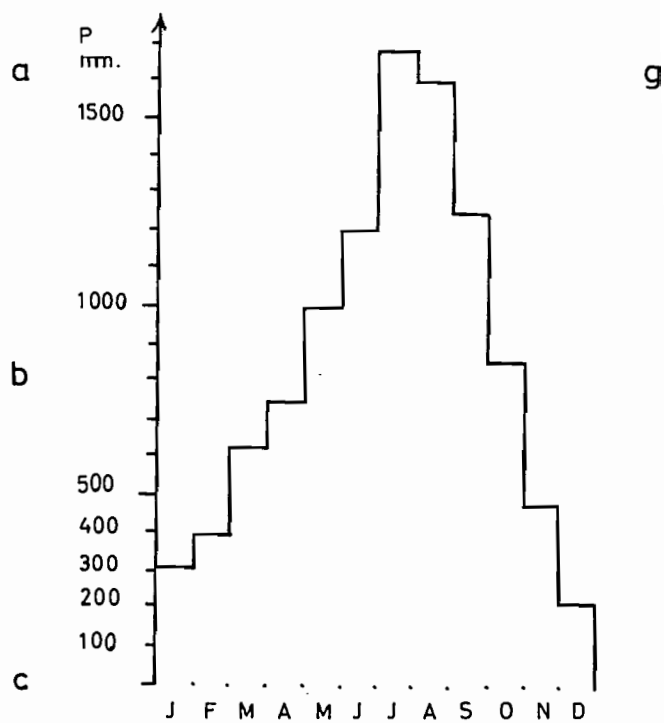
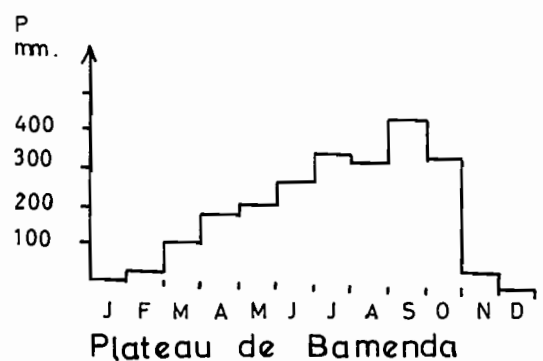
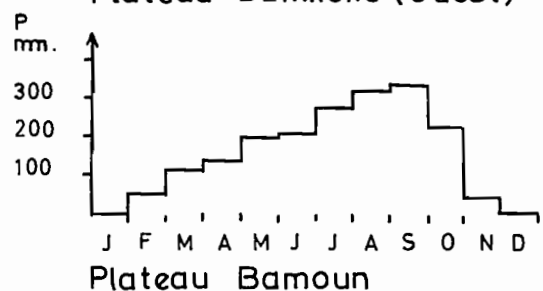
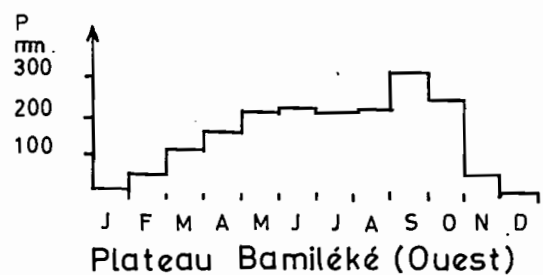
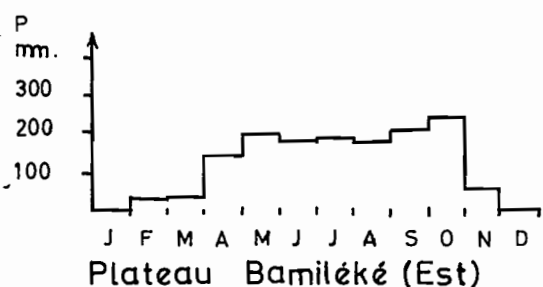
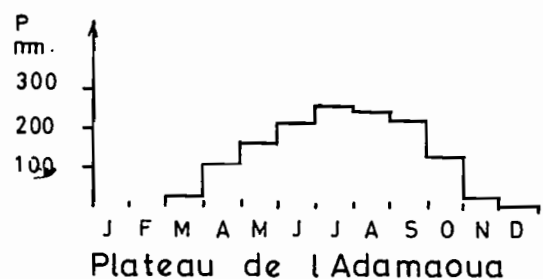
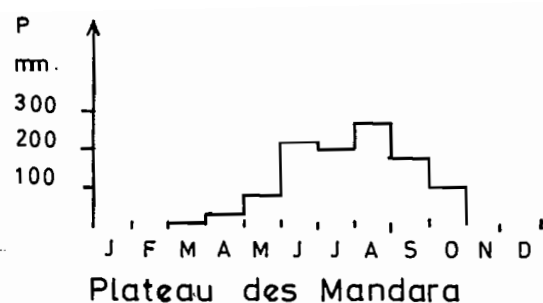


Tableau 1 : Précipitations

En janvier la moyenne de l'humidité relative à 13 heures oscille entre 45 et 35 %; pendant les mois les plus humides (juillet, août et septembre) cette valeur se situe entre 80 et 85 %. Cette réduction de l'amplitude de la variation annuelle de l'humidité est due au moins grand éloignement de l'océan.

En janvier et février la "brume sèche" est fréquente comme dans l'Adamaoua.

4) Le Climat du Cameroun occidental du sud et du Mounjo.

Cette région forme une bande parallèle à la côte de 150 km de profondeur, de la frontière du Nigéria jusqu'au fleuve Sanaga. Le régime climatique dans l'ensemble de la zone est équatorial à 2 saisons, mais il n'est pas uniforme. L'imposante masse du Mont Cameroun (4.080 m) face à l'océan, et le Mont Koupé (2.050 m) modifient localement considérablement la pluviosité : Deux zones peuvent être distinguées :

- 1 Les versants sud-ouest du Mont Cameroun et du Mont Koupé
- 2 Le reste de la région.

- Le climat des versants sud-ouest du Mont Cameroun et du Mont Koupé.

Au pied du versant sud-ouest du Mont Cameroun, directement exposé au vent océanique humide, et au versant sud-ouest du Mont Koupé la pluviosité parvient à des chiffres extrêmes qui comptent parmi les plus fortes du globe: 10 à 12 m au pied du Mont Cameroun (graphique 1g) 6 à 7 m au flanc sud-ouest du Mont Koupé. Au pied du Mont Cameroun les précipitations dépassent mensuellement 1 m entre mai et septembre, les mois de juillet

et d'août accusent fréquemment 2 m chacun. Une période de moindre pluviosité (200 à 400 mm/mois) s'observe entre décembre et février.

La température moyenne varie au pied du Mont Cameroun entre 26 et 29°, les écarts journaliers ne dépassent que très exceptionnellement 4°. L'humidité relative, aux moments les plus secs, ne descend jamais en dessous de 80 %.

La nébulosité est élevée et l'insolation est faible. Il n'existe pour le moment aucune donnée climatologique pour les zones d'altitude du versant sud-ouest du Mont Cameroun.

Au versant sud-ouest du Mont Koupé la moyenne annuelle de température varie avec l'altitude entre 25°5 (250 m) et 22°7 (800 m). Les minimum de température s'étallent pour ces mêmes altitude entre 22° et 17°, et l'humidité relative peut tomber à 60 %.

- Le climat du Mounjo de Victoria à Manjo

Dans cette région la hauteur des précipitations diminue du sud au nord d'environ 4.000 à 2.500 mm/an. Au pied des versants Nord-Est du Mont Cameroun et du Mont Koupé, à l'abri des vents océaniques, les précipitations sont moindres : à Meanja (au pied NE du Mont Cameroun) on ne note que 1.980 mm/an (graphique 1 h). A M'Banga (graphique 1 j), plus au nord, il retombe 2.200 mm et à Nyombe encore plus au nord on note 2.960 mm/an.

La différence essentielle entre cette zone et les versants pluvieux du Mont Cameroun et du Mont Koupé est l'existence d'une saison sèche : A Douala qui reçoit 4.000 mm de pluie on ne note en moyenne que 9 jours de pluies en décembre et 7 en janvier; A Meanja au pied nord-est du Mont Cameroun il arrive qu'on n'enregistre que 3 jours de pluies

entre le 1er décembre et le 1er Mars. Malgré cela l'humidité de l'air reste toujours élevée, même dans les mois les plus secs, elle ne descend pas en dessous de 60 %.

L'existence de cette saison sèche est extrêmement importante pour la pédogenèse comme pour l'agriculture ; car les sols peu épais, très perméables, sur scories et coulées volcaniques peuvent dans ces conditions se dessécher pendant plusieurs semaines; alors que les sols plus épais et argileux ne se dessècheront au maximum que sur quelques cm s'ils sont à nu, et sous forêt jamais.

Pendant cette période de décembre à mars la "brume sèche" arrive fréquemment pendant quelques jours jusqu'à Douala tout en restant moins dense que dans le centre et le nord du pays.

L'insolation est faible : 1 à 2 heures par jour en saison des pluies, 3 à 6 heures par jour en saison sèche. Les changements de saison fin novembre et surtout en mars s'accompagnent fréquemment de tornades orageuses violentes qui causent des dégâts importants aux plantations d'hévéas.

c) Les climats anciens

Le climat Camerounais n'a pas toujours été ce qu'il est actuellement (Aubreville, 1962). Au cours des 20 derniers millénaires, le pays a connu successivement une phase beaucoup plus aride puis une phase beaucoup plus humide que l'actuelle.

La cartographie pédologique du Nord Cameroun (Martin D. 1960 Segalen P. 1960 , Sieffermann 1961 , Sieffermann G. et Vallerie P. 1963) a permis de montrer successivement :

- Un système dunaire éolien qui couvrirait toute la partie Camerounaise de la cuvette tchadienne, et qui permet de

conclure à un climat alors franchement désertique et à un décalage de la limite actuelle du désert de 800 à 1.000 km vers le sud.

- Une transgression importante du lac Tchad qui a arasé le système dunaire précédant, et édifié un cordon de rivage parfaitement conservé à 200 à 300 km au sud du lac actuel. (Erhart, Pias et Leneuf, 1954; Pias et Guichard 1957, Sieffermann 1967, Pias 1968). Ce lac avait l'étendue de la moitié de la surface de la France. Le climat était alors bien plus pluvieux que le climat actuel.

Il ressort des travaux de différents auteurs (Conrad, 1963; Faure 1963, 1965, 1967; Delibrias et Dutil, 1966; Michel, 1968; Bordet, Faure et coll, 1969; Trompette, 1969) que des conditions de forte pluviosité existaient dans toute la zone méridionale du Sahara actuel entre - 8.000 et - 4.500 ans av. J.C.; et que la transgression dont il est question plus haut se situe à cette époque. Durant cette même période les grands glaciers européens et américains subissaient un recul spectaculaire, et le niveau général des mers s'élevait considérablement.

La phase désertique qui précéda cette période pluvieuse est donc antérieure à - 8.000 av. J.C., mais pas de beaucoup, car ses formes dunaires sont très bien conservées. Il paraît raisonnable de la placer, sans grand risque d'erreur entre - 14.000 et - 20.000 av. J.C. au moment de la grande régression marine (-110 m) (Graul, 1960; Faure et Elouard 1967) et de la grande extension des calottes glacières du Wurm récent. Ceci paraît d'autant plus vraisemblable que différents auteurs ont montré que des formations dunaires similaires s'étendaient alors largement sur le plateau continental dégagé dans les zones actuellement soudano -

sahélienne de l'Afrique occidentale (Tricart, 1956; Faure et Elouard, 1967; Michel, 1968).

L'Etude pédologique détaillée, et l'examen de la morphologie du Nord-Cameroun, permet en outre de penser que d'autres variations climatiques similaires ont eu lieu antérieurement à ces deux dernières (Sieffermann, 1967).

En conclusion, on peut dire :

- Qu'il s'est produit dans un passé relativement proche une impressionnante désertification (- 20.000 à 14.000 av. J.C. suivie d'une grande augmentation de la pluviosité qui dépassa largement celle qui règne actuellement (- 8.000 à -4.500 av. J.C.).
- Si des variations climatiques ont déplacé la limite sud du Sahara de plus de 1.000 km, des déplacements similaires ont affecté les zones climatiques plus méridionales, en particulier dans le Centre Cameroun.

En tenant compte de la géographie du Cameroun il est possible d'imaginer, sans grands risques d'erreurs la répartition des zones climatiques du pays vers - 17.000 av. J.C. (Fig. 5 a) et vers - 6.500 av. J.C. (Fig. 5 b).

Ceci doit nous inciter à interpréter les sols de ces régions avec la plus grande prudence, car ils sont le résultat d'une longue et complexe évolution sous des climats multiples.

Fig. 5a

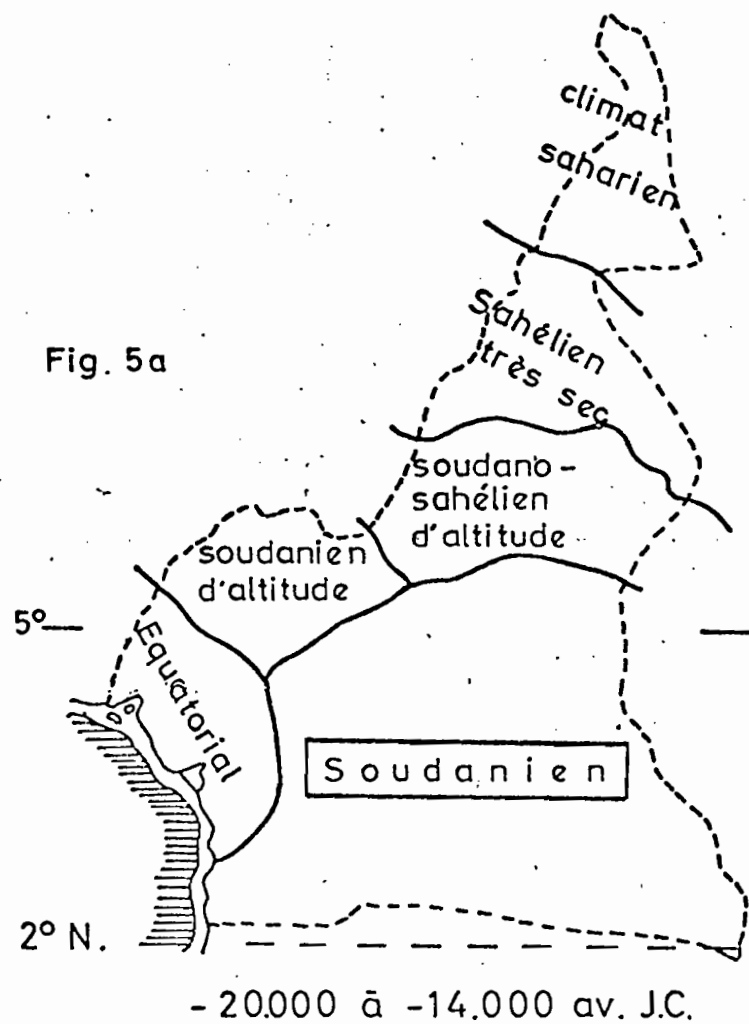


Fig. 5b

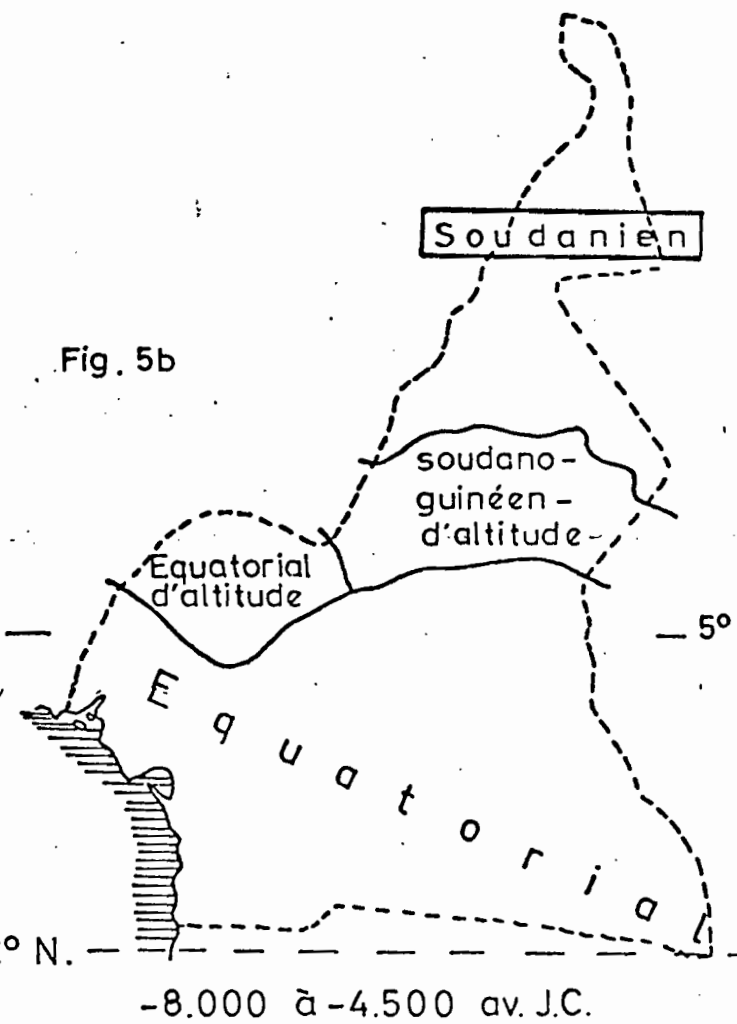


Fig. 5 : Climats anciens probables

D. Les Facteurs Pétrographiques (Fig. 6)

La stratigraphie des formations géologiques du Cameroun est assez bien connue dans ses grandes lignes.

D'après Gazel, Hourcq et Nickles (1956) on peut distinguer :

- a) Le Précambrien qui est largement représenté au Cameroun, il est sub-divisé en trois parties :
 - 1) Précambrien inférieur ou Complexe de Base : Ce complexe étudié par Champetier de Ribes (1956) Weeckenstein et Schwocrer (1955); est formé d'un grand ensemble de schistes cristallins constitués d'ectinites, mignatites et de granites éruptifs syntectoniques anciens. Champetier de Ribes rattache à cet ensemble, dans le sud Cameroun, une série calcomagnésienne à pyroxénites et pyroxéno-amphibolites qui seraient d'anciennes venues basiques reprises par le métamorphisme. Ce complexe de base forme la quasi totalité du substratum du pays.
 - 2) Précambrien moyen : Séries de Poli, du Lom, d'Ayos et de M'Balmayo-Bengbis : Ces trois séries qui se ressemblent par leur faciès schisteux et leur faible métamorphisme sont rattachées par les géologues au Précambrien moyen, bien qu'aucune corrélation réelle n'ait pu être faite entre elles.
 - La série de M'Balmayo-Bengbis, étudiée par Champetier de Ribes, est formée de schistes chloriteux qui s'étendent d'ouest en est sur 300 km entre le moyen Nyong, et le Dja.
 - La série d'Ayos qui affleure sur le cours du Haut-Nyong est formée de micaschistes et de quartzites très feuilletées.
 - La série du Lom, étudiée par Gazel et Lassère, affleure dans le centre est du pays tout au long du cours du Lom; elle est formée de chlorito-schistes et de quartzites extrêmement plissés.

Fig 6

CAMEROUN

CROQUIS GEOLOGIQUE

FORMATIONS DE COUVERTURE



Volcanisme



Sedimentaire



Sedimentaire

POST-CRETACE

CRETACE

PRECAMBRIEN



Serie de Mangbei

Series du Dja inferieur

Conglomerat de Tibati

PRECAMBRIEN SUPERIEUR



Series de Poli, du Lom, d'Ayos et de M'Balmayo-Bengbis

PRECAMBRIEN MOYEN



Complexe de base

PRECAMBRIEN INFERIEUR

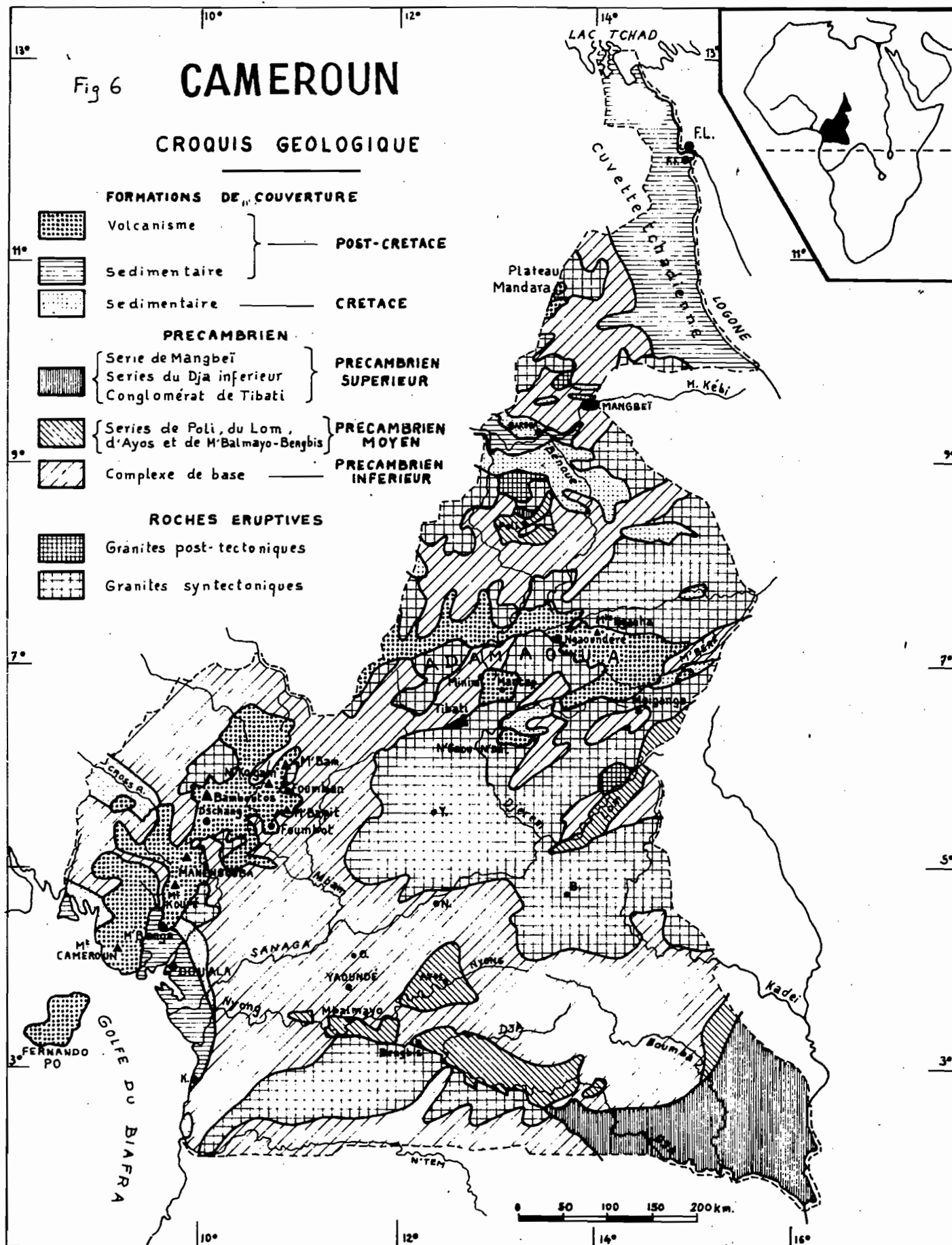
ROCHES ERUPTIVES



Granites post-tectoniques



Granites syntectoniques



- La série de Poli, située dans la pénélaine de la Bénoué, correspond à un complexe de schistes de laves, de gabbros et de diorites, elle a été décrite en détail par Koch P. en 1955.
- 3) Le Précambrien supérieur : Séries de Mangbeï, du Dja inférieur et Conglomérat de Tibati : Ces trois ensembles assez différents sont d'âge inconnu; ils sont provisoirement attribués au Précambrien supérieur.
- Le conglomérat de Tibati affleure près de cette localité et plus à l'est dans le fossé de la M'Béré. La roche peu métamorphique et écrasée contient des galets de nature et de taille très diverses.
 - La série du Dja inférieur, dans l'extrême sud-est du pays groupe un complexe tillitique à pâte grés-argilo-calcaire et un ensemble de schistes, grès-quartzites et calcaires que traversent d'importantes venues doléritiques.
 - La série de Mangbeï, est située dans la région de la Bénoué, et correspond à un ensemble vulcano-sédimentaire non métamorphique.
- b) Le Primaire est officiellement inexistant; mais Schwoerer 1955 pense que la série de Mangbeï serait paléozoïque. Ensuite, on note une absence totale de sédiments jusqu'au crétacé inférieur.
- c) Le Crétacé est représenté au Sud Cameroun par deux bassins sédimentaires côtiers, au nord Cameroun par des bassins sédimentaires lagunaires et des formations continentales.
- Les bassins sédimentaires côtiers sont formés d'épaisses couches continentales ou fluvio-marines qui se terminent par des séries Eocènes et par des sables argileux plio-pleistocènes rubéfiés.

- Les bassins sédimentaires du Nord Cameroun forment cinq petites bandes très plissées et pincées dans des synclinaux.
- Le Crétacé supérieur continental est largement représenté dans le Nord par des grès horizontaux (grès de Garoua) et par les conglomérats du fossé de la M'Béré.

d) Le Post-crétacé est représenté dans le sud par des sédiments Eocènes, Pléistocènes et des dépôts alluvionnaires quaternaires; dans le nord par des dépôts argileux et sableux dans la plaine de la Bénoué et dans la partie camerounaise de la cuvette tchadienne.

Il faut mentionner également ici beaucoup de sols ferrallitiques qui par leur épaisseur constituent de véritables formations géologiques; certains types indurés, dont l'âge peut remonter à l'Eocène, constituent des niveaux bauxitiques extrêmement importants (Foumban-Dschang - N'Gaoundal et Minin-Martap).

e) Les roches éruptives anciennes ont une extension considérable. Ce sont principalement des roches granitiques qui ont traversé un peu partout les formations précambriennes.

On peut distinguer :

- des granites syntectoniques, extrêmement importants en étendue. Ce sont des roches de structure, texture et composition hétérogène; ils sont concordants ou sub-concordants avec les terrains encaissants.
- des granites postectoniques, moins importants en étendue. Ce sont des granites alcalins ou hyperalcalins, discordants et très homogènes.
- des syénites, diorites, gabbros et dolérites qui ne forment pas de grands massifs, et qui sont beaucoup moins fréquents que les granites.

- f) Les roches volcaniques récentes. Le Cameroun a été affecté du Crétacé au quaternaire par une grande activité volcanique localisée le long de la fracture du Cameroun et plus à l'est dans la région de N'Gaoundéré. En 1943 Gèze B. a donné une excellente monographie géologique et tectonique de la suite de volcans de l'ouest du pays. Ceux-ci jalonnent une ligne orientée N-NE qui va de l'île Annobon au Tibesti; et sur laquelle se placent successivement les îles Sao Thomé, Principe, Fernando Pô puis sur le continent les monts Cameroun, Koupé, Manengouba et Bamboutos. Madame Jérenime E. a donné de son côté en 1943 une étude pétrographique détaillée de différentes roches volcaniques de la région. Divers géologues (Andreeff I., Hourcq V., Dabrowsky H., Guirandie Ch., Weecksteen G., Lasserre M., Roch Ed., Sarcia J.A et Dumort J.C) ont effectué depuis la cartographie de ces zones volcaniques.

Classiquement on distingue par ordre chronologique trois grandes phases éruptives :

- La Série Noire Inférieure - Cette "première" série composée de basaltes et d'andésites est attribuée à une époque située entre le Crétacé terminal et l'Eocène supérieur : les appareils d'émission de ces venues ne sont pas connus avec précision. La plus grande partie des surfaces couvertes de laves correspond à cette série. C'est elle qui forme la majeure partie des basaltes des hauts plateaux de l'ouest et de l'Adamaoua. Dans le sud ses laves s'intercalent entre les dépôts sédimentaires du bassin de Douala.

Cependant, je pense qu'il existe des basaltes plus anciens que ceux de cette "première" série. En effet, Roche (1953) montre sur une coupe du fossé de la M'Béré, à la hauteur de Nouveau Djohong, des coulées de basaltes

incluses dans des formations sédimentaires qu'il attribue au Crétacé moyen. Et je pense que les basaltes qu'on trouve à la base des gisements bauxitiques de Minim-Martap et du N'Gaoundal sont leur équivalent sinon des formations plus anciennes. L'épaisseur des altérations ferrugineuses et bauxitiques qu'ils ont donné dépasse souvent 40 mètres, et leur faciès de cuirasses très fortement indurés contraste avec celui des altérations d'une dizaine de mètres, généralement terreuses, de la "première" série. De surcroît, ils sont topographiquement situés au-dessus de ces derniers. Les trente mètres, en moyenne, d'altération des plateaux du N'Gaoundal et de Minim-Martap équivalent à l'alumine d'une couche de basalte épaisse de 80 mètres; tandis que les altérations de la "première" série correspondent en alumine à une couche de basalte d'une dizaine de mètres.

- La Série blanche moyenne - Cette série de caractère acide est attribué au Néogène terminal. Elle se compose essentiellement de trachytes et de phonolites avec de faibles venues rhyolitiques et basaltiques. Souvent elle recouvre les laves précédentes. C'est elle qui constitue les massifs bien conservés et peu altérés du Manengouba, des Bamboutos, du N'Kogam, du M'Bapit du M'Bam et de N'Ganha et certains pointements du plateau des Mandara.
- La Série Noire Supérieure - Cette série, exclusivement composée de roches à faciès basaltique est attribuée au quaternaire. Dans la région du Noun, Segalen (1967) y distingue cinq phases marquées par des dynamismes différents; dans l'Adamaoua et le Moungo l'épaisseur très variable des altérations sur les appareils d'émission conservés fait penser que cette "série supérieure" comporte également là plusieurs étapes différentes. Elle

a donné naissance a de nombreux appareils bien conservés. Les laves se localisent :

- Au sommet et sur les flancs du Mont Cameroun.
- Le long du Mont Koupé jusqu'à M'Banga, ou sur une bande de 70 km de long et de 30 km de large on dénombre plus de 80 puys parfaitement conservés qui ont jonché le pays de cendres, lapillis et scories.
- Sur les contreforts NE du Manengouba
- Sur la partie ouest de la région Bamoun (Foumbot)
- Dans la région de N'Gaoundéré (Adamaoua)

Actuellement seul le Mont Cameroun reste actif les dernières éruptions datent de 1909, 1922 et 1960.

E. Les Grandes Zones de Végétation.

Les travaux de nombreux botanistes et phytogéographes (Aubréville, Dalziel, Engler, Hassert, Hutchinson, Jacques Félix, Koechlin, Letouzey, Nikles, Raynal et Preuss), depuis plus de 70 ans, font que l'on connaît actuellement assez bien les espèces et les formations végétales du pays. Celles-ci se repartissent essentiellement, quand elles peuvent le faire sans contrainte, selon les conditions climatologiques.












La figure 7 donne un aperçu de la répartition actuelle des grandes formations végétales.

Dans toute la partie centrale et septentrionale du pays l'homme agit sur cette végétation depuis plusieurs millénaires par le feu et les déboisements. Il en résulte qu'aucune des formations végétales actuelles n'occupe son aire d'extension possible sous le climat présent. Nous savons d'autre part que tout le pays a subi dans les 20 derniers millénaires d'importantes variations

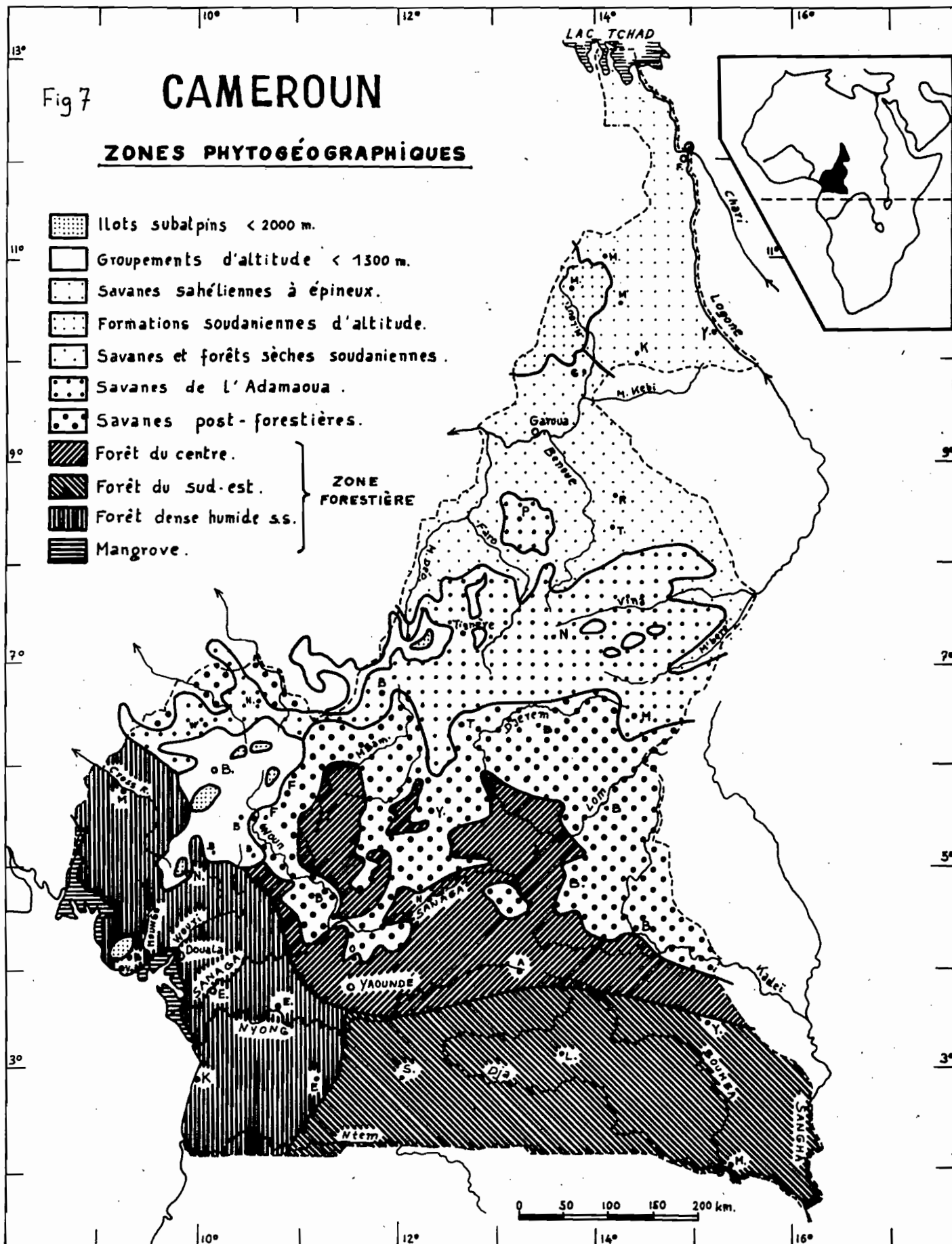
Fig 7

CAMEROUN

ZONES PHYTOGÉOGRAPHIQUES

-  Ilots subalpins < 2000 m.
-  Groupements d'altitude < 1300 m.
-  Savanes sahéliennes à épineux.
-  Formations soudaniennes d'altitude.
-  Savanes et forêts sèches soudaniennes.
-  Savanes de L'Adamaoua.
-  Savanes post-forestières.
-  Forêt du centre.
-  Forêt du sud-est.
-  Forêt dense humide s.s.
-  Mangrove.

ZONE
FORESTIÈRE



climatiques. Les aires d'extension des diverses formations végétales suivent ces variations, et se déplacent, tantôt vers le nord tantôt vers le sud selon la tendance vers l'assèchement ou vers l'humidité (Aubreville 1962). Au cours des six derniers millénaires, pendant que l'homme agissait sur la végétation, ces zones se sont déplacées vers le sud. Ces deux facteurs jouant dans le même sens ont repoussé la forêt dense vers le 4^e parallèle. Il est cependant vraisemblable que la grande zone des savanes post-forestières entre le 4^e et le 6^e parallèle, et certaines variations dans la composition floristique de la zone forestière sud-est, sont dues principalement à l'action de l'homme.

R. Letouzey a distingué les différentes formations représentées sur la figure 7 :

a) La forêt dense humide du Sud :

Ce domaine est formé d'arbres élevés, souvent munis à la base de contreforts, qui se dégagent d'un ensemble de toutes tailles au feuillage dense. Les lianes et épiphytes sont nombreuses et le tapis herbacé est rare. Elle est subdivisée à son tour en quatre secteurs :

- 1) La mangrove constitue dans la baie de Douala jusqu'à Kribi, et sur la côte occidentale jusqu'au Nigéria, une formation très particulière, à base de *Rhizophora* sp. et d'*Avicennia* sp., qui occupe les dépôts alluviaux récents battus par les marées.
- 2) La forêt dense sempervitente : c'est la plus humide; elle se distingue des suivantes par le fait que ses arbres ne présentent pas de défoliation périodique totale, les épiphytes sont abondantes. Les espèces ligneuses sont nombreuses et appartiennent surtout aux familles des Anonacées, Olacacées, Légumineuses, Irvingiacees, Guttiférales, Ebenacées, Violacées et Rosacées.

- 3) La Forêt semi décidue congolaise : Biologiquement elle se distingue de la précédente par une caducité périodique des feuillages. Elle présente des affinités congolaises (Méliacées, Sapotacées) et de nombreux indices de dégradation.
 - 4) La Forêt semi-décidue à Celtis et Sterculiacées. Présente comme la précédente une caducité périodique des feuillages mais se distingue d'elle par la grande abondance des Sterculiacées. Le sous-bois est toujours assez riche en plantes herbacées. Vers le nord, elle est en voie de rapide disparition faisant place brutalement aux savanes à "Sissongo" (*Penisetum purpureum*). Les parasoliers (*Musanga cecropioides*) fréquents dans les jachères de la zones sud-est sont rares ici et remplacés par les "Sissongos".
- b) La Zone des savanes post forestières :
- Elle est située entre le 4^é et le 6^é parallèle, correspond à de vastes surfaces herbeuses parsemées d'arbres et d'arbustes. Elle est considérée par les botanistes comme une zone de destruction récente de la forêt à Sterculiacées. Ce sont essentiellement des savanes à *Impérata cylindrica* et à *Andropogonées* (*Hyparrhenia rufa* et *Loudetia glabra*). Les savanes à sissongo (*Penisetum purpureum*) restent localisées à la bordure de la zone forestière. Très souvent elles sont constellées de grandes termitières fossiles. La végétation herbeuse atteint en fin de saison des pluies plus de 2 m. de hauteur, en saison sèche le feu la ravage. Vers le nord on voit peu à peu apparaître des éléments de la flore de l'Adamoua (*Daniellia oliveri* et *Lophira lanceolata*); entre Tibati et Garoua-Boulai il existe toute une zone de "bovés" portant une maigre végétation de graminées et de xérophytes (*Alloteropsis semialata*). Le long des cours d'eau des galeries forestières prolongent la zone sylvestre du Centre.

c) La Zone des savanes de l'Adamaoua.

Cette zone forme une bande Est-Ouest située autour de 1.000 m d'altitude entre le 6^e et le 8^e parallèle nord. Elle comprend des savanes herbeuses parsemées d'arbustes et des forêts claires, ses limites nord et sud sont très progressives. La flore herbacée est encore constituée d'Andropogonées, mais elle atteint ici une hauteur nettement moindre. Localement existent des prairies à *Sporobolus* qui en sont une forme dégradée par le surpâturage et les feux de brousse. Les peuplements arborés, souvent très beaux, sont à base de *Daniellia oliveri*, *Lophira lanceolata*, *Terminalia macroptera* et *dewevri* et *Pithecellobium ériorachis*. Le long de la limite nord on trouve des arbres déjà caractéristiques de la zone soudanienne : *Burkea africana*, *Monotes kerstingii* et *Isoberlinia dalzielii* et *doka*. Les galeries forestières rappellent celles de la zone précédante et montrent encore beaucoup d'espèces du Centre-Sud.

d) Zones des Savanes et Forêts sèches soudanennes.

Elle s'étend du versant septentrional de l'Adamaoua jusque dans la région de Garoua. Son aspect naturel est celui d'une forêt claire sèche. Celle-ci subsiste effectivement dans la moitié sud, dans la partie nord elle a été détruite en totalité dans les 15 dernières années. Dans la partie sud boisée les arbres les plus caractéristiques sont : *Isoberlinia dalzielii* et *doka*, *Anogeissus schimperi* et *Burkea africana*. A ces espèces principales s'ajoutent, introduit par l'homme, le karité (*Butyrospermum parkii*) le néré (*Parkia biglobosa*) et les baobabs (*Adansonia* sp.) Le tapis herbacé est à base d'*Hyparrhenia* de *Digitaria* et de *Loudetia*.

A partir de Garoua les influences Sahéliennes s'accroissent et on passe rapidement vers le nord-est dans la zone à épineux.

e) Les formations soudaniennes d'altitude du plateau des Mandara :

Ce plateau par son altitude permet le maintien des formations soudaniennes jusqu'au 11^e parallèle nord, mais comme il est très peuplé ces formations sont extrêmement dégradées. La végétation serait une forêt claire sèche soudanienne si elle n'était pas influencée par l'homme, les éléments caractéristiques se rencontrent encore : Isoberlinia, Parkia et même Daniellia oliveri déjà rencontrés dans l'Adamaoua subsistent jusqu'ici.

f) La zone sahélienne à épineux.

Cette zone s'étend jusqu'au voisinage du lac Tchad (13^e parallèle nord). Son aspect typique de Savane arborée à épineux ne se rencontre plus que dans les endroits les moins peuplés, ses éléments les plus caractéristiques sont divers Acacias, des Zizyphus, Bauhinia, Tamarindus, Balanites et Calotropis procera.

Sur les grandes zones argileuses Acacia seyal peut former des peuplements presque purs, mais fréquemment il y cohabite avec Balanites aegyptiaca, Poupartia birrea et Lannea humilis.

Les grandes surfaces sableuses sont couvertes d'une savane arbustive moins épineuse, très typique, à base d'Anogeissus lefocarpus, Sclerocarya birrea et Guiera sénégalsensis. Plus au nord, vers le lac, on rencontre de vastes prairies à base d'Hyparrhenia et de Vetiveria, qui sont inondées par plus d'un mètre d'eau à chaque saison des pluies. La bordure du lac est couverte d'Echinochloa et de papyrus (Cyperus papyrus).

g) Les zones d'altitude.

- 1) Le Mont Cameroun : Il forme l'ilôt subalpin le plus méridional du pays. La forêt s'arrête vers 2.500 m mais des îlots de forêt taillis à *Philippia* et *Adenocarpus* grimpent jusque vers 3.000m. A partir de 2.500 m environ on trouve des prairies graminéennes avec des *Lobelia* et des *Sénécio*, puis, vers 2.800 m des prairies à éricacées (*Blaeria*). De nombreux arbustes de 3 à 4 m de haut donnent à ces dernières une allure de verger. A partir de 3.300 m cette flore arbustive disparaît, la prairie à éricacées continue, mais peu à peu les graminées du genre *Koeleria* sont remplacées par des *Scirpus*.

Au dessus de 3.800 m les laves les plus anciennes ne sont plus couvertes que d'un épais tapis (30 cm - 40 cm) de mousses et de lichens; les laves récentes ne portent aucune végétation. Il faut noter qu'on ne trouve pas au Mont Cameroun de *Senecios* et *Lobelias* arborescents comme Ruwenzori et au Kilimandjaro.

- 2) La zone d'altitude du Centre-Ouest.

Dans la partie sud de cette région (Massif du Manengouba) des paturages d'altitude, souvent dégradés (*Sporobolus pyramidalis*), font directement suite aux cultures vivrières et aux plantations de café de la région de N'Kongsamba.

Sur le plateau Bamiléké, la population très dense a complètement asservi le paysage : C'est un terroir cultivé de maïs, arachide, igname, patate, pomme de terre et de café arabica. Les hautes haies qui entourent les champs donnent au paysage une allure de bocage. Près des points les plus hauts (col de Bana, de Batié, Banderkop et Baloum) on trouve des lambeaux forestiers et des paturages très dégradés.

Sur le plateau Bamoun les massifs du M'Bapit (1989 m) du N'Kogam (2.263 m) et du M'Bam (2.335 m) dominent la savane postforestière. Ils sont couverts de vastes paturages dénudés ou subsistent quelques petits îlots forestiers.

Sur le plateau de Bamenda on trouve jusque vers 2.800 m quelques rares îlots forestiers naturels avec des *Syzygium* et des *Lachnophyllis* couverts de longues mousses, mais la plus grande partie de la zone sommitale est déboisée et transformée en maigres paturages. Le versant ouest du plateau est très peuplé et entensément cultivé (cultures vivrières, thé et café arabica). De nombreux essais de reboisements par l'*Eucalyptus* sont en cours.

- 3) La Zone de Tignère : Au nord de MBanyo et à l'ouest de Tignère une longue zone de crêtes dépassant 2.000 m et atteignant par endroits 2.400 m. forme des paturages d'altitude. Il subsiste de rares zones de forêt claire à flore essentiellement soudano-guinéenne.

II - Les Méthodes d'Etude

A. Les Méthodes Physiques

- a) L'Analyse mécanique : La granulométrie a été déterminée par la méthode internationale, selon Robinson G.W., à partir de l'échantillon sec, en utilisant pour dispersant soit l'ammoniaque soit l'hexamétaphosphate de sodium, après destruction des matières organiques par l'eau oxygénée. Cette méthode ne réussit pas toujours dans le cas des andosols. Pour traiter ceux-ci il faut partir de l'échantillon frais, disperser modérément aux ultrasons, puis, après passage à l'eau oxygénée, essayer un

dispersant alcalin ou acide (voir à Allophane). Malgré cela les résultats restent pour ces sols très variables et peu reproductibles.

- b) Mesures des surfaces spécifiques : Sa détermination a été faite selon la méthode de Brunauer, Emmet et Teller (1938) par adsorption d'azote sur la fraction inférieure à 2 μ . Les mesures ont été faites par moi-même au laboratoire des sols de l'ORSTOM à Bondy sur un Sorptomètre "Perkin Elmer". Pour obtenir des résultats comparables entre-eux il faut prendre soin de faire les mesures sur des échantillons toujours saturés par le même cation (Thomas J.R. et Bohor F. 1968).
- c) L'Analyse thermique différentielle : Les diagrammes présentés ont été obtenus sur un appareil à trois fours "Culmann" à vitesse de chauffe réglable par altermostat (5° C/mn et 10° C/mn) construit par Susini J. et moi-même à Yaoundé (1958)
- d) L'Analyse Thermogravimétrique : Quelques déterminations ont été faites sur une thermo balance à enregistrement graphique à vitesse de chauffe variable, également construite par Susini J. et moi-même à Yaoundé.
- e) La microscopie électronique : La plupart des clichés présentés ont été obtenus sur le microscope "Philips E M 100" du centre CNRS de Sédimentologie et de Géochimie de la surface de Strasbourg. Quelques clichés à grand pouvoir de résolution sont dus à l'extrême obligeance de la société "JEOLCO", d'autres à celle de Messieurs Goldsztaub et Eberhardt du Laboratoire de Minéralogie de Strasbourg et à l'habileté de Mademoiselle Anstett. Les échantillons examinés sont des suspensions très diluées d'argiles après destruction de la matière organique. Cependant il arrive souvent qu'au cours du séchage sur la grille la suspension reflocule. On peut

l'éviter et obtenir une bonne répartition des particules minérales sur la grille de la manière suivante : A 3 à 5 gouttes d'une suspension d'argile, on ajoute 3 à 4 gouttes d'ammoniaque extrêmement pur dans un petit tube de 5 cm³. On dilue à l'eau distillée jusqu'à obtention d'une suspension à peine opalescente en lumière transmise. A 1 cm³ de cette suspension on ajoute environ 1/3 de cm³ d'alcool à 90°. Ces suspensions d'argiles NH₄, en milieu moyennement alcoolique, donnent sur la grille une excellente dispersion de la matière minérale.

- f) L'Analyse par diffraction de rayons X : L'étude par diffraction des rayons X a été faite sur un diffractomètre "Philips", équipé d'un spectrogoniomètre, avec enregistrement graphique. Suivant les besoins différentes anticathodes (Cu, Co, Fe) ont été utilisées. La vitesse de rotation du goniomètre a été le plus souvent de 2°20/m; des vitesses plus lentes ont cependant été utilisées pour les déterminations plus précises. Quatre enregistrements ont généralement été réalisés : sur poudre désorientés, sur agrégat orienté naturel, glycolé et chauffé.

L'interprétation est faite selon les critères décrits par Lucas J, Camez T. et Millot G. (1959); Lucas J. (1962); Pedro G. (1965). La distinction des minéraux de la famille de la Kaolinite se fait à la fois par les rayons X et le microscope électronique, selon des critères mis au point avec Mme Bronner (voir Terminologie). Beaucoup d'échantillons, examinés aux rayons X comme nous venons de le décrire n'ont cependant donné que des diagrammes d'enregistrement médiocres, laissant penser qu'ils ne contenaient que des produits amorphes. Ceci est inexact : ce n'est qu'une petite proportion de produits amorphes qui empêche l'enregistrement correct des pics de diffraction des particules cristallines. Le traitement nécessaire a été mis au point par Gac (1968)

d'après la méthode Segalen (1968) de dosage des amorphes. Ce traitement est le suivant : Attaque HCL 8N à froid de 30mm suivi d'une attaque NaOH 0,5N de 5 minutes au bain marie. Il est probable qu'un tel traitement ne laisse pas intact l'ensemble de la fraction argileuse et que l'image obtenue par diffraction des rayons X est plus ou moins déformée. Cependant une détermination même imparfaite est précieuse. L'amélioration des diagrammes est souvent spectaculaire, à titre de comparaison sont représentés sur la figure n° 8 les diagrammes obtenus sur un extrait inférieur à 2μ d'un andosol, avant et après traitement.

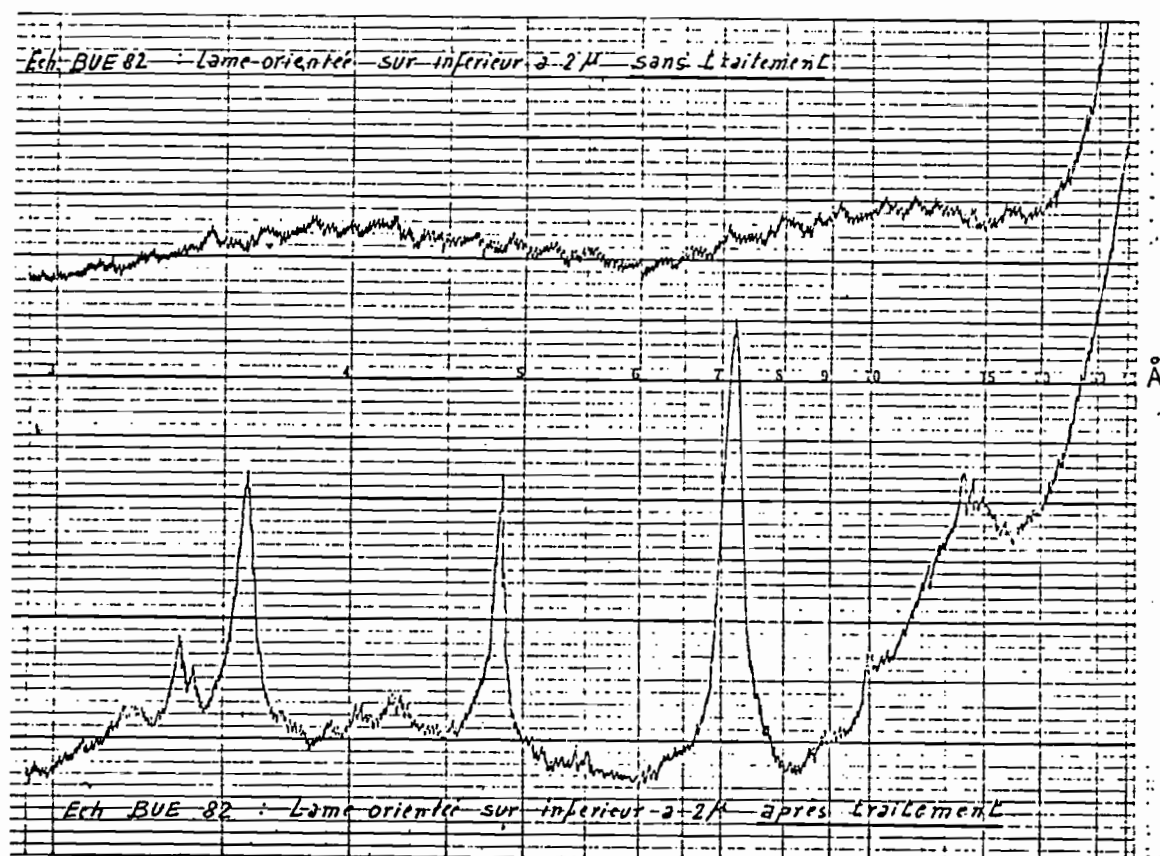


Fig n° 8

- g) Les Analyses Pétrographiques : Le microscope polarisant a été utilisé pour l'étude des plaques minces des roches fraîches et des roches altérées enrobées de résine.
- h) Les Mesures de densité et le raisonnement isovolumétrique : Le raisonnement isovolumétrique de Millot G. et Bonifas M. (1955), et Bonifas (1959), a seulement été appliqué à l'étude des horizons profonds de certains sols ferrallitiques. En effet dans beaucoup de groupes de sols, les horizons à structure conservée sont rares, particulièrement dans les stades jeunes, et rend son application impossible.

B. Les Méthodes Chimiques.

- a) Les Analyses totales : L'Analyse des éléments majeurs des sols a été faite par le quantomètre de l'Institut de Géologie de Strasbourg. L'appareil SOFICA ARL est un spectomètre à lecture directe. La méthode d'analyse a été exposée par Ataman et Besnus (1965) et Ataman (1966). Les éléments majeurs ont été dosés par les raies caractéristiques suivantes :

Si : 2881,75 Å ; Al : 3082,16 Å ; Mg : 2802,69 Å ;
 Ca : 3179,33 Å ; Fe : 2739,55 Å ; Mn : 2576,10 Å ;
 Ti : 3372,10 Å.

Les résultats sont exprimés en oxydes; l'erreur ne dépasse pas 5% en valeur relative. L'eau de constitution est évaluée par la perte de poids entre 110 et 1.000°.

Produits amorphes : Les produits amorphes ont été dosés au Laboratoire Central de l'ORSTOM à Bondy au moyen de la technique mise au point par Segalen (1968). Elle est fondée sur le fait que les produits amorphes sont plus rapidement

attaqués que les produits cristallisés. Généralement les dosages sont effectués sur la "terre fine". L'échantillon est mis huit fois au contact alternativement avec HCl 8N pendant 30 minutes et NaOH 0,5 N pendant 5 minutes. On dose après chaque traitement les éléments passés en solution. On dresse ensuite la courbe cumulative des quantités extraites en fonction du nombre d'attaques (Fig 9). La fraction amorphe est estimée par l'ordonnée à l'origine de la partie rectiligne de la courbe.

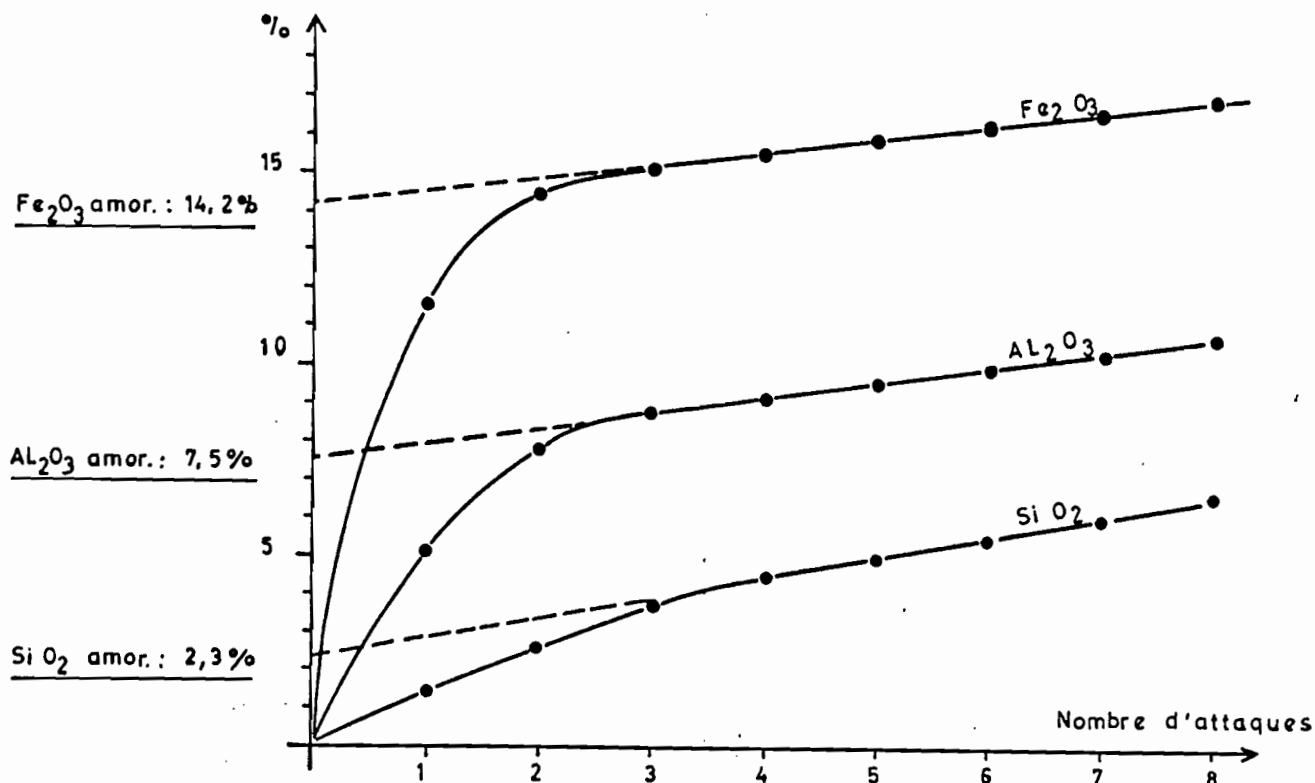


Figure 9 : Courbes cumulatives du fer, de l'alumine, et de la silice extraites en fonction du nombre d'extractions de l'échantillon AS 55 exprimés en oxydes anhydres.

Bases échangeables - Capacité d'échange (1)

Les bases échangeables ont été déplacées par la méthode à l'acétate d'ammonium neutre et dosées spectrographiquement. La capacité d'échange a été déterminée ensuite sur le résidu par dosage des ions NH_4 fixés au cours de l'extraction des bases échangeables. (Déplacement par NaCl , et dosage des ions NH_4 par la méthode Kjeldahl)

Bases Totales et P_2O_5 total (1) : Les bases totales et P_2O_5 ont été extraits par une ébullition pendant 5 h. dans l'acide nitrique concentré. Les bases ont été dosées spectrographiquement, le P_2O_5 par acidimétrie du phosphomolybdate.

Phosphore assimilable (1) : Il a été extrait par la méthode "Truog" et dosé par colorimétrie du bleu de molybdène.

Carbone - Matière organique et Azote (1) : Le carbone a été dosé par la méthode "Walkley - Black" (oxydation au bichromate de potassium et dosage du bichromate non consommé). Le taux de matière organique a été calculé à partir du carbone : (Mat. org. en % = C en % $\times 1,724$), et vérifié par la valeur de la perte au feu, diminuée de l'eau de constitution des argiles. L'azote a été dosé par la méthode Kjeldahl.

Composés humiques: Des dosages d'acides humiques et fulviques ont été faits par la méthode "Tiurin" modifiée Duchaufour au centre ORSTOM de Dakar par Thomann Ch. (1963), et au Centre CNRS de Pédologie de Nancy.

(1) Déterminations faites sous la Direction de Susini J.
au Laboratoire du Centre ORSTOM de Yaoundé.

III - Constituants des sols-terminologie - caractérisation

La détermination des constituants minéraux des sols a été abordé par de très nombreux auteurs, d'année en année les connaissances dans ce domaine augmentent. Pour les caractéristiques détaillées de ces minéraux on se rapportera aux ouvrages généraux qui en traitent : Dana (1944), Brindley (1951), Grim (1953), Beutelspacher et Van der Marel (1961), Brown (1961), Caillière et Hénin (1963), Pedro (1965).

A. Les minéraux argileux

Les minéraux de la famille de la kaolinite sont ceux que l'on rencontre le plus couramment dans les sols de la zone intertropicale humide. Ce sont essentiellement :

- La kaolinite proprement dite : $2 \text{SiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$.
- La kaolinite désordonnée qui se distingue de la kaolinite s.s par un décalage des feuillets, de façon désordonnée, de $\frac{mb}{3}$ parallèlement à l'axe b.
- L'halloysite, qui a la même formule que la kaolinite mais deux molécules d'eau supplémentaires entre les feuilles.
- La métahalloysite qui correspond à la forme déshydratée de l'halloysite.

a) La kaolinite proprement dite : La kaolinite s.s est un minéral facile à déterminer par diffraction de rayons X quand elle est à l'état pur. Brindley et Robinson (1946) ont montré que les réflexions observées peuvent être attribuées à une maille élémentaire triclinique caractérisée par $a_0 = 5,14 \text{ \AA}$; $b_0 = 8,93 \text{ \AA}$; $c_0 = 7,37 \text{ \AA}$; $\alpha = 91,8^\circ$, $\beta = 104,5^\circ$ à 105° , et $\gamma = 90^\circ$.

Les caractéristiques du diagramme des rayons X de ce minéral sont les suivantes :

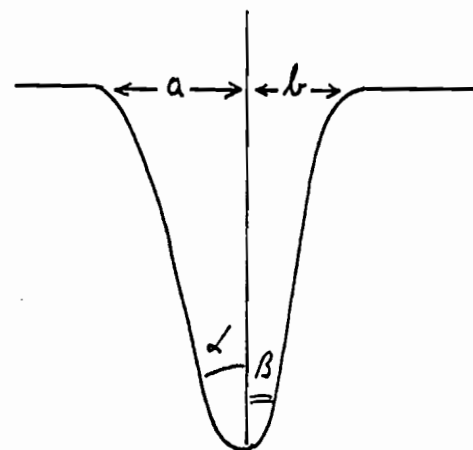
En diagramme de poudre désorientée : (Figure n° 10)

- Pics à 7,15 et 3,56 Å intenses et aigus
- Pics à 4,43; 4,35 et 4,15 Å distincts, mais d'intensité toujours inférieure aux pics 7,15 et 3,56 Å
- Pics faibles à 3,36; 3,13; 3,09 et 2,74 Å
- Un groupe de trois pics à 2,56; 2,52 et 2,49 Å
- Un second groupe de trois pics à 2,38; 2,34 et 2,29 Å.

En dépôt orienté, les pics 4,43; 4,35 et 4,15 Å disparaissent presque totalement alors que ceux à 7,1 et 3,56 Å augmentent considérablement d'intensité.

A l'analyse thermique différentielle, la perte des hydroxydes de structure donne lieu à un phénomène endothermique qui culmine vers 590° (dans le cas d'une vitesse de chauffe de 10°/minute environ). Chez les variétés le mieux cristallisées ce pic, qui peut se caractériser par le rapport $\frac{\text{tg } \alpha}{\text{tg } \beta} = \frac{a}{b}$ est assez symétrique.

Selon la taille des particules ce rapport est compris pour les Kaolinites entre 0,75 et 2,5 (Bramao et al, (1952); Beutelspacher, Vander Marel (1961)). Une autre caractéristique thermique de ce minéral est le phénomène exothermique vers 975° qui correspond à une recristallisation du produit déshydroxylé (probablement en mullite).



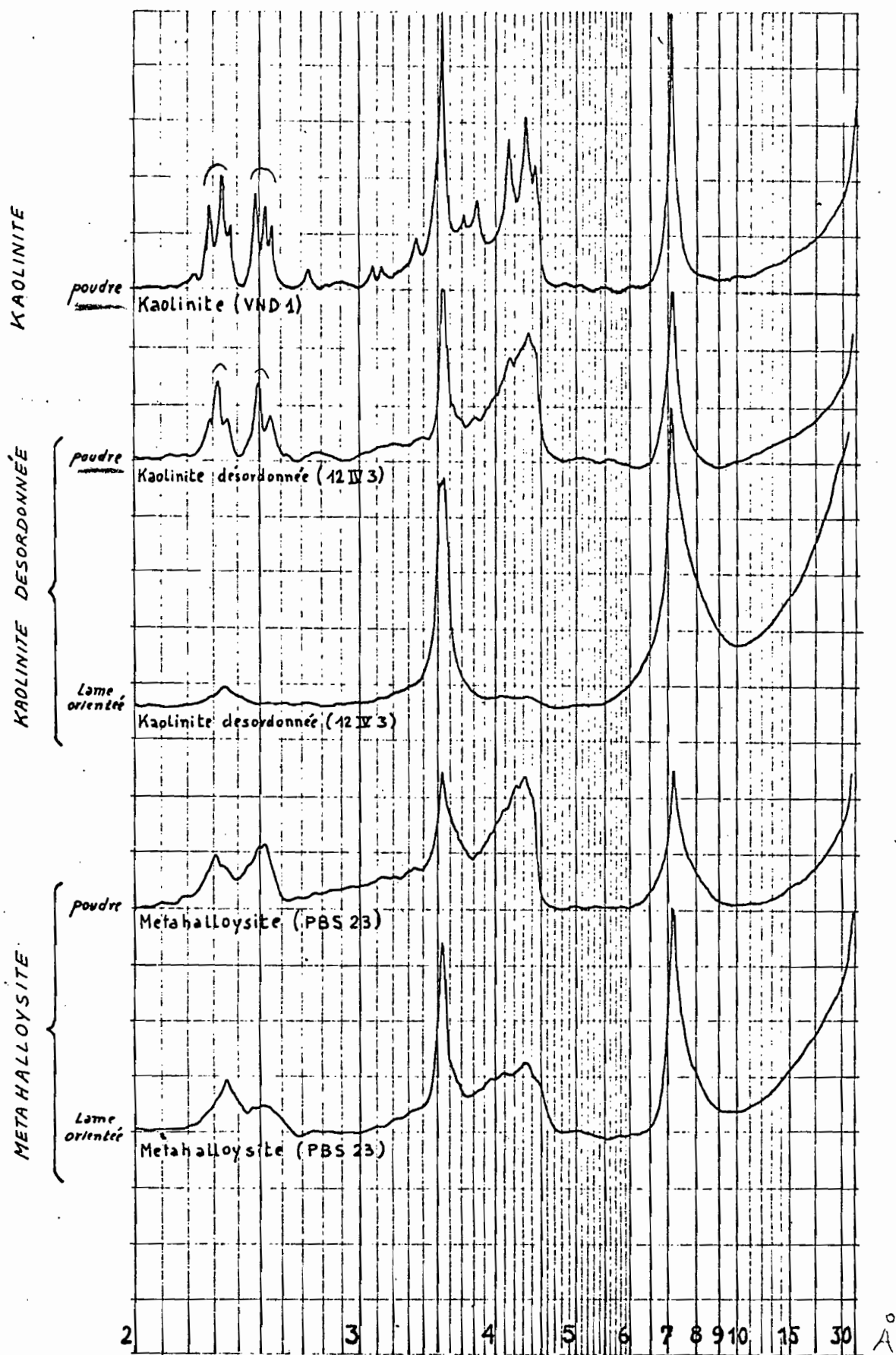


Fig. n° 10

Au microscope électronique la kaolinite se présente sous forme de cristallites de forme hexagonale.

La capacité d'échange faible, voisine de 10 méq. %, dépend de la taille des particules : les kaolinites de grande taille (2 - 4 μ) donnent des valeurs faibles de 3 à 4 méq. pour 100 g.

- b) Les kaolinites désordonnées : Les kaolinites désordonnées sont reconnaissables par diffraction de rayons X à l'existence d'une réflexion 020 large et asymétrique. Brindley et Robinson (1947), ont montré que les réflexions observées peuvent être attribuées à une maille monoclinique dont $a = 5,14 \text{ \AA}$; $b = 8,93 \text{ \AA}$; $c = 7,37 \text{ \AA}$, et $\beta = 104,5^\circ$. L'asymétrie de la réflexion 020 s'explique par un décalage $m \frac{b}{3}$, avec m quelconque, parallèlement à l'axe b. Les caractéristiques du diagramme des rayons X, du minéral pulvérisé et désorienté sont (Fig n° 10)

- Pics à 7,15 et 3,56 \AA aigus, mais d'intensité généralement moins grande que pour la kaolinite s.s.
- Bande entre 4,43 et 4,12 \AA souvent continue où les pics se dégagent ou non suivant l'état du désordre.

L'intensité de cette bande peut atteindre celle des raies à 7,15 et 3,56 \AA .

- Une paire de pics à 2,56 et 2,50 \AA .
- Une seconde paire de pics à 2,37 et 2,33 \AA .

En dépôt orienté la bande comprise entre 4,43 et 4,12 \AA diminue considérablement de hauteur, comme pour la kaolinite s.s. et les raies à 7,15 et 3,56 \AA augmentent d'intensité (Fig. n° 10) Grimshaw et coll (1945), (1948) ont montré qu'à l'analyse thermique différentielle la perte des hydroxyles à lieu à température plus basse (540 - 570°) que chez la kaolinite s.s.

Beutelspacher et Van der Marel (1961), Van der Marel (1966) montrent que le rapport $\text{tg } \alpha / \text{tg } \beta$ du pic endothermique se situe entre 1,5 et 2,6, ce qui correspond à une allure plus dissymétrique que chez la kaolinite.

Au microscope électronique, la kaolinite désordonnée se présente, comme la kaolinite s.s. sous la forme de plaquettes hexagonales; mais les grandes tailles (1 à 2 μ) sont rares. La capacité d'échange est plus élevée que celle de la kaolinite s.s; et peut atteindre 20 méq. pour 100 g.

c) L'Halloysite.

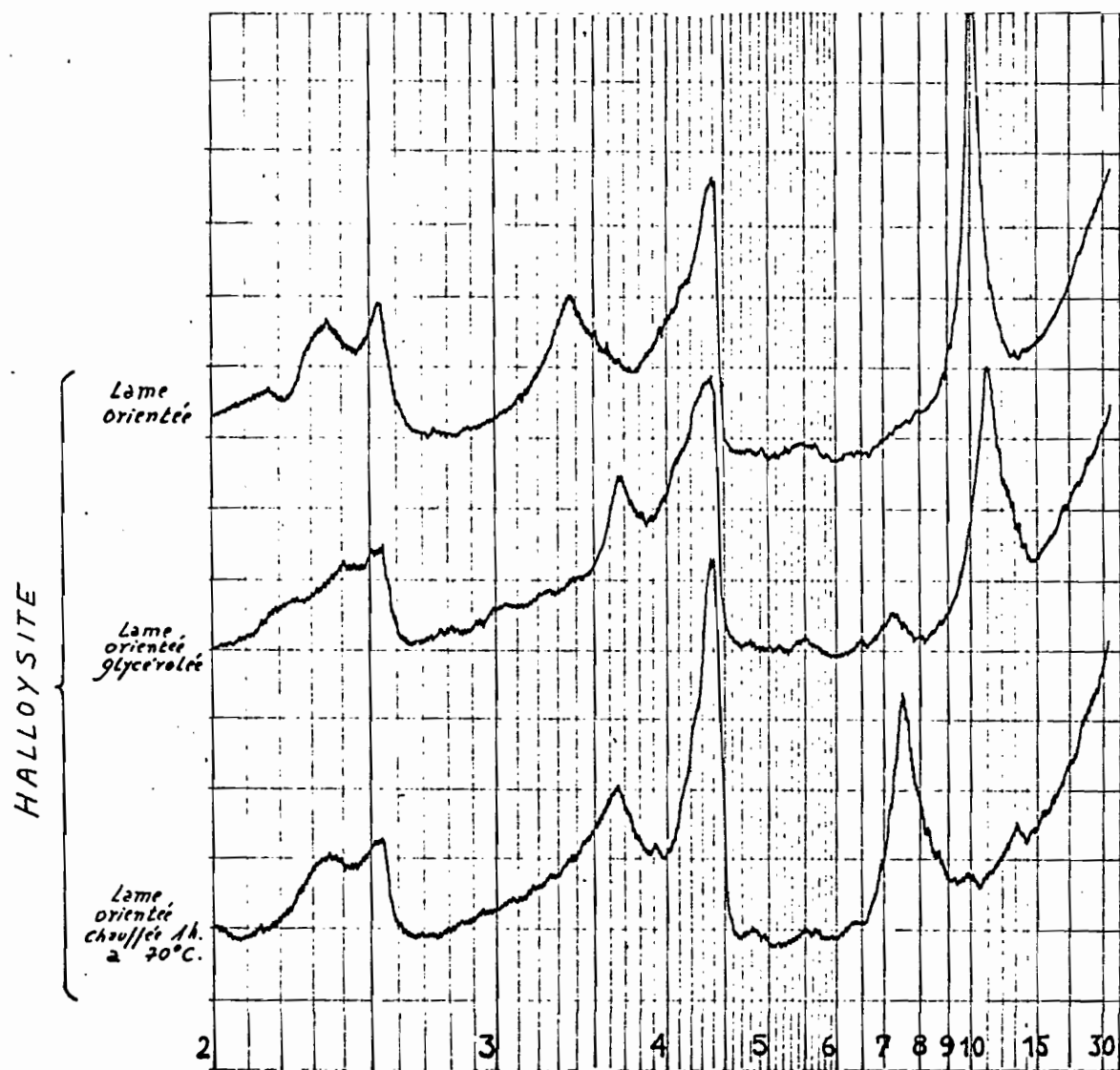
Jusqu'à une période récente l'halloysite était rarement citée comme constituant des sols. Hardon et Favejee sont les premiers à signaler en 1939 son existence dans des sols brun-rouge de Java développés sur calcaires. En 1950 Van der Marel la signale dans des sols dérivant de rhyolites à Sumatra; et Bramao et coll. dans des sols rouges du Portugal. Après 1950 le nombre de publications ayant trait à l'halloysite des sols augmente : En 1952 Sudo et Ossaka puis Sudo et Nakamura déterminent de l'halloysite dans l'altération de ponces riches en verre au Japon. En 1953 Munoz Taboada par la microscopie électronique montre que certains sols de la Guinée Espagnole contiennent 70 à 90 % de ce minéral. Fieldes et Williamson (1955) déterminent de même par la microscopie électronique de l'halloysite dans les produits d'altération de roches volcaniques (rhyolites et andésites) de Nouvelle Zélande et des Îles Cook. Lippi-Boncambi en 1955 la signale dans des sols d'origine volcanique d'Italie Centrale; et Aleschina et Rekschinskaja en décrivent dans des sols rouges de l'U.R.S.S. méridionale. Depuis le nombre de publications relatives à l'halloysite des sols ne cessent de croître. L'halloysite apparaît actuellement comme une des principales néoformations dans l'altération des roches volcaniques, et peut-être la

plus importante quantitativement.

L'halloysite est un minéral structuralement proche de la Kaolinite qui se reconnaît aisément par diffraction de rayons X à l'existence d'une réflexion à 10 \AA . Hendricks (1942), Alexander et coll. (1943) et Brindley et Robinson (1947) ont montré que la rapide décroissance d'intensité des pics hk vers les grands angles (Fig 11) et la dissymétrie importante du pic à $4,4 \text{ \AA}$ peuvent s'interpréter comme la conséquence d'un désordre structural plus grand encore que celui des kaolinites désordonnées; les feuillets présenteraient un décalage au hasard à la fois parallèlement aux axes b et a. Les caractéristiques aux rayons X du minéral, en lame orientée ou non, séchée à l'air à moins de 40°C sont les suivantes (Fig. n° 11)

- 1) Un pic intense à 10 \AA , symétrique. Ce pic peut cependant s'étendre asymétriquement jusque vers 7 \AA si le minéral a été partiellement déshydraté.
- 2) Un pic large et très asymétrique, diminuant d'intensité de $4,4$ à 4 \AA . Ce pic est souvent plus intense que celui à 10 \AA .
- 3) Un pic à $3,33 \text{ \AA}$, large ($3,20$ à $3,45 \text{ \AA}$), symétrique, généralement d'intensité moitié de celui à $4,4 \text{ \AA}$.
- 4) Une bande de $2,55$ à $2,50 \text{ \AA}$ souvent aussi intense que le pic à $3,33 \text{ \AA}$.
- 5) Une bande large culminant à $2,36 \text{ \AA}$ et s'étendant de $2,25$ à $2,45 \text{ \AA}$; généralement elle est moins intense que la bande $2,55$ à $2,5 \text{ \AA}$.

Mehmel en 1935 et Alexander et coll. en 1943 montrèrent que le minéral se déshydrate irréversiblement à 80°C ; en fait il perd déjà son eau interfoliaire à 45° en quelques heures à bas degré hygrométrique, mais non irréversiblement. Ceci provoque une dissymétrie de la réflexion 001 vers 7 \AA . Deshydraté une heure à 80° le minéral présente le diagramme suivant : (Fig. 11)



Halloysite (SND 127) provenant de l'altération d'un trachyte phonolitique de l'Adamaoua.

Fig n° 11

- 1) Un pic ou une bande, axé sur $7,4 \text{ \AA}$ asymétrique, s'étendant souvent jusque vers 9 \AA .
- 2) Un pic large, très asymétrique de $4,4$ à 4 \AA , plus intense qu'avant déshydratation.
- 3) Un pic à $3,64 \text{ \AA}$ (d'intensité $1/3$ de celui à $4,40$) et asymétrique vers les grands angles.
- 4) Une bande de $2,55$ à $2,5 \text{ \AA}$, presque aussi intense que le pic à $3,64 \text{ \AA}$.
- 5) Une bande à $2,36 \text{ \AA}$, souvent mieux marquée que dans l'échantillon hydraté.

Le minéral est donc facile à identifier en quantité appréciable: les pics à 10 et $3,33 \text{ \AA}$ disparaissent à la déshydratation; alors qu'un nouveau pic apparaît à $3,64 \text{ \AA}$. L'halloysite traitée par un mélange $2/3$ d'alcool et $1/3$ de glycérol voit très rapidement son équidistance passer de 10 à 11 \AA (Mac Ewan, 1946 et 1948) (Fig. n°11). La réaction est très facile à effectuer par imprégnation de la plaque de poudre ou de la lame orientée par 1 à 2 gouttes du mélange alcool/glycérol.

L'analyse thermique différentielle montre que la perte des hydroxyles de structure a lieu chez l'halloysite, comme pour la kaolinite désordonnée, à température plus basse que chez kaolinite s.s. (500 à 580°) (Grimshaw et coll. 1945, Heaton et Roberts 1945, Brindley et Robinson 1947; Dean 1947, Bramao et coll. 1950). Les valeurs qui chiffrent la dissymétrie du pic de perte des hydroxyles ($2,5 \text{ } \frac{\text{tg} \alpha}{\text{tg} \beta}$ 3,8) sont également voisines de celles de la kaolinite désordonnée (Bramao et coll. 1952). La capacité d'échange est plus élevée que celle de la kaolinite et de la kaolinite désordonnée : 20 à $30 \text{ méq. } \%$ (Caillère et Hénin 1963; Colmet-Daage et coll. 1967; Sieffermann et Millot 1968).

La forme des cristaux est un autre caractère permettant la distinction de l'halloysite des autres minéraux du groupe de la kaolinite. Dès 1939, les travaux de microscopie électronique de nombreux auteurs mettent en évidence le faciès tubulaire de l'halloysite, par opposition aux formes pseudo-hexagonales de la kaolinite (Eitel 1939; Humbert et Shaw, 1941; Humbert, 1942; Shaw et Humbert, 1941; Kelley et Shaw, 1942; Alexander et coll. 1943; Eitel, 1943; Eitel et Radzcewski, 1943; Kelley et Page, 1942).

Bates et Comer, et Comer et Turley montrent en 1955, par des observations de répliques de surfaces, que la forme tubulaire existe réellement et n'est pas la conséquence d'un enroulement sous l'effet déshydratant du vide du microscope électronique. Sand et Comer (1955) confirment le faciès tubulaire par l'observation directe de la forme très stable de l'halloysite glycérolée. En observation normale, sans précaution, le tube d'halloysite se déchire dans le sens de la longueur; c'est cette forme qu'on observe le plus fréquemment. Ce faciès tubulaire n'est pas le seul aspect morphologique de l'halloysite : De Keyser et Degueldre en 1954, puis Birrel et coll. en 1955, font état d'amas difformes et de formes globulaires auxquels correspondent des diagrammes de rayons X d'halloysite. Sudo et Takahashi (1955) puis Sieffermann et Millot (1968) précisent la structure de ces formes "glomérulaires" et montrent leur importance et leur condition de genèse dans les sols. A côté des formes tubulaires et glomérulaires, qui sont de loin les faciès les plus fréquents, l'halloysite semble aussi se présenter sous l'aspect de cristallites hexagonaux : (Robertson et coll. 1954; Bramao et coll. 1952; Brindley et De Souza Santos 1966); dans nos échantillons cette forme n'a pas été observée. Enfin Chukrov et Zvyagin (1967) montrent des minéraux en forme de prismes hexagonaux à structure concentrique autour de l'axe principal, donnant d'intenses réflexions vers 7,5 et 3,6 Å. La structure de ces halloysites déshydratées fait penser à celle des halloysites glomérulaires et suggère l'idée d'un lien génétique.

d) La métahalloysite.

Le terme métahalloysite désigne ici l'halloysite deshydratée artificiellement à $7,3 \text{ \AA}$ (Beutelspacher et Van der Marel 1961; Caillère et Hénin, 1963; Brindley et al. 1966) ainsi que des minéraux naturels de même équidistance et formule chimique, qui semblent dériver génétiquement de l'halloysite 10 \AA par deshydratation naturelle. Ces minéraux naturellement à $7,3 \text{ \AA}$ peuvent gonfler à des équidistances variables de 10 à 16 \AA sous l'effet d'agents chimiques divers : hydroxyde de baryum dans l'alcool (Caillère et Hénin, 1950) liquides organiques polaires (Mac Ewan 1946, 1948 et A. Weiss et al. 1967). Sels ammoniacaux (Wada 1959, Beutelspacher et Van der Marel 1961). Dans l'eau seule, la métahalloysite ne change pas d'équidistance.

Aux rayons X le diffractogramme de poudre désorientée du minéral ressemble beaucoup à celui de la kaolinite désordonnée (Fig : 10) et ne permet pas de distinguer les deux minéraux; ses caractéristiques sont les suivantes :

- Pic de valeur moyenne $7,3 \text{ \AA}$ (variable de $7,15$ à $7,5 \text{ \AA}$) souvent large et dissymétrique vers les petits angles.
- Pic axé sur $3,56 \text{ \AA}$ de même intensité ou légèrement inférieure.
- Bande large et très dissymétrique entre 4 et $4,40 \text{ \AA}$, d'intensité égale ou supérieure aux raies $7,2$ et $3,56 \text{ \AA}$.
- Dôme souvent continue de $2,56$ à $2,30 \text{ \AA}$, d'où peuvent se dégager les pics $2,56$; $2,50$ et $2,32 \text{ \AA}$.

Si le diagramme de poudre de la métahalloysite ressemble à s'y méprendre à celui d'une kaolinite désordonnée il n'en est pas de même des diagrammes de lames orientées : Le diagramme de métahalloysite orienté montre toujours une importante réflexion résiduelle entre $3,8$ et $4,4 \text{ \AA}$ (Fig. n° 10), alors que chez la kaolinite désordonnée, très bien orientée,

ces réflexions s'effacent totalement. Ceci permet de distinguer la kaolinite désordonnée de la métahalloysite par la diffractométrie des rayons X. Les meilleures orientations sont obtenues avec des échantillons rendus sodiques par un traitement avec NaOH 0,1 N, recueillis et lavés par centrifugation jusqu'à élimination de toute soude excédentaire.

A l'analyse thermique différentielle, la partie du diagramme comprise entre 200 et 1.000° est identique chez la métahalloysite, l'halloysite et de nombreuses kaolinites désordonnées, et ne permet pas de distinguer ces minéraux. Par contre, le pic endothermique de perte d'eau à 140° peut donner des renseignements, si on met en équilibre, préalablement à l'analyse, les échantillons avec une atmosphère à degré hygrométrique constant:

Dans ces conditions l'importance du pic varie comme suit :

| | | |
|-------------|-----------------------|----------------|
| kaolinite | kaolinite désordonnée | métahalloysite |
| halloysite. | | |

Cette technique permet généralement de distinguer une Kaolinite désordonnée d'une métahalloysite, mais pas toujours une métahalloysite d'une halloysite; dans de nombreux échantillons on trouve simultanément de la métahalloysite et des allophanes et dans ces cas le pic à 140° peut être aussi important que celui d'une halloysite.

La capacité d'échange de la métahalloysite se situe généralement entre 15 et 25 méq. pour 100 g.

Au microscope électronique le minéral se présente sous les mêmes formes morphologiques que l'halloysite.

e) Autres minéraux argileux :

A côté des minéraux de la famille de la kaolinite on observe dans la plupart des sols de la zone ferrallitique des phyllites

à trois couches. Ce sont soit des minéraux hérités, soit des minéraux transitoires qui se forment au cours de l'altération. Tous les grands groupes : illites, montmorillonites, chlorites, vermiculites et des édifices mixtes peuvent se rencontrer. Leur détermination a été faite selon la méthode mise au point par Lucas, Camez et Millot (1959). Dans les sols jeunes leur quantité peut être importante.

T A B L E A U R E C A P I T U L A T I F

Détermination pratique des minéraux de la famille de la Kaolinite

I) Kaolinite S.S.

1) Diagramme de poudre

- Raies à 7,15 et 3,56 Å intenses et aiguës.
- Raies à 4,43; 4,35; 4,15 Å distinctes, toujours inférieures aux raies 7,1 et 3,56 Å.
- Raies à 3,36; 3,13; 3,09 et 2,74 Å
- Groupe de raies à 2,56; 2,52 et 2,49 Å
- Groupe de raies à 2,38; 2,34 et 2,29 Å

- 2) En lame orientée les raies 4,43; 4,35 et 4,15 Å disparaissent presque totalement alors que les raies 7,1 et 3,56 Å augmentent considérablement d'intensité.

- 3) Microscopie électronique : plaquettes hexagonales.

II) Kaolinite désordonnée.

1) Diagramme de poudre

- Raies à 7,15 et 3,56 Å aiguës, mais d'intensité généralement moins grande que pour la kaolinite S.S.
- Bande entre 4,43 et 4,12 Å souvent continue où les pics se dégagent ou non suivant l'état du désordre. L'intensité de cette bande peut atteindre celle des raies à 7,15 et 3,56 Å.
- Une paire de raies à 2,56 et 2,50 Å.
- Une paire de raies à 2,37 et 2,33 Å

- 2) En lame orientée la bande entre 4,43 et 4,12 Å diminue considérablement de hauteur, comme pour la kaolinite S.S. et les raies à 7,15 et 3,56 Å augmentent d'intensité.

- 3) Microscopie électronique : Plaquettes hexagonales, souvent petites

III) Métahalléosite

1) Diagramme de poudre

- Raie de valeur moyenne 7,2 Å (variable de 7,15 à 7,5) souvent large
- Raie axée sur 3,56 Å, de même intensité ou légèrement inférieure
- Bande large et très asymétrique entre 4,40 et 4 Å. Cette bande est d'une intensité égale ou supérieure aux raies 7,2 et 3,56 Å
- Un dôme souvent continu, de 2,56 à 2,30 Å, d'où peuvent se dégager les raies 2,56, 2,50 et 2,32 Å

- 2) En lame orientée : la bande entre 4,40 et 4 Å reste d'intensité égale ou supérieure aux raies 7,20 et 3,56 Å.
- 3) Microscopie électronique : Tubes ou glomérules

IV) Halloysite.

- 1) Halloysite hydratée (lame orientée ou non, séchée à l'air)
 - Raies à 10 Å, intense symétrique ou non (peut s'étendre jusqu'à 7 Å)
 - Bande large, très asymétrique, diminuant d'intensité de 4,40 à 4 Å souvent plus intense que la raie à 10 Å.
 - Raies à 3,33 Å, généralement d'intensité moitié de la bande à 4,40.
 - Bande de 2,55 à 2,50 Å, souvent aussi intense que la raie à 3,33 Å.
 - Bande à 2,36 Å, généralement moins intense que la bande 2,55-2,50 Å.

Remarque : Au glycérolage de la lame orientée séchée à l'air la raie 10 Å, passe à 11 Å, et la raie 3,33 Å à 3,64 Å. Les raies 4,4 et la bande 2,5 à 2,55 Å restent inchangées.

- 2) Halloysite deshydratée à 80°
 - Bande ou raie axée autour de 7,3 Å, asymétrique, s'étendant souvent jusque vers 9 Å.
 - Bande large de 4,40 à 4 Å, asymétrique, plus intense que chez l'hallowysite hydratée.
 - Raie à 3,60 Å, moins intense que la bande à 4,40 Å.
 - Bande de 2,55 à 2,50 Å la raie à 2,50 Å s'individualise souvent nettement.
 - Raie à 2,40 Å faible.
 - Bande à 2,36 Å, un peu plus intense que dans l'échantillon hydraté.

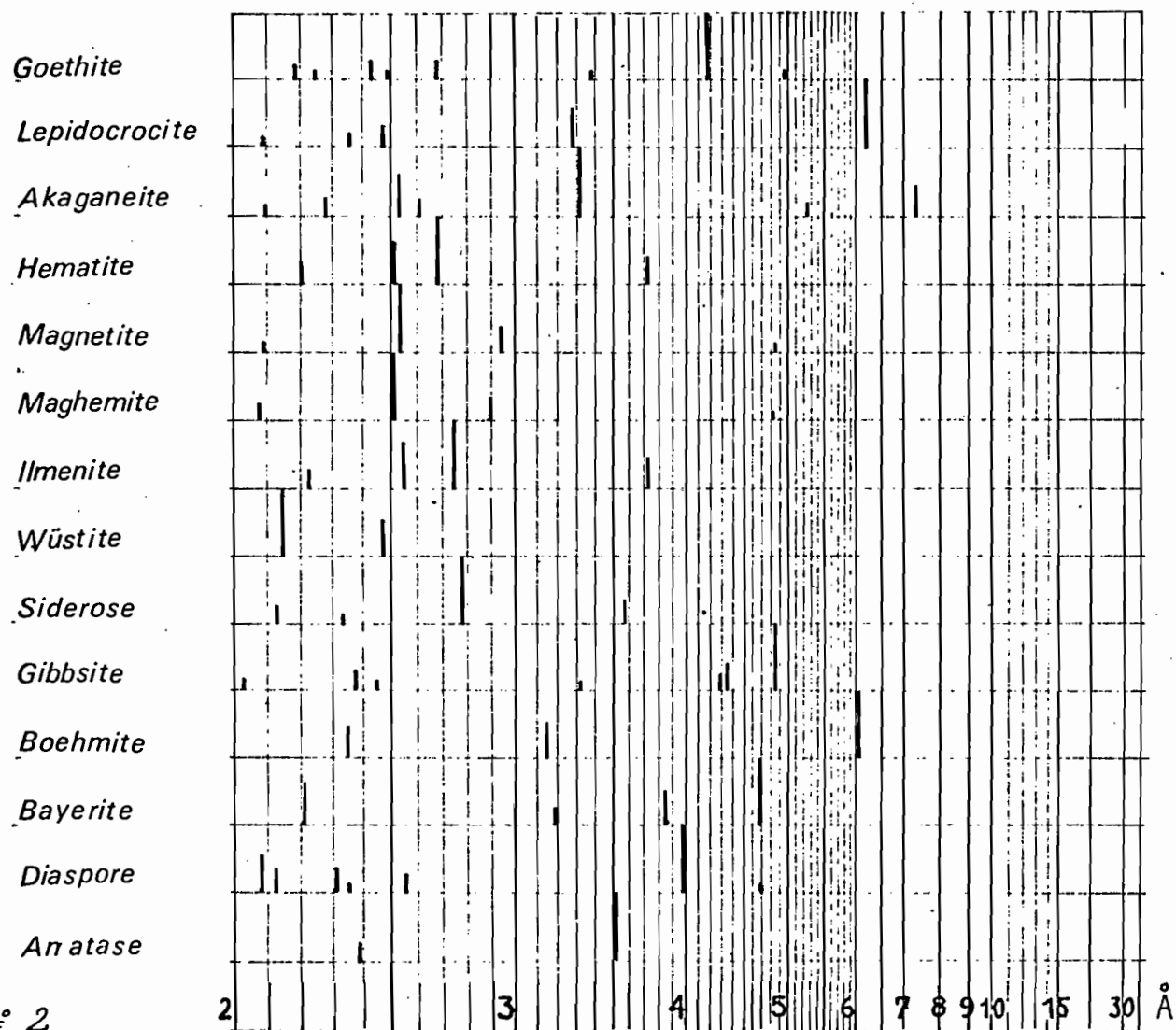
Remarque : Les raies 10 Å et 3,33 Å de l'Hallowysite hydratée ont disparu totalement : les raies 3,60 et 2,40 sont nouvelles.

- 3) Microscopie électronique : tubes ou glomérules.

B. Oxydes et Hydroxydes de fer,

Dans les sols les oxydes et hydroxydes de fer existent soit sous forme définie et cristallisée soit sous forme amorphe. Les travaux de nombreux auteurs : Posnjak et Merwin (1919), Gaubert (1925), Pauling et Hendricks (1925), Böhm (1929), Ewing (1935), Goldsztaub (1935), Kratky et Novotny (1938), David et Welch (1956), Bonifas (1956), Pauling (1960), montrent que les formes cristallisées peuvent se ramener essentiellement à trois types d'hydroxydes : la goethite α -FeOOH, la lepidocrocite β -FeOOH et l'akaganeïte γ -FeOOH et à quatre oxydes : L'hématite ou oligiste α -Fe₂O₃, la maghémite χ -Fe₂O₃, la magnétite Fe₃O₄ et la Wüstite FeO. Sur nos échantillons les déterminations ont été faites par diffractométrie de rayons X. Si la caractérisation des divers types d'oxydes et d'hydroxydes purs ne présente aucune difficulté particulière leur détermination dans des mélanges est par contre fort difficile. Il suffit pour s'en convaincre d'examiner le tableau n° 2 qui donne les principales raies des divers oxydes et hydroxydes de fer, d'aluminium et de titane. La difficulté s'accroît encore par le fait que ces minéraux se trouvent pratiquement toujours en présence de phyllites de la famille de la kaolinite dont de nombreuses raies sont voisines ou identiques.

- a) La Goethite est contrairement à une opinion fort répandue difficile à mettre en évidence en présence de kaolinite : ses raies à 4,18 et 2,48 Å se superposent aux raies de la Kaolinite, seule la raie peu intense à 2,44 Å reste caractéristique; mais si l'échantillon contient de petites quantités d'illite ou de chlorite, ce qui est fréquent, cette dernière devient inutilisable. La raie à 2,67 Å est commune à l'hématite et permet uniquement d'affirmer, en présence de phyllites de la famille de la kaolinite, l'existence de l'un ou l'autre (ou des deux) membres du couple goethite-hématite, on ne peut le plus souvent en dire davantage car la seule raie qui permettrait d'apprécier la proportion d'hématite (3,67 Å) est peu intense, le plus souvent invisible.



Principales reflexions aux rayons X des hydroxydes et oxydes de fer
d'aluminium et de titane.

- b) La Lepidocrocite est plus aisée à déterminer par sa raie principale à $6,27 \text{ \AA}$. Cependant elle est difficile, sinon impossible à caractériser en présence de feldspaths, d'attapulгите et de certaines zéolites. Elle a pu être décelée dans quelques échantillons seulement, c'est un hydroxyde rare dans la zone intertropicale.
- c) L'Akaganeïte β FeOOH est une troisième forme polymorphe de la goethite. Ce monohydrate s'obtient par hydrolyse du chlorure ferrique (Weiser et Milligan, 1935; Dasgupta et Mackay 1959) ou du fluorure ferrique (Dasgupta et Mackay 1959). Kratky et Nowotny en 1936 attribuent au minéral une structure orthorhombique. Mackay en 1960 montre que celle-ci est en réalité quadratique avec $a = 10,48 \text{ \AA}$ et $c = 3,023 \text{ \AA}$. Les diagrammes d'analyse thermique du minéral montrent toujours une réaction exothermique assez intense entre 350 et 450° (Weiser, 1935; Mackenzie 1951, 1952.). Schuylenborgh et Sanger (1949) pensent que le minéral existe à l'état naturel; en fait c'est un minéral extrêmement difficile à caractériser : sa raie principale à $3,32 \text{ \AA}$ est commune au quartz et à l'illite; ses deux autres pics les plus intenses $7,4$ et $2,54 \text{ \AA}$ sont inutilisables en présence des minéraux de la famille de la kaolinite et tout particulièrement de la kaolinite désordonnée qui est presque toujours présente, sa raie à $2,62 \text{ \AA}$, la seule utilisable, est faible et nécessiterait pour apparaître une teneur importante, de surcroît elle n'est pas caractéristique en présence de vermiculite. C'est un minéral pratiquement indéterminable avec certitude dans les sols de la zone intertropicale. Il est cependant probable qu'il se rencontre plus souvent et plus abondamment que la lépidocrocite. De nombreux diffractogrammes montrent un net épaulement à $7,4 \text{ \AA}$ sur la partie descendante des pics de kaolinite désordonnée et souvent un petit pic à $2,62 \text{ \AA}$, ces deux faits rendent sa présence extrêmement probable.

- d) L'Hématite ou Oligiste est l'oxyde de fer le plus fréquent des sols de la zone intertropicale; son doublet de pics à 2,51 et 2,67 Å est caractéristique. Il est cependant difficile de dire, en présence de phyllites du groupe de la kaolinite, s'il s'agit d'hématite seule ou d'un mélange goethite-hématite (voir goethite), et encore plus délicat d'en évaluer les proportions. Sa raie à 3,67 Å est souvent invisible; et celle à 2,20 Å forme le plus souvent, avec les deux pics de la goethite (2,19 et 2,25 Å) que l'encadrent, un dôme continu. L'examen de nombreux diagrammes laisse cependant penser que goethite et hématite coexistent en zone ferrallitique dans la majorité des cas.
- e) La Magnétite donne une raie intense à 2,53 Å, non caractéristique en présence de phyllites. Ses raies, plus faibles à 2,10 et surtout à 2,97 Å permettent de la caractériser aisément en présence des toutes les phyllites (seules l'illite et la sépiolite interfèrent, mais uniquement sur le pic à 2,10 Å). Cependant ce minéral est difficile, sinon impossible, à déterminer en présence de pyroxènes de feldspaths et de zéolites qui donnent des pics entre 2,9 et 3 Å. Ce cas est malheureusement fréquent dans les horizons d'altération des sols. La magnétite est un minéral hérité courant de la plupart des sols ferrallitiques dérivés de roches volcaniques.
- f) La maghémite donne aux rayons X un diffractogramme de magnétite dont toutes les raies sont très légèrement décalées vers les grands angles :

Maghémite : 4,82 2,95 2,514 2,086 1,604 1,474

Magnétite : 4,85 2,97 2,532 2,100 1,617 1,485

Ces chiffres montrent que ce n'est pas un oxyde facile à caractériser; il est nécessaire d'étaler l'enregistrement des diagrammes et de réduire la vitesse de rotation du goniomètre.

Les raies de surstructure qui permettraient de caractériser avec certitude le minéral sont généralement de trop faible intensité pour être utilisables. Dans les sols ferrallitiques on, observe en fait, dans les horizons d'altération des profils, des valeurs de pics proches de celles de la magnétite, immédiatement au dessus on trouve toujours des valeurs intermédiaires entre celles de la maghémite et celles de la magnétite; on n'observe jamais deux pics distincts. Dans les horizons rouges supérieurs, les pics s'effacent progressivement, on n'observe plus que de l'hématite. La maghémite a une structure voisine de celle de la magnétite et correspond à un stade transitoire d'oxydation (avec intervention d'eau) de celle-ci; elle donne de l'hématite dans la partie supérieure des profils.

- g) La Wustite, FeO est un oxyde facile à déterminer par sa raie principale à 2,14 Å. Aucun diffractogramme des sols du Cameroun n'a cependant révélé sa présence, c'est un oxyde rare vu sa métastabilité à basse température. Il peut cependant exister dans les sols : l'étude d'un échantillon provenant d'un profil sur lapillis noires du Massif Central Français en a montré une quantité assez importante.
- h) Les hydroxydes amorphes. Une bonne technique d'identification et de dosage de ces produits dans les sols a été mise au point récemment par Segalen (1967). La grande majorité des sols de la zone intertropicale contient un taux important de ces produits, tout particulièrement les termes les plus évolués des sols ferrallitiques (les teneurs supérieures à 15 % sont courantes). Des gels d'hydroxydes de fer artificiels ont fait l'objet d'étude de nombreux physico-chimistes (Mackenzie 1949; Gheith 1952; Shuryguina 1958; Schwertmann, Papendorf, Fischer et Lentze 1964, 1966). Ces auteurs montrent que les gels évoluent sous l'influence de divers facteurs (pH, Matières

organiques, CO_2 etc...) dans un délai de 4 à 5 ans en goethite ou hématite, en proportions variables. L'existence en quantités importantes de ces substances dans des sols dont l'âge se chiffre sans grands risques d'erreurs, en centaines de milliers d'années pose, comme l'a déjà fait remarquer Segalen en 1964, un problème important loin d'être résolu.

C. Les possibilités de l'analyse thermique différentielle dans la caractérisation des hydroxydes de fer.

L'examen successif de quelques deux cents échantillons de sols ferrallitiques par A.T.D., et ensuite par diffractométrie de rayons X permet les remarques suivantes :

L'expérience prouve qu'il est aisé de distinguer sur des diagrammes d'A.T.D., faits sur un même appareil selon un mode opératoire constant, la perte d'eau structurale des hydroxydes de fer de celle de la gibbsite : les pics correspondants sont moins pointus que celui de la gibbsite et ils s'étalent sur un intervalle de température plus large. Sur les diagrammes de sols ferrallitiques riches en fer trois types de réactions liées aux oxydes et hydroxydes de fer sont observables :

- a) Les phénomènes endothermiques entre 250 et 450° : Ils se traduisent par des pics évasés si situant entre 250 et 350°, entre 300 et 400° et entre 370 et 470° (Fig. n° 12 A,B, et C) et culminant respectivement à 300, 350 et 420°. Souvent deux pics interfèrent et forment un évasement très large. Fréquemment, on observe les deux pics extrêmes (300 et 420°) bien distincts (Fig. n° 12, D). Aucun échantillon de ce dernier cas examiné par diffractométrie de rayons X n'a montré de lépidocrocite. Deux hypothèses peuvent être avancées pour expliquer la présence des deux pics :

- Celle de deux groupes de goethite de cristallinité différente (Bonifas, 1958)

- Celle de l'existence de β FeOOH, difficile à mettre en évidence par diffractométrie de rayons X, et pour lequel les données bibliographiques concernant l'A.T.D. sont rares et souvent contradictoires. (Mackenzie 1957)

b) Les phénomènes exothermiques vers 350° : Ils se manifestent sous forme d'un pic plus ou moins important culminant au voisinage de 350° et fréquemment précédé par un petit phénomène endothermique (Fig. n° 12, E).

Selon les auteurs, ce pic est interprété de trois manières :

- Pour Smothers et Tchian (1955) il correspond à la transformation de la lépidocrocite en maghémite.
- Pour Gheith (1952); Shurygina (1958) et Mackenzie et Meldau (1959) ils indiquent la cristallisation des hydroxydes de fer amorphes, ou de l'akaganeïte (Mackenzie 1952, 1957), en hématite.
- Pour Taylor (1959) et Schwertmann (1959) il serait dû à l'oxydation de matières organiques.

La seconde hypothèse paraît la plus vraisemblable, car :

- Dans aucun des cas, où ce pic fut observé on ne put déceler de la lépidocrocite, pourtant facile à identifier par diffractométrie de rayons X.
- Plusieurs échantillons étaient tout à fait exempts de matières organiques.

c) Les phénomènes exothermiques entre 550 et 850° : Welo et Baudisch (1925) ont montré que la transformation de la maghémite en hématite était exothermique et avait lieu vers 550°. Michel et Chaudron (1935) précisèrent que la transformation pouvait se produire entre 300 et 800° selon la quantité et la nature des impuretés. Cependant aucun de nos échantillons à maghémite n'a montré cette réaction. L'explication la plus

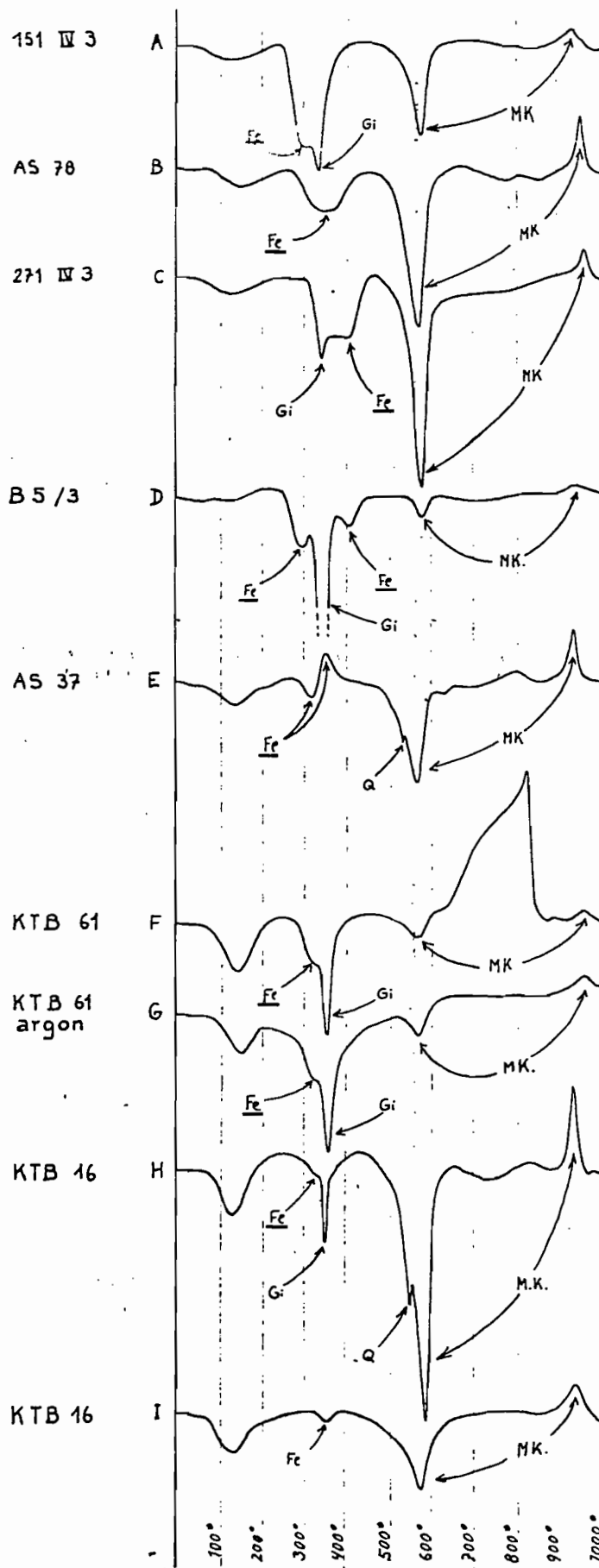
vraisemblable semble que des teneurs de 5 à 10 % de maghémite soient trop faibles pour que le phénomène soit décelable. Néanmoins beaucoup de diagrammes d'A.T.D. montrent des réactions exothermiques très importantes culminant entre 600 et 850° et se terminant généralement très brutalement vers le côté des hautes températures (Fig. N° 12, F); ce sont toujours des échantillons de hauts de profils, riches en matières organiques et exempts de maghémite. Le phénomène ne correspond donc pas à la transformation maghémite \rightarrow hématite.

Les données sur ces pics exothermiques sont les suivantes :

- Les échantillons qui les présentent sont toujours riches simultanément en hydroxydes de fer et en matières organiques.
- Le phénomène exothermique n'est pas lié directement à la décomposition thermique de la matière organique; il a lieu après, lorsque celle-ci est déjà détruite : De nombreuses déterminations thermo pondérales ont montré que les substances organiques des sols ferrallitiques étudiés sont détruites à plus de 98 % avant 600°.
- Le phénomène ne se produit jamais quand l'A.T.D. est faite en atmosphère neutre d'argon (Fig. n° 12, G).

Ces pics exothermiques pourraient s'expliquer de la façon suivante :

Au début d'une analyse thermique en atmosphère normale, l'oxygène de l'air accède mal au sein de la poudre tassée dans le porte échantillon ouvert à une seule extrémité. Durant la phase de décomposition thermique de la matière organique (250 à 600°) le milieu est obligatoirement fortement réducteur. C'est un haut fourneau en miniature : entre 400 et 500° la combustion du carbone de la matière organique réduit partiellement les hydroxydes de fer amorphes auxquels il est intimement mélangé. Après le départ de tout le carbone sous forme



Gi = Gibbsite

Fe = Hydroxydes de fer

Q = quartz

MK = Minéraux du groupe
de la Kaolinite

Analyses thermiques différentielles de sols à hydroxydes de fer et d'alumine
Fig n° 12

de CO et de CO_2 l'oxygène peut réaccéder à la poudre et ceci d'autant plus facilement que par le départ des substances organiques, le milieu est devenu plus poreux.

C'est alors qu'à lieu la réoxydation des produits de réduction, et ce processus est exothermique.

Cette interprétation paraît d'autant plus vraisemblable que Rowland et Jonas (1949) ont montré des diagrammes d'A.T.D. présentant des pics exothermiques au dessus de 600° tout à fait similaires, (disparaissant en atmosphère neutre) et qui correspondent précisément à l'oxydation de FeO. (obtenu par décomposition thermique de la Siderose Fe CO_3)

Conclusion :

Une installation d'A.T.D., équipée de couples sensibles, permet, en opérant dans des conditions toujours identiques :

De déterminer dans la plupart des cas, la gibbsite en présence d'hydroxydes de fer. Son pic est plus aigu, et se produit à une température très constante pour un mode opératoire donné (Fig. 12 A,C,D,F,G et H).

De déceler et d'évaluer approximativement la teneur en FeOOH , sans cependant pouvoir distinguer actuellement les formes α , β et γ . Pour cela on compare la superficie du pic obtenue à celle que donne une même quantité d'un échantillon de FeOOH standard, examiné dans les mêmes conditions. La même technique permet également d'apprécier approximativement la quantité γ de phyllites de la famille de la kaolinite (quand ce sont les seules présentes) et de gibbsite. Pour ces deux minéraux l'A.T.D. peut être particulièrement précieuse. En effet, dans les échantillons contenant des hydroxydes de fer amorphes, les minéraux argileux et la gibbsite peuvent échapper totalement au diagnostic par diffraction de rayons X. Cinq pour cent de

fer amorphe peuvent suffire à les masquer. D'une manière générale, pour les sols de la zone ferrallitique, l'évaluation approximative des teneurs en phyllites et gibbsite est plus précise par A.T.D. que par diffractométrie de rayons X.

Dans l'exploitation des diagrammes d'A.T.D., il faut éviter d'établir des comparaisons trop étroites entre les courbes obtenues et celles faites sur d'autres appareils, ou qui figurent dans la littérature scientifique : Sur la figure n° 12 les courbes H et I sont celles d'un même échantillon, faites sur le même appareil dans des conditions opératoires tout à fait identiques; seul différait l'épaisseur des fils des thermocouples (fils chromel-alumel de 0,5 mm pour I, fils chromel-alumel de 0,2 mm pour H).

Le diagramme H permet de diagnostiquer une phyllite de la famille de la kaolinite, de la gibbsite et du quartz; la courbe I permet seulement de dire qu'il y a une phyllite du groupe de la kaolinite et des traces indéterminables d'hydroxydes.

Dans l'analyse thermique différentielle, le pic d'un minéral peut culminer à des températures différentes selon le tassement de l'échantillon, le degré de broyage, la vitesse de montée de température et la quantité d'échantillon soumise à l'analyse. L'allure des pics elle-même change selon la nature des couples thermoélectriques utilisés; et, pour des couples de même nature, varie en fonction du diamètre des fils et de celui du point de soudure. Cette facile variabilité des courbes en fonction de l'appareillage et du mode opératoire semble la raison essentielle de la grande diversité des diagrammes d'hydroxydes de fer qui figurent dans la littérature scientifique.

Les méthodes thermiques utilisées à grande échelle, dans des conditions constantes, restent très précieuses. La question

des trois zones de déshydratation qu'on observe pour les hydroxydes de fer (300, 350 et 420°) mériterait d'être réétudiée; le β FeOOH pourrait bien s'avérer plus aisé à diagnostiquer dans les sols par l'A.T.D. que par la diffractométrie de rayons X; les possibilités de l'A.T.D. dans ce domaine ne paraissent pas épuisées.

D. Les Hydroxydes et Oxydes d'aluminium et de titane.

Comme pour leurs homologues à base de fer, ces minéraux se rencontrent sous forme amorphe ou cristallisée dans les sols. Les hydroxydes d'aluminium que l'on trouve à l'état naturel sont essentiellement un trihydrate : la gibbsite; et deux monohydrates : la boehmite et le diaspre. Le corindon, seul oxyde naturel, n'a jamais été rencontré dans nos échantillons.

- a) Les hydroxydes amorphes d'aluminium : Contrairement aux hydroxydes de fer amorphes, on ne trouve que de rares travaux anciens citant des hydroxydes amorphes naturels d'aluminium (Doelter et Cornu, 1909). Mais, grâce à la mise au point de meilleures techniques d'extraction (Tamm 1922; Gorbunov et al. 1961; Jackson 1965; Skenn et Summer 1965; Duchaufour et Souchier 1966; Segalen 1968), de nombreux travaux en font état depuis une vingtaine d'années : Tamm (1922), Rondelet (1960), Herbillon et Tran Vin An (1964), Mitchell et al. (1964); Tran Vin An (1964), Skenn et Summer (1965), Duchaufour et Souchier (1966), Segalen (1968). Parallèlement, les gels d'alumine amorphe artificiels ont été, comme leurs homologues de fer, activement étudiés (Houldsworth et Cobb, 1923; Weiser, 1935; Weiser et Milligan, 1942; Souza Santos P et al., 1952; Mackenzie R.C., 1957; Papee et al., 1958; Gastuche, 1962; Herbillon, 1962).

Toutes ces études montrent que les gels amorphes d'alumine évoluent plus rapidement que ceux de fer et donnent, à la

température ambiante, selon les cas, de la boehmite ou de la bayérite. Les sols de la zone intertropicale contiennent très souvent des hydroxydes d'alumine amorphes. Dans les sols ferrallitiques du Centre Cameroun, les taux peuvent atteindre 8 %, et varient dans un même échantillon selon la fraction granulométrique ; les plus fortes teneurs s'observent dans les fractions de 50 à 200 μ . Comme pour les hydroxydes de fer amorphes, l'existence de gels alumineux amorphes en quantités non négligeables dans des sols fortement évolués et désaturés cadre mal avec la rapide cristallisation des gels artificiels, qu'active la désionisation, que montrent les études physico-chimiques. Il y a là un problème très important.

- b) La gibbsite : est l'hydroxyde d'aluminium le plus fréquent des sols et des bauxites. Sa structure a été étudiée par Megaw (1934); elle a fait depuis l'objet de nombreux travaux de diffractométrie de rayons X et d'A.T.D. : Blanchin et al. (1953), Brow et al. (1953), Day et Hill (1953), De Boer et al. (1954).

Le minéral est relativement facile à mettre en évidence par son pic à 4,83 Å. Sa teneur limite de détection, en présence d'hydroxydes de fer, si située autour de cinq pour cent. Dans les horizons profonds des sols ferrallitiques, la présence de minéraux à comportement de chlorite, de magnétite, ou de maghémite rendent par leurs pics respectifs 4,7; 4,85 et 4,8 Å le diagnostic de petites quantités de gibbsite impossible. Dans ces cas, malheureusement fréquents, l'A.T.D. permet de trancher : équipée de couples fins, non gainés, elle permet de déceler 2 % de gibbsite. Il convient de signaler ici que l'extraction du fer des sols par complexation oxalique; pratiquée parfois pour améliorer les diffractogrammes, entraîne une grande partie, et parfois même la quasi totalité de la gibbsite. Le prétraitement HCl 8N, NaOH 0,5N montre beaucoup moins cet effet gênant.

- c) La bayerite : La gibbsite n'est pas le seul trihydrate d'aluminium, deux formes polymorphes existent : la bayérite et la Nordstrandite. La bayerite, la mieux connue, est un produit de synthèse courant, sa structure a été élucidée par Unmack en 1951. Elle a fait l'objet de nombreuses études physico-chimiques : Hüttig et V. Wittgenstein (1928), Fricke et Serin (1932), Imélik et al. (1954), Wattson et al. (1955).

L'A.T.D. ne permet pas de distinguer le minéral de la gibbsite : son pic de déshydroxylation (340° environ) se situe à peine à 10° en dessous de celui de la gibbsite. La diffractométrie de rayons X permet théoriquement de distinguer aisément la bayérite de la gibbsite grâce à son pic à $2,21 \text{ \AA}$ très caractéristique qu'aucune phyllite (mis à part l'Attapulgitite) ne gêne.

Mais dans les sols ferrallitiques, en présence d'hématite ($2,20 \text{ \AA}$) et de goethite $2,19$ et $2,25 \text{ \AA}$, on se trouve dans l'impossibilité d'identifier le minéral; d'autant plus qu'en mélange avec la gibbsite son pic à $4,71 \text{ \AA}$ se confond avec celui à $4,83$ de cette dernière.

Rien ne permet actuellement d'affirmer que la bayerite n'existe pas dans les sols ferrallitiques; la fréquente grande largeur des pics de gibbsite à leur base par rapport à leur hauteur; et leur dissymétrie vers $4,7 \text{ \AA}$ pourraient être expliqués par la présence de bayérite.

- d) La boehmite : Ce monohydrate d'aluminium a été rencontré sporadiquement dans les bauxites du Centre Cameroun, mais très rarement dans les sols. Sa détermination par diffractométrie de rayon X, grâce à son pic principal à $6,10 \text{ \AA}$, ne présente pas de difficultés particulières; seul peuvent éventuellement gêner certaines zéolites et la lépidocrocite. A l'A.T.D. le

le minéral est difficile à déterminer, car son pic de déshydroxylation coïncide avec celui des minéraux de la famille de la kaolinite.

- e) Le iaspore : Cet autre monohydrate d'aluminium a été tout aussi rarement trouvé dans les sols. Sa détermination par diffractométrie de rayons X est aisée. Son pic à $3,98 \text{ \AA}$ n'interfère avec celui d'aucun minéral courant dans les sols ferrallitiques.
- f) L'anatase : est un oxyde de titane fréquent dans les sols dérivés de basaltes, son taux peut dépasser 10 %. Le minéral est difficile à déceler sur un diffractogramme X de poudre, car son seul pic généralement visible à $3,51 \text{ \AA}$, se confond avec celui à $3,56$ des kaolinites désordonnées et de la métahalloysite. L'indétermination peut être levée par un chauffage de 4 heures à 490° qui laisse seul subsister le pic à $3,51 \text{ \AA}$ de l'anatase.

Les pics proches de $3,51 \text{ \AA}$ que montrent les diffractogrammes de rayons X des échantillons à métahalloysite et anatase permet, si on n'y prend garde, faire conclure à la présence de kaolinites ferrifères (chamosite et amésite). Aucun de ces minéraux n'a pu être mis en évidence avec certitude dans les sols étudiés, mais leur présence en petites quantités n'est pas exclue dans les horizons réduits de profondeur; Brindley et Goodyear signalent une quantité importante de chamosite dans une laterie (Brown 1961).

E. Les Allophanes.

Les andosols du Mont Cameroun et du Mounjo, les sols bruns entrophes, et les sols peu évolués sur basaltes de l'Adamaoua contiennent des substances amorphes silico-alumino-ferrugineuses : les allophanes.

a) Composition chimique - origine - signification du terme.

Tous les auteurs sont d'accord pour désigner par le mot "allophanes" des substances minérales amorphes hydratées; mais l'unanimité est loin d'être faite sur leur composition chimique. Le terme a été créé par Stromeyer et Hausmann (1916) pour désigner une substance bleu-ciel, hyaline, formant des enduits de surface, et des remplissages de cavités, dans un calcaire ferrugineux de Thuringe. Stromeyer et Hausmann, qui pensaient avoir à faire à un sel de cuivre furent surpris de trouver à l'analyse un composé silico-alumineux d'un rapport mol. $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ de 1,15 et contenant 41 % d'eau. Ils baptisèrent la substance du mot grec "allophane" qui signifie : "apparaît différent". Le même produit avait cependant déjà été étudié en 1909 par Riemann et fut de ce fait rebaptisé par Breithaupt et Hoffmann (1918) du nom de Riemannit.

Actuellement quelques auteurs désignent sous le terme d'allophane aussi bien des mélanges d'alumine et de silice amorphe, non liés chimiquement (Allophane B de Fieldes) que des gels silico-alumineux (Allophane A de Fieldes) (Fieldes 1955, 1966). D'autres appliquent le mot à l'ensemble des substances amorphes des altérations, hydroxydes de fer compris; Certains, comme Tamura et Jackson (1953) l'utilisent également pour des gels essentiellement ferriques et alumineux.

Jusqu'à une période récente un produit était qualifié d'amorphe ou d'allophane lorsque son diffractogramme de rayons X ne présentait pas de réflexions. Actuellement nous savons que ce critère est insuffisant et que de petites quantités de substances amorphes peuvent cacher des teneurs importantes de produits cristallisés. Les compositions chimiques extrêmement variables : $0,4 < \text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 < 7$, qui figurent dans la littérature doivent par conséquent être examinés avec prudence.

Chubertov (1964) signale que des "allophanes" auxquelles avait été attribués des rapports $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ de 5 à 7 contiennent des minéraux argileux et de la silice libre. Les auteurs japonais qui s'étaient rendus compte dès 1955 (Sudo et Takahashi, 1956), par la microscopie électronique, de la grande impureté des allophanes, ont essayé d'extraire ces gels par des procédés physiques et chimiques, afin de cerner de plus près leurs rapports $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ réels. Yoshinaga et Aomine 1962, Kanno et Arimura 1966, Aomine et Egashira 1967, déterminent ainsi des rapports $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ compris entre 1,3 et 2 (Yoshinaga 1966). Il convient de signaler ici que ces méthodes de purification d'allophanes, expérimentées à Strasbourg par Novikoff, et en Allemagne par Jaritz (1967), se sont montrées difficiles à mettre en oeuvre, et loin de donner des séparations parfaites; l'utilisation de produits chimiques risque par ailleurs de modifier les gels ainsi obtenus.

Les rapports $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ des fractions inférieures à 1 et 2 des andosols camerounais les plus riches en allophanes et les moins riches en minéraux argileux se situent entre 0,8 et 1,6; les valeurs les plus proches de 1 correspondent aux fractions extraites des sols les plus pauvres en minéraux argileux. L'interprétation de ces rapports reste cependant difficile car toutes les fractions contiennent des petites quantités de kaolinite, de montmorillonite, de gibbsite et de débris de tests de diatomées.

Cependant le fait que les allophanes des sols très bien drainés de la zone hyperpluvieuse (9.000 à 12.000 mm/an) sans saison sèche présentent des rapports $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ voisins de 1 autorise à penser que silice et alumine sont effectivement chimiquement liés dans ces gels. S'il en était autrement nous observerions sous une telle percolation d'eau des rapports beaucoup plus bas. La réalité des liaisons Si et Al par l'intermédiaire

d'oxyhydriles à d'ailleurs été montré par la spectroscopie infrarouge (De Mumbrun et Chesters 1964, Wada 1966, Gastuche et Herbillon 1962)

C'est un fait indéniable que beaucoup de sols riches en allophanes dérivent de roches volcaniques riches en verre (Amérique Centrale et Sud; Indonésie; Nlle Zéelande; Japon); cependant sur les mêmes roches peuvent également s'observer des altérations en halloysite ou en montmorillonite pauvres ou sans allophanes (Birrel et al 1955; Sudo et Takahashi 1956; Cohuet-Daage et al. 1968). D'autre part on trouve également des sols riches en allophanes sur des coulées basaltiques pauvres en verres (Sieffermann et Millot 1968); mais aucune référence bibliographique ne signale des sols riches en allophanes sur roches granitiques, bien que de petites quantités de produits amorphes silico-alumineux, semblables aux allophanes, aient été décrits dans l'altération de ces roches (Delvigne 1965, Novikoff 1968). Les tuffs et cendres volcaniques riches en verre et les basaltes de coulées pauvres en verre sont beaucoup plus perméables, et par conséquent plus rapidement altérables, que les granites et on peut dire que c'est davantage le facteur perméabilité que le facteur verre qui semble l'élément lithologique nécessaire à l'élaboration de quantités importantes d'allophanes. Ce n'est cependant pas un facteur suffisant, car le maintien et l'accumulation des allophanes (ou formation d'andosols) exige des facteurs supplémentaires climatiques et topographiques que nous verrons plus loin et ceci explique pourquoi des roches volcaniques perméables et riches en verre peuvent également s'altérer en halloysite ou montmorillonite.

Pour toutes ces raisons l'allophane doit être considéré, au même titre qu'une kaolinite, comme une néoformation susceptible de se former et de se maintenir dans certaines conditions lithologiques, climatologiques et topographiques. La définition

proposée ici est la suivante : Produit amorphe silico-alumineux, hydraté, fréquemment associé à des hydroxydes de fer amorphes et à des minéraux néoformes ou hérités.

b) Reconnaissance de l'allophane.

- 1) Test de Fieldes et Perrot : Une réaction d'échange entre les oxhydriles de l'allophane et l'anion fluor d'une solution de fluorure de sodium donne une certaine alcalinité d'échange qui peut se déceler par le virage au rouge d'un papier imprégné de phénolphtaleine. Avec l'allophane la réaction est rapide et provoque une coloration intense. Toutefois le procédé ne peut pas s'appliquer à des sols à pH basique; et la réaction est également faiblement positive avec des gels alumino-ferrugineux.
- 2) Diffraction de rayons X : L'allophane est difficile à diagnostiquer par diffractométrie, elle ne donne qu'une large bande axée sur $3,5 \text{ \AA}$ et aucun pic. En présence d'hydroxydes de fer amorphes cette bande devient encore plus large et moins caractéristique.
- 3) Analyse thermique différentielle : Tous les diagrammes d'allophane présentent un important pic endothermique de perte d'eau entre 140 et 180° . Le reste du diagramme peut être exempt de toute manifestation thermique ou présenter un phénomène exothermique, d'intensité et de durée variable, à des températures comprises entre 700 et 1.000° . Pour Birrel et Fieldes(1952) ce phénomène exothermique serait caractéristique de l'allophane A, mais Miyanchi et Aomine (1964) montrent que sa signification reste énigmatique.
- 4) Microscopie électronique : Pour tous les auteurs les allophanes présentent, à l'observation par transparence, le faciès de flocons et d'amas sans forme définie.

- c) Techniques d'extraction et de dosage : L'extraction de l'allophane par les méthodes habituellement utilisées pour les minéraux argileux est généralement décevante; des techniques nouvelles ont été expérimentées; (Yoshinaga et Aomine 1962, Tada et Yamazaki 1963, Kanno et Arimura 1967) aucune cependant n'est sûre et toutes ne donnent que des dispersions partielles. D'une façon générale les dispersions sont plus aisées à obtenir avec des échantillons n'ayant subi aucune déshydratation préalable; et donnent des suspensions plus stables si on procède à une agitation par ultrasons d'intensité modérée. L'allophane est dispersable, en proportions variables, partiellement en milieu acide et partiellement en milieu alcalin (Yoshinaga et Aomine 1962, Tada et Yamazaki 1963, Colmet-Daage et al. 1967, Kanno et Arimura 1967). La difficile mise en suspension de l'allophane entraîne que la plupart des fractions inférieures à 2 μ des andosols sont sous-évalués.

Différentes méthodes de dosage de l'allophane ont été mises au point (Hachimolo et Jackson 1960, Duchaufour et Souchier 1966, Segalen 1968). Les méthodes cinétiques dont le principe a été exposé dans le chapitre "technique d'étude" semblent celles qui donnent les meilleurs résultats.

d) Principales propriétés physico-chimiques.:

- 1) L'allophane a une très forte capacité de rétention d'eau, (supérieure à 100 %) qui baisse de façon importante et irréversible par dessiccation à l'air (Colmet-Daage et al. 1967)
- 2) La surface spécifique de l'allophane est élevée, voisine de celle des échangeurs d'ions de synthèse, nettement plus élevée que celle des minéraux argileux courants. Les valeurs mesurées sur des allophanes obtenues par dispersion se situent autour de 400 m²/g. Cependant des fractions d'andosols inférieures à 60 μ , contenant 50 à 60 % d'allophane, obtenus par tamissage à sec, donnent des valeurs de 300 m²/g; ce qui nous

permet de penser que les techniques de dispersion abaissent la surface spécifique des allophanes. Cette grande surface spécifique explique le fort pouvoir absorbant des allophanes pour l'eau, les cations, les anions, les hydroxydes de fer amorphes et les matières organiques.

- 3) Dans son milieu naturel l'allophane a le plus souvent un pH faiblement acide (5 à 6). Mesuré au KCl ce pH ne baisse que rarement de plus d'une unité, ce qui indique une faible acidité d'échange.
- 4) La capacité d'échange de cations de l'allophane est très variable selon la teneur en eau l'échantillon et selon les conditions de la mesure : Dans des conditions de pH semblables les échantillons séchés montrent des C.E.C. de 20 à 95 % inférieures à celles déterminées sur les mêmes échantillons non sèches (Sherman 1953, Sherman et al. 1964, Colmet-Daage 1965, 1967). Mesurés dans des conditions d'humidité semblables les résultats varient très fortement selon le pH de la solution de mesure; l'écart des valeurs déterminées à pH 3,5 et 10,5 peut atteindre 100 méq. % (Fieldes et Schofield 1960) Iimura K 1966 Nagata et Muramatsu 1966. La capacité d'échange cationique est minimum en pH acide et maximum en pH basique.
- 5) Contrairement à la capacité d'échange de cations la capacité d'échange anionique est maximum en pH acide et minimum en pH basique (Fieldes et Schofield 1960, Iimura 1960, Sherman et al. 1964). Les anions VO_4 , PO_4 et M O_4 sont beaucoup plus énergiquement fixés que SO_4 , Cl et CO_2 (Tercinier et Quantin 1968). La saturation en anions a pour effet d'abaisser la capacité d'échange cationique.

DEUXIEME PARTIE

LES SOLS

I - La Classification des sols.

Les sols étudiés dans ce texte ont été rangés dans le cadre actuel de la classification française des sols. Cette classification est morphogénétique et résulte essentiellement des travaux de Demolon 1949, 1954; Aubert 1941, 1954 (a,b, et c), 1963, 1964, 1965 (a et b) 1966; Aubert et Duchaufour, 1956; Aubert et Segalen, 1966; Aubert et Boulaine 1967; Duchaufour, 1961; Segalen 1966 (a et b); Maignien 1963, 1966 (a et b); et de la commission de pédologie et de cartographie des sols, 1963 - 1967 (Aubert, Betremieux, Bonfils, Bonneau, Boulaine, Dejou, Delmas, Drouineau, Duchaufour, Dupuis, Dutil, Flon, Fournier, Gelpe, Gèze, Hebert, Henin, Horemans, Jacquin, Jamagne, Maignien, Meriaux, Pedro, Portier, Segalen, Servat et Vigneron.)

La plupart des pédologues de l'ORSTOM ont depuis vingt ans, par leurs travaux contribué à la mise au point de cette classification, particulièrement dans le domaine des sols de la zone intertropicale.

Aubert en 1965 définit la classification française des sols de la façon suivante : "Elle envisage le sol dans la totalité de son profil depuis la roche inaltérée qui lui a donné naissance jusqu'à sa surface. Les unités en sont définies par les caractères mêmes des sols qui les composent; elles sont rassemblées en fonction des conditions et des processus de leur évolution. Elle est donc essentiellement de type pédogénétique, tout en gardant son caractère de classification intrinsèque de sols. Elle tient compte de l'ensemble des modes d'évolution qui ont pu affecter le sol, évolution possiblement ancienne ou poursuivie depuis très longtemps, telle celle qui a provoqué l'altération ferrallitique, par exemple, de nombreux sols

tropicaux; ou évolution plus récente et plus rapidement efficace due, par exemple, à l'action de la matière organique. Les paléosols y sont intégrés soit, suivant le cas, au niveau des groupes et des sous-groupes, soit à celui des familles.

Elle comporte la répartition des sols en classes et sous-classes en fonction des conditions physiques ou climatiques, physico-chimiques et chimiques d'évolution des sols, qui s'expriment par un certain nombre de caractères essentiels :

- Degré d'évolution du sol et développement du profil;
- Mode d'altération défini par la nature des sesquioxides libérés qui se maintiennent individualisés ou constituent des complexes caractéristiques et par l'importance relative de cette libération, ainsi que par la dominance de certains types d'argiles;
- Type et répartition de la matière organique, susceptible d'influer sur l'évolution du sol et la différenciation des horizons du profil;
- Certains phénomènes fondamentaux d'évolution tels que l'hydromorphie (ou hydrogenèse) et l'halomorphie (ou halogenèse). Ces deux types de processus peuvent être si développés qu'ils modifient entièrement le mode d'évolution du sol et son profil. En ce cas seulement, ils sont pris comme caractéristiques de classes de sols.

Les classes et sous-classes sont subdivisées en groupes de sols, définis par des caractères morphologiques du profil correspondant à des processus d'évolution de ces sols : différenciation de certains horizons, lessivage des éléments colloïdaux etc ..."

Les sols étudiés au chapitre suivant sont d'après la classification pédologique française à rattacher à trois classes :

- La classe des andosols.
- La classe des sols à Mull; groupe des sols bruns eutrophes tropicaux.

- La classe des sols ferrallitiques; sous-classes des sols faiblement, moyennement et fortement désaturés en (B).

Pour les définitions détaillées, actuelles, de ces classes on se rapportera aux publications générales suivantes : Aubert, 1965; Aubert et Segalen, 1966; Travaux de la C.P.C.S., 1967.

A) La Classe des andosols.

Cette classe groupe des sols caractérisés par l'abondance dans leur fraction minérale de produits amorphes silico-alumino-ferrugineux, associés à des teneurs variables mais souvent élevées en matière organique. Le profil, généralement de moins de 2 mètres d'épaisseur, est de type AC ou A (B) C.

B) Le groupe des sols bruns eutrophes tropicaux.

Ce groupe est défini par la présence dans l'horizon A d'un humus doux bien lié à la matière minérale et assez abondant; par un horizon (B) structural à tendance cubique à polyédrique moyenne; par une saturation élevée en calcium et par une couleur brun-rouge due à la libération des sesquioxydes de fer.

Les sols que nous avons rangés dans ce groupe ne répondent en fait que partiellement à cette définition; ils en diffèrent en particulier par la présence d'allophane et un taux de saturation peu élevé à la base des profils. On peut classer ces sols soit comme andosols intergrade sols bruns eutrophes, soit comme sols bruns eutrophes intergrade sols ferrallitiques.

C) La classe des sols ferrallitiques.

Les sols de cette classe, épais de 2 à plus de 40 mètres, se développent actuellement dans la zone intertropicale. Les sols ferrallitiques se forment par altération très poussée des minéraux de leur roche-mère et par un fort entraînement des bases et de la silice. Ils sont caractérisés par un profil A (B) C ou A B C dont les horizons présentent généralement des passages progressifs.

Sur ces sols la matière végétale se décompose très rapidement et la matière organique du sol est très évoluée, riche en acides fulviques. Leurs horizons B sont riches en oxydes et hydroxydes de fer, d'aluminium et de titane. Les minéraux argileux dominants appartiennent à la famille de la kaolinite. La réaction de ces sols est acide. Les autres caractères sont une friabilité accentuée et souvent une bonne structuration.

a) Sous-classe des sols ferrallitiques faiblement désaturés en (B).

La caractéristique essentielle de ces sols, outre les critères ci-dessus, est un degré de saturation en bases supérieur à 40 % et une teneur en bases échangeables de 2 à 8 méq. %.

Les sols rangés dans cette sous-classe ne répondent en fait que partiellement à cette définition : leurs teneurs en bases échangeables s'échelonnent de 5 à 20 méq. % en (B). Leur teneur en matière organique de 7 à 10 % en surface, et souvent encore de 1 % à 1 mètre de profondeur, fait qu'aucun des groupes actuels de la classification des sols ne leur convient. Il faudrait créer un groupe supplémentaire X/15, de "Sols ferrallitiques faiblement désaturés, humifères".

b) Sous-classe des sols ferrallitiques moyennement désaturés en (B).

La caractéristique essentielle de ces sols, outre leur caractère ferrallitique, est un degré de saturation moyen de 20 à 40 % et une teneur en bases échangeables de 1 à 3 méq. %.

Les sols rangés dans cette sous-classe ne répondent que partiellement à cette définition car leur teneur en bases échangeables se situe entre 4 et 10 méq. % en (B). Leur teneur en matière organique de 6 à 9 % sur 20 cm de profondeur, et souvent encore voisine de 1 % vers 1 mètre de profondeur, permet de les ranger dans le groupe X/22 des sols ferrallitiques moyen-

c) Sous-classe des sols ferrallitiques fortement désaturés en (B).

Ces sols présentent tous les caractères de la classe des sols ferrallitiques définis ci-dessus et en plus un degré de saturation égal ou inférieur à 20 %, et une teneur en bases échangeables égale ou inférieure à 1 méq. %.

Les sols rangés dans cette sous-classe répondent à cette définition. Seuls quelques profils montrent, mais uniquement à la base des horizons B (au delà de 3,5 m. de profondeur) des teneurs en bases échangeables de 3 à 5 méq. % et des taux de saturation de 35 à 40 %.

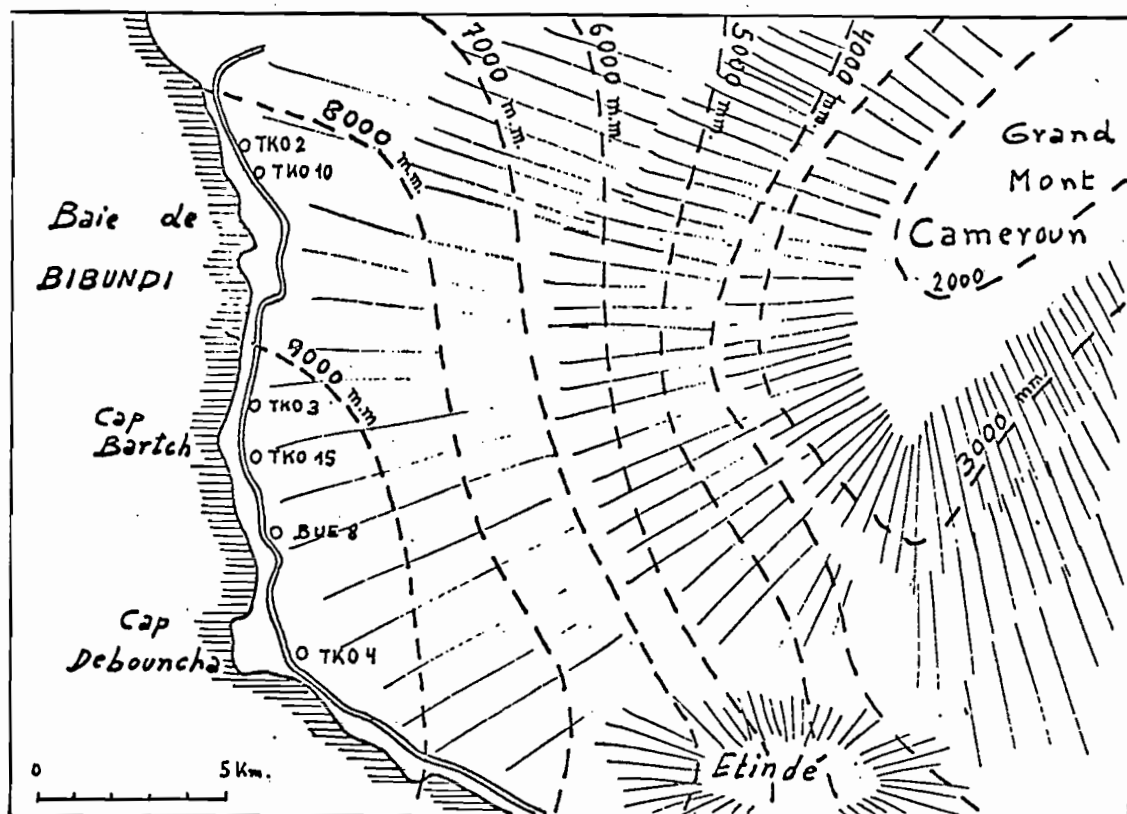
Leur teneur en matière organique, due à l'altitude, de 4 à 6% en surface et de 1 % à 1 mètre de profondeur, permet de les ranger dans le groupe X/32 des sols ferrallitiques fortement désaturés, humifères; sous-groupe modal.

II - ETUDE DESCRIPTIVE ET ANALYTIQUE DES SOLS

A. LES ANDOSOLS DE LA ZONE A FORTE PLUVIOSITE DU MONT CAMEROUN

Les sols étudiés ici sont tous situés au pied du flanc ouest du Mont Cameroun. Ils évoluent sous un climat équatorial très particulier qui se caractérise par des précipitations très abondantes comprises entre 7 et 12 mètres par an (Lefèvre R. 1967). Tous les profils étudiés se développent à partir de basaltes quaternaires qui se présentent soit sous la forme de coulées fluides, soit sous la forme de produits pyroclastiques.

a) Description des profils :



(Fig. 13) Situation des profils et pluviosité moyenne.

Nous distinguerons :

- Les sols sur coulées TKO 2 et TIK 10
- Les sols sur produits pyroclastiques TKO 15, TKO 3, BUE 8, TKO 4, et BUE 11.

Un exemple typique sera décrit pour chacune de ces deux séries, le profil TKO 2 pour les sols sur coulées, le profil BUE 8 pour les sols sur produits pyroclastiques.

- 1) Le profil TKO 2 : Le profil est situé dans une palmeraie d'*Elaeis* d'une vingtaine d'année. La couverture du sol est formée de labrées, la litière atteint 1 à 2 cm d'épaisseur. Des blocs de basalte peu altéré dépassent du sol sur environ 5 à 10 % de sa surface. On observe beaucoup de déjections de vers de terre et des coquilles d'escargots. Le sol a en moyenne 50 cm d'épaisseur, il reste toujours frais et humide.

0 - 10 cm Brun-gris foncé (10 YR 3/2), texture
A apparente limoneuse avec environ 10 % de gravier de basalte très peu altéré, de 1 à 30 cm de diamètre. Humifère avec de très nombreuses racines. La structure est fragmentaire, grumeleuse et se débite en débris de 0,1 à 5 cm de diamètre de faible cohésion. La porosité est bonne, la terre est fraîche et plastique entre les doigts.

10 - 50 cm Brun-foncé (10 YR 3/3). La texture de la
(B) terre reste limoneuse au toucher. La quantité de gravier basaltique est plus élevée que dans l'horizon de surface, vers 50 cm ils forment près de 60 % de

l'horizon. La teneur en matière organique reste élevée. Les racines pénètrent jusqu'au contact de la roche. La structure est grumeleuse à grenue mais la cohésion est plus faible encore que dans le haut du profil; la porosité reste bonne. L'horizon reste frais et la terre est plastique. Vers 50 cm on passe sans transition à du basalte très peu altéré.

Les traits marquants de ce profil sont les suivants :

- faible épaisseur.
- horizons très peu distincts.
- teneur élevée en matière organique et couleur foncée.
- structure grumeleuse.
- cohésion faible.
- réserve appréciable de minéraux altérables.
- passage très brutal à la roche mère.

En plaque mince la roche-mère montre une lave vacuolaire à phénocristaux d'augite et d'olivine. La pâte est formée de très fins cristaux de plagioclases et d'augite et d'un peu de verre brun; il y a de nombreux grains de magnétite.

- 2) Le Profil BUE 8 : Le profil est situé, comme le précédent, au pied du Mont Cameroun sur la route Victoria-Idenao; à mi-chemin entre les cap Bartch et Débouncha, vers 10 mètres d'altitude. Le drainage est très bon, malgré la pente faible de 3 à 4 % du lieu. Le profil évolue sous la forêt tropicale humide de basse altitude. La végétation du sous-bois est touffue, semi-ligneuse, difficilement pénétrable; la litière en surface du sol peut atteindre 5 cm d'épaisseur. La roche est formée de couches de cendrées et de scories basaltiques fines. Les conditions climatiques sont celles

précisées plus haut; il n'y a pas de saison sèche et le sol ne s'assèche jamais. L'épaisseur du sol est d'environ 1,5 m.

- | | |
|--------------------------------|---|
| 0 - 10 cm A | Brun-rouge foncé (5 YR 3/2 à 3/3) riche en matière organique, extrêmement riche en racines. Texture apparente sablo-limoneuse. La structure est fragmentaire, nuciforme les agrégats ont jusqu'à 3 cm de diamètre; leur cohésion est faible. L'horizon est humide et presque plastique; la porosité est forte. |
| 10 - 40 cm (B) | Brun-rouge foncé (5 YR 3/3 à 3/4) encore riche en matière organique et en racines. Texture sableuse fine. Structure fragmentaire grenue de faible cohésion. L'horizon est humide et plastique, la porosité est bonne. |
| 40 - 130 cm C ₁ | Brun-rouge foncé à brun-rouge, (5 YR 3/4 à 4/4) contient encore de la matière organique et des racines. Texture sableuse fine. La structure est fragmentaire, grenue à farineuse; cet horizon semble correspondre à une cendrée plus fine. La dimension des agrégats va de 0,1 à 1 cm, leur cohésion est faible. La terre est humide et plastique, la porosité est bonne. |
| 130 - 180 cm C ₂ | Horizon de teinte identique au précédant, non humifère. Texture sableuse grossière à graveleuse, tout l'horizon est formé de produits de projection de 0,1 à 1 cm de diamètre. La structure est particulière. L'horizon est humide et la porosité est très forte. |

180 cm et plus : Lapillis gris foncé à noirs, brillants,
 C_3 peu ou pas altérés (2,5 Y 3/0 à 2/0). Certaines particules sont à reflets bleus métalliques, l'olivine est visible. Le passage avec l'horizon précédent est très peu net; la porosité est très forte.

Ce profil ressemble au précédent par :

- Les transitions peu nettes des horizons
- Une teneur élevée en matière organique et une couleur foncée
- Une structure fragmentaire grenue et nuciforme, fine à faible cohésion
- Une réserve appréciable en minéraux altérables.

Il s'en distingue par :

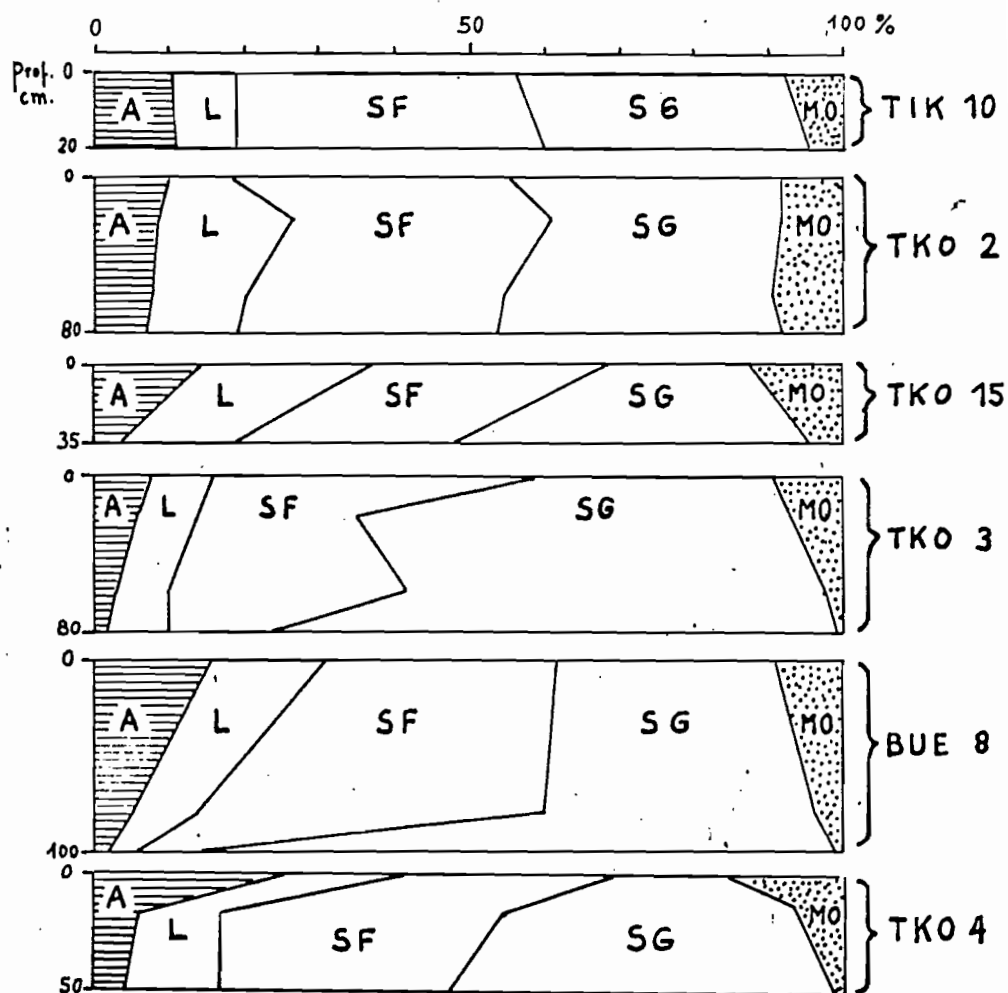
- Un passage progressif à la roche saine
- Une plus grande épaisseur, due à la nature graveleuse de la roche mère, qui facilite l'altération.

En lame mince les lapillis sont bulleux, de teinte brun-jaune souvent très foncée. On y distingue de petits cristaux d'augite, d'olivine, des microlites de plagioclases et de très nombreux petits octaèdres de magnétite. Parfois on observe un peu de verre brun-jaune.

b) Caractéristiques physiques et chimiques des profils étudiés

- 1) Granulométrie : D'une façon générale la teneur en éléments inférieure à 2 μ augmente de la base vers la surface. Cette augmentation est plus rapide dans les sols sur produits pyroclastiques (Fig. 14).

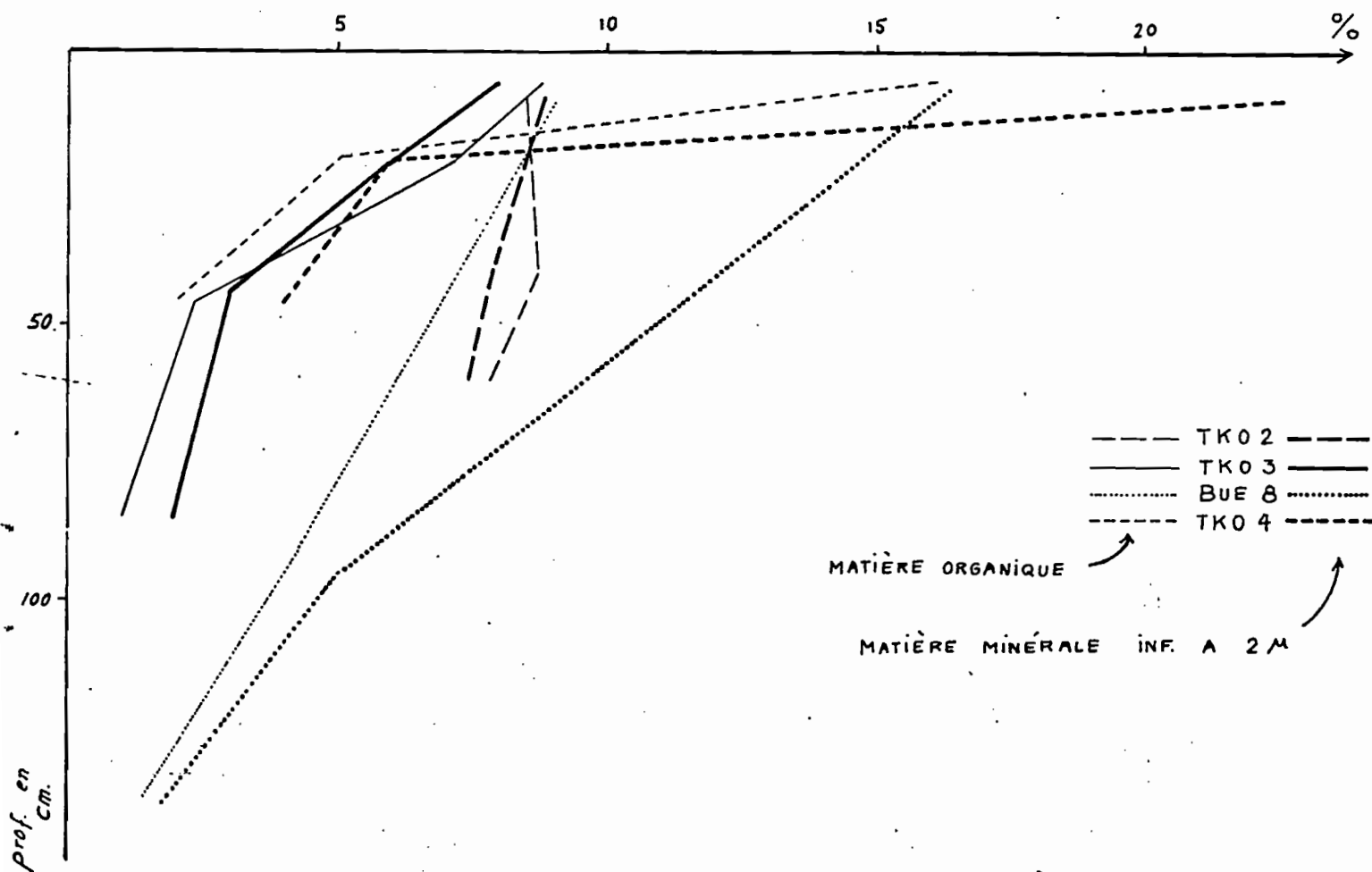
A : argile 0 - 2 μ
 L : Limon 2 - 20 μ
 SF : Sable fin 20 - 200 μ
 SG : Sable grossier 200 μ - 2 mm.
 MO : Matière organique.



g: 14 FRACTIONS GRANULOMETRIQUES ET MATIERE ORGANIQUE

Les valeurs granulométriques ici indiquées doivent cependant être interprétées avec prudence. Les résultats varient selon la méthode utilisée : les nôtres ont été obtenus par dispersion ammoniacale sans traitement préalable aux ultra-sons. La fraction inf. à 2 μ est probablement sous estimée. Signalons cependant que dans toute la zone étudiée, les phénomènes de transport des colloïdes du sol par érosion sont très faibles, malgré les fortes précipitations. Les sols, par suite de leur texture

généralement sableuse, ne donnent pas lieu à ruissellement de surface. Les eaux de rivière de cette zone sont remarquablement claires et limpides; la fraction colloïdale de ces sols est floculée, et ne se disperse pas dans l'eau seule. Les variations comparées des teneurs en matière organique et en colloïdes minéraux (Fig. 15) montrent, pour tous les profils, un remarquable



VARIATIONS COMPAREES DES TENEURS EN MATIÈRE ORGANIQUE ET EN COLLOÏDES MINÉRAUX.

fig : 15

parallélisme entre la teneur en matière organique et en colloïdes minéraux. L'existence de complexes organo-minéraux pourrait rendre compte de ce parallélisme et du non entrainement

des colloïdes malgré les très fortes précipitations.

- 2) Matière organique : Dans l'horizon de surface, les teneurs se situent entre 7 et 16 %; elles décroissent avec la profondeur. Cette diminution est plus rapide dans les sols, sur produits pyroclastique, que dans les sols sur coulées. (Fig. 16)

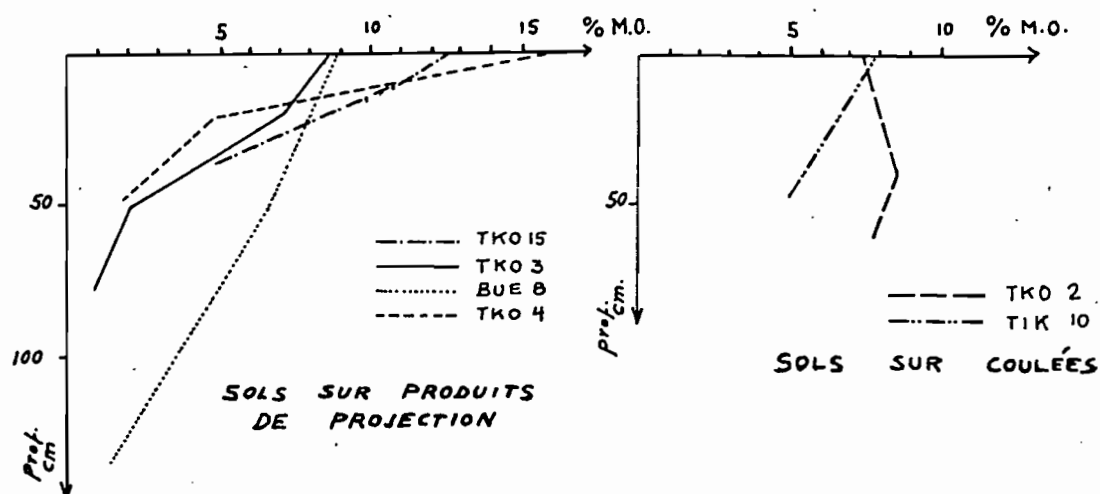


Fig 16 : VARIATIONS DES TENEURS EN MATIERES ORGANIQUES

Le rapport C/N se situe presque toujours entre 7 et 8 dans l'horizon de surface; il tend en profondeur vers des valeurs situées entre 10 et 12 (Fig. 17).

La résistance de la matière organique de ces sols à l'eau oxygénée est très forte. Des déterminations de composés humiques ont été faites au Centre CNRS de Pédologie de Nancy. Comme dans toutes les régions tropicales de forte humidité les acides fulviques l'emportent très largement sur les acides humiques. Au tableau n° 3 sont représentés les résultats qui ont été obtenus sur un profil représentatif de ce groupe : TKO 3.

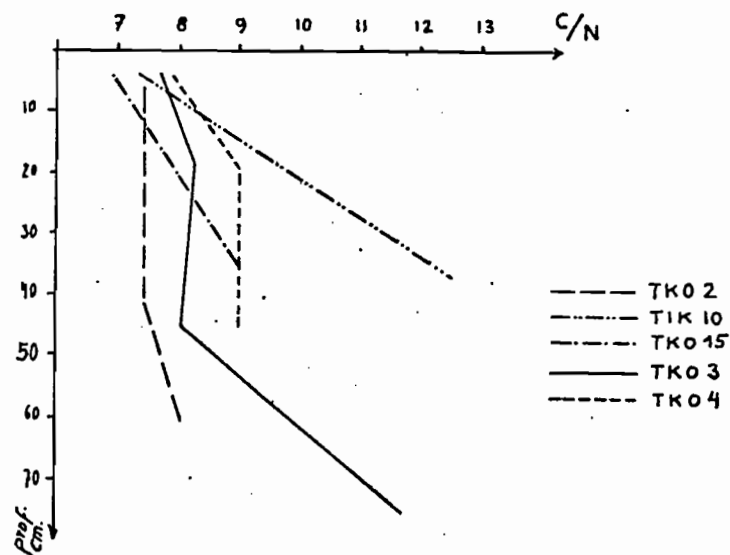


Fig 17 : VARIATIONS DU RAPPORT C/N.

| | TKO 31 | TKO 32 |
|------------------------------------|--------|--------|
| Acides fulviques | 41,0 | 33,0 |
| Acides humiques | 11,7 | 14,2 |
| Humines | 42,5 | 32,0 |
| Acides hématomélaniques | 2,0 | 2,0 |
| Mat. org. végétale peu transformée | 2,5 | 18,5 |

en % de la matière organique totale.

Composition de la matière organique du profil TKO 3

Tableau n ° 3

- 3) Réaction de ces sols : Le pH de ces sols diminue légèrement de l'horizon d'altération vers la surface (fig 18); les valeurs sont remarquablement groupées et comprises entre 5,1 et 6,4. Le pH dans ces sols ne semble absolument pas influencé par le taux de saturation, bien que celui-ci présente un minimum très marqué dans les horizons B (souvent moins de 5 %). De même, lorsque la détermination est effectuée dans du KCL normal, les valeurs sont peu inférieures à celles mesurées dans l'eau; l'abaissement n'atteint jamais l'unité. (Fig. 19)

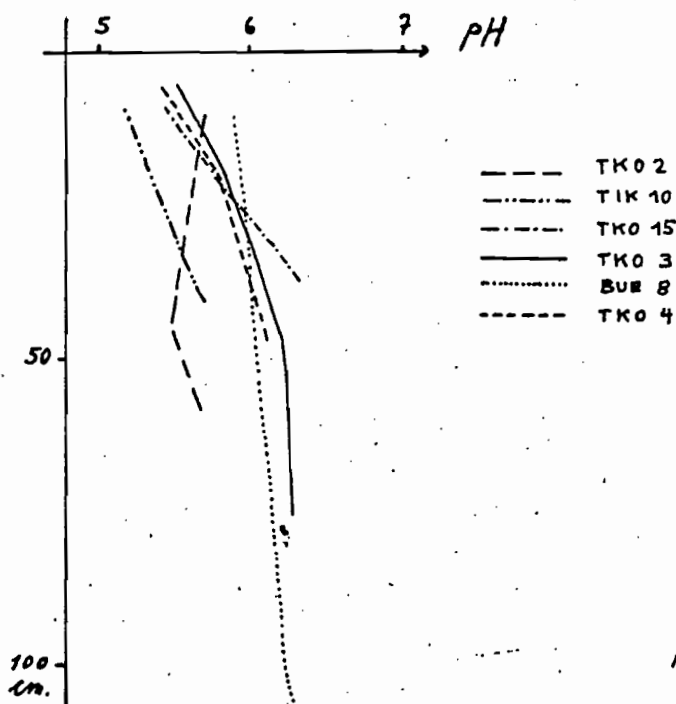


fig 18 pH eau.

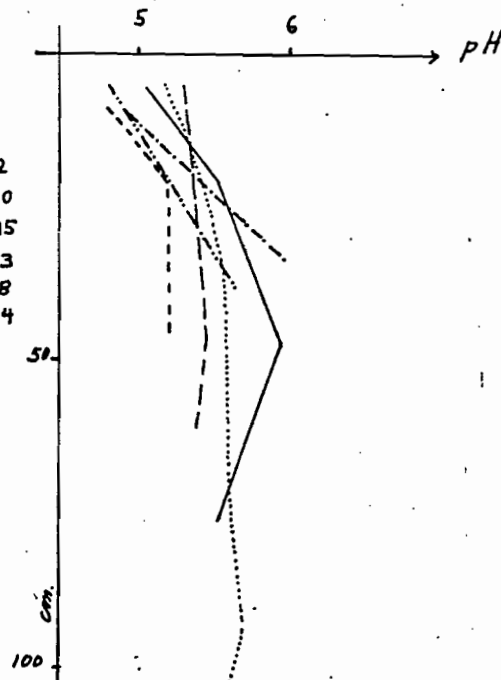
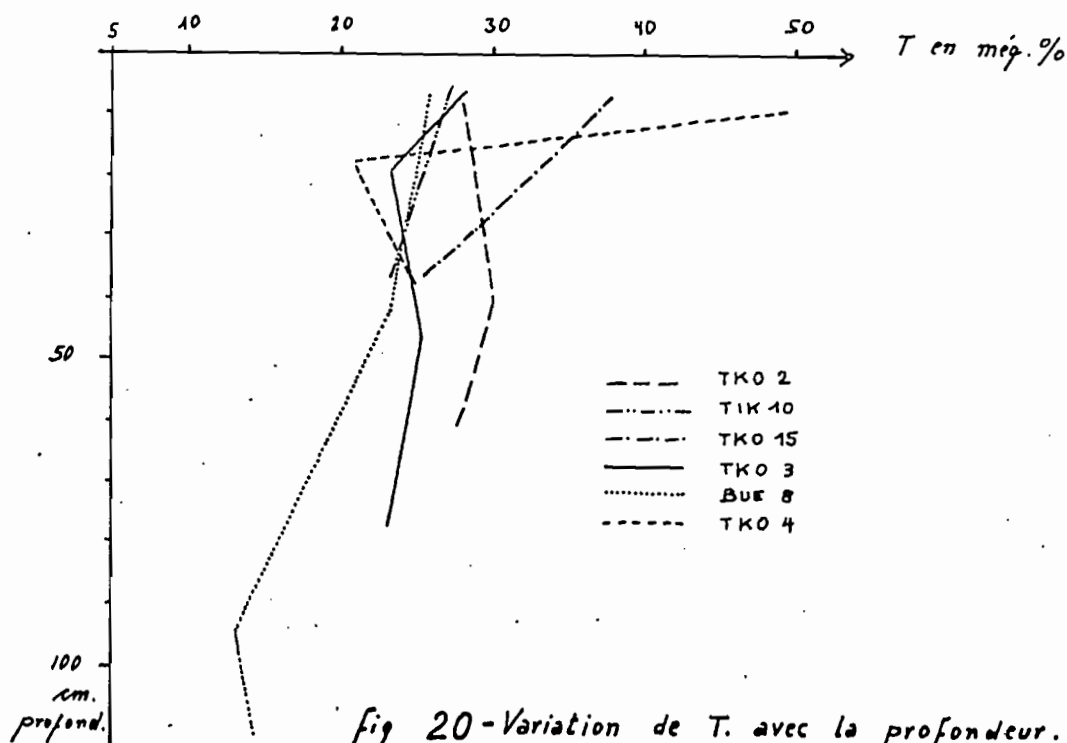


fig 19 pH KCl normal.

4) Etude du complexe absorbant :

- Capacité d'échange : La détermination de la capacité d'échange des andosols est difficile et sujette aux moindres variations opératoires. Les résultats varient selon qu'on

opère sur terre fraîche ou terre séchée à l'air. Afin de pouvoir comparer les valeurs des divers groupes de sols du Cameroun entre-elles, nous avons suivi pour les andosols le mode opératoire habituel. Il diffère de celui utilisé au Laboratoire central de Bondy par le fait que l'ammonium fixé sur le complexe est déplacé par une solution de chlorure de sodium à 10 %, légèrement acidifié, au lieu de chlorure de potassium normal. Les mesures ont été effectuées sur la terre séchée à l'air de Yaoundé, à degré hygrométrique de 70 à 96%. La figure 20 montre par 18 mesures faites sur 6 profils que la capacité d'échange augmente vers le haut des profils. Les valeurs dans l'horizon de surface de 20 à 40 méq. % sont fortes pour des sols peu argileux de zone équatoriale humide.



- Bases échangeables et taux de saturation : (Tableau 4)

| Ech. n° | Horizons | prof cm. | még. % | | | | S | T | S/T % | pH |
|---------|----------|-------------|------------------|------------------|----------------|-----------------|-----|------|-------|-----|
| | | | Ca ⁺⁺ | Mg ⁺⁺ | K ⁺ | Na ⁺ | | | | |
| TKO 21 | A | 5 | 2 | 0.8 | 0.3 | 0.06 | 3.2 | 22.5 | 14 | 5.2 |
| TKO 22 | (B) | 60 | 0.9 | 0.3 | 0.1 | 0.06 | 1.4 | 18 | 7.5 | 5.7 |
| TKO 151 | A | 10 | 6.7 | 1.9 | 0.2 | 0.01 | 9 | 32 | 27 | 5.5 |
| TKO 152 | (B) | 35 | 0.6 | 0.3 | 0.2 | 0.01 | 1 | 21 | 5 | 6.3 |
| TKO 31 | A | 10 | 3.9 | 2.1 | 0.2 | 0.2 | 6.4 | 23.7 | 27 | 5.5 |
| TKO 32 | A | 20 | 0.9 | 0.6 | 0.1 | 0.1 | 1.6 | 19.1 | 8 | 5.8 |
| TKO 33 | (B) | 50 | 0.6 | 0.4 | 0.1 | 0.1 | 1.1 | 20.9 | 5 | 6.2 |
| TKO 34 | C | 75 | 1.9 | 1.1 | 0.2 | 0.1 | 3.2 | 19.3 | 16 | 6.3 |
| BUE 81 | A | 10 | 1.8 | 1.9 | 0.3 | t | 4.0 | 21 | 19 | 5.9 |
| BUE 82 | (B) | 95 | 1.7 | 0.3 | 0.1 | t | 2.0 | 8.4 | 24 | 6.2 |
| BUE 83 | C | 135 | 0.7 | 0.5 | t | t | 1.2 | 13.5 | 7.5 | 6.4 |
| TKO 41 | A | 10 | 14.5 | 7 | 0.9 | 0.2 | 23 | 45 | 50 | 5.2 |
| TKO 42 | (B) | 20 | 1.7 | 0.5 | 0.2 | 0.01 | 2.5 | 16 | 15 | 5.8 |
| TKO 43 | C | 45 | 6 | 1.5 | 0.2 | 0.1 | 8 | 22 | 35 | 6.1 |
| BUE 111 | (B) | 100 | 2.9 | 2.7 | 0.06 | t | 5.6 | 24.2 | 23 | 6.1 |
| BUE 112 | C | 140 | 1.5 | 1.35 | 0.06 | t | 2.9 | 19.5 | 14 | 6.4 |

Tableau n° 4 : Répartition et somme (S) des bases échangeables ; capacité d'échange (T) et taux de saturation (S/T).

Comme ailleurs en région tropicale humide, et particulièrement dans ces sols très perméables, les bases sont intensément entraînées. Dans les horizons (B) la teneur en bases échangeables ne dépasse pas 2 à 3 még. %, malgré une réserve importante en cations alcalino-terreux et alcalins dans les fractions supérieures à 2 μ .

L'influence de la matière organique est bien visible dans le tableau n° 4 : dans les horizons de surface les teneurs en bases sont plus élevées et ceci malgré un pH plus bas.

Le calcium est l'élément échangeable dominant, sa teneur varie entre 2 et 7 méq % en surface et entre 1 et 4 méq % en profondeur. Il forme toujours entre 40 et 90 % du total des cations échangeables.

Le magnésium échangeable dépasse rarement la teneur de 2 méq. %; il ne forme que 15 à 45 % du total des cations échangeables. Parfois il atteint à peu près la même valeur que le calcium.

La teneur en potassium échangeable est le plus souvent inférieure à 0,3 méq. % en surface; en profondeur elle descend à 0,1 méq. % et en dessous.

Le Sodium échangeable est le cation le moins bien représenté, sa valeur est toujours inférieure à 0,2 méq. % et le plus souvent nulle.

Le taux de saturation du complexe absorbant diminue généralement avec la profondeur (tableau n° 4); il est le plus souvent inférieur à 30 % en surface et peut baisser à 5 % dans les horizons (B) et C tout comme dans les sols ferrallitiques.

- 5) Bases totales : Dans ces sols jeunes les réserves en alcalins et alcalino-terreux sont élevées. Malgré l'agressivité du climat équatorial très humide il subsiste une réserve importante de minéraux primaires.

- Calcium : En valeur absolue les teneurs s'échelonnent dans les profils étudiés entre 5 et 55 méq. % (0,14 à 1,6 % CaO);

avec un maximum entre 10 et 35 méq. %; ce qui représente 8 à 25 % du total des réserves. (Fig. n° 21)

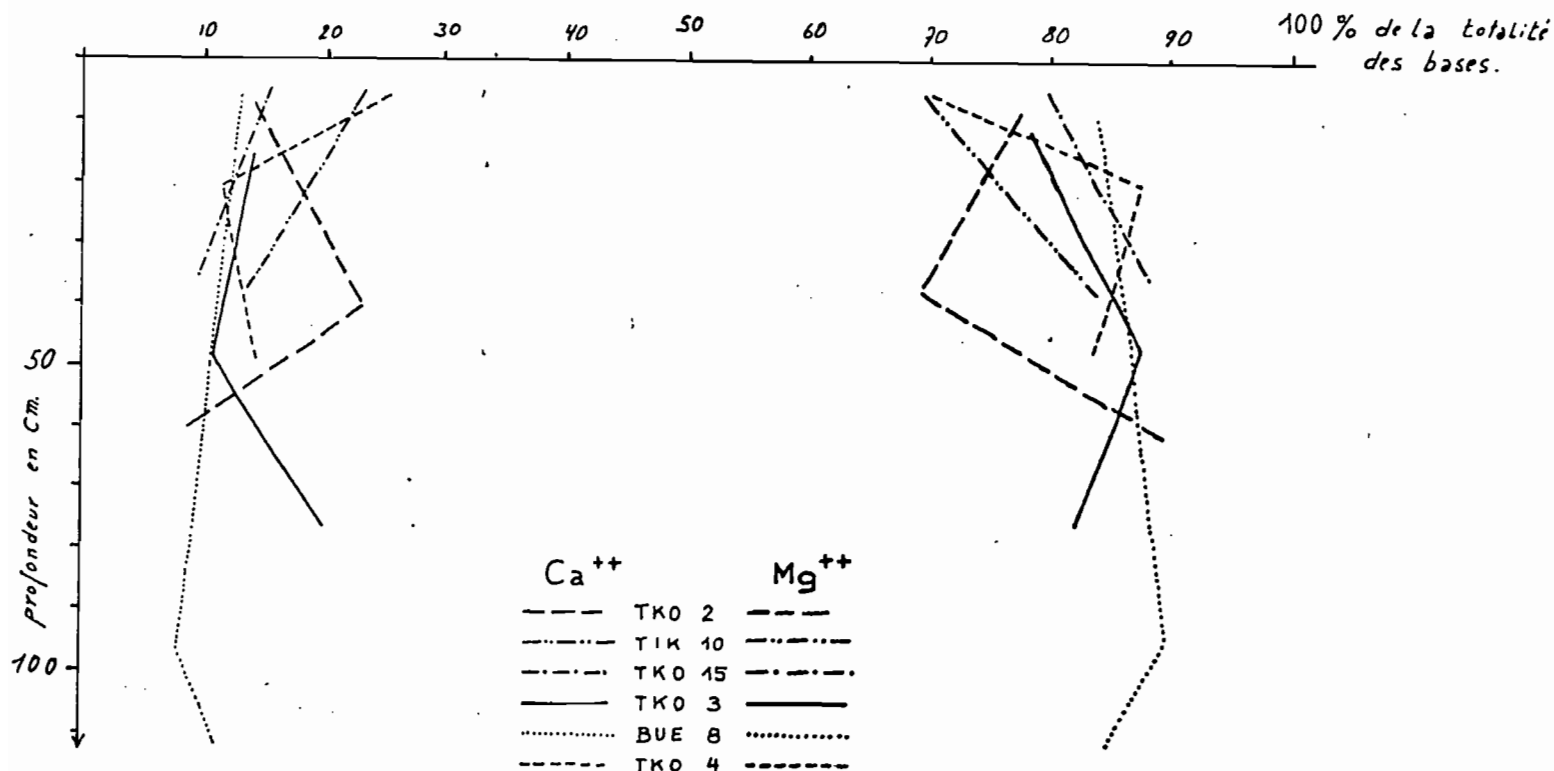


fig 21 - Proportions de Ca^{++} et de Mg^{++} dans la totalité des bases.

- Magnésium : Les teneurs sont toujours plus élevées que celles en calcium et se situent entre 50 et 200 méq. % (1 à 4 % en MgO), il constitue toujours 70 à 90 % du total des bases (Fig. n° 21).
- Sodium : Le sodium représente dans les profils étudiés 1 à 5,5 % des réserves, son taux varie de 0,6 à 12 méq. %. Dans chaque profil, examiné séparément, son taux est toujours supérieur à celui du potassium.
- Potassium : C'est l'élément le moins bien représenté; il ne forme que 0,4 à 3 % des réserves; avec des valeurs absolues

de 0,8 à 5,5 méq. % (0,03 à 0,3 % K_2O). Sa teneur dans un profil donné est toujours inférieure à celle du sodium.

6) Conclusion à tirer de l'étude des bases :

- L'ensemble du solum contient beaucoup plus de magnésium que de Calcium; et plus de Sodium que de Potassium. La succession par ordre d'importance des bases totales est la suivante :

| Mg^{++} | Ca^{++} | Na^+ | K^+ |
|-----------|-----------|---------|---------|
| 70-90 % | 8-25 % | 1-5,5 % | 0,4-3 % |

- Dans le complexe absorbant (phyllites, allophanes et matières organiques), la répartition des cations change, par ordre d'importance elle devient :

| H^+ | Ca^{++} | Mg^{++} | K^+ | Na^+ |
|---------|-----------|-----------|-----------|------------|
| 60-90 % | 6-14 % | 2-5 % | 0,5-1,5 % | inf. 0,5 % |

Ceci montre l'intense évacuation des bases alcalines et alcalino-terreuses; la composition de la fraction argileuse néoformée en sera la conséquence.

c) Etude de la fraction minérale des profils

La fraction minérale a été étudiée par voie chimique (analyse totale et dosage des éléments amorphes) et par des méthodes physiques (mesures de surface spécifique, analyse thermique différentielle, diffraction de rayons X, microscopie électronique).

- 1) Analyse chimique : (Tableau n° 5) Les analyses chimiques de la fraction inférieure à 2μ nous montrent que les rapports moléculaires SiO_2/Al_2O_3 sont compris entre 1 et 1,6; un mélange d'un minéral de la famille de la Kaolinite et d'allophane, ou de gibbsite, pourrait donner ce rapport.

| N° Ech. | Horizon | fraction analysée | prof. cm. | en % de terre séchée à 110° | | | | | | | | | | | | | | PERTE 20-110° | rapp. molec. $\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$ |
|---------|---------|-------------------|-----------|-----------------------------|--------------------------------|------|------|--------------------------------|--------------------------------|------------------|-------------------|------------------|-------------------------------|-------------|------------------|------|-------|---------------|--------------------------------------|
| | | | | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | MgO | CaO | Fe ₂ O ₃ | Mn ₂ O ₄ | TiO ₂ | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | Mat. Organ. | PERTE 113°/1000° | Σ | | | |
| TKO 2 | TKO 21 | A | T.T. | 10 | 29.8 | 17.7 | 4.4 | 5.2 | 16.1 | 0.34 | 4.12 | 0.26 | 0.39 | 1.2 | 7 | 13.4 | 99.9 | 7.03 | 1.29 |
| | | A | < 2μ | | 24.6 | 32.3 | 0.9 | 0.6 | 19.2 | 0.13 | 4.65 | 0.14 | 0.09 | 0.6 | | 16.5 | 99.7 | 13.4 | |
| | TKO 22 | (B) | T.T. | 60 | 20.3 | 24.1 | 2.6 | 2.2 | 19.3 | 0.39 | 4.8 | 0.12 | 0.67 | 1.15 | 6 | 18.3 | 99.9 | 9.98 | 1.16 |
| (B) | | | < 2μ | | 20.5 | 30 | 1.56 | 0.7 | 24.1 | 0.17 | 5.7 | 0.02 | 0.05 | 0.6 | | 15.2 | 98.6 | 11.5 | |
| | TKO 23 | R | R | 65 | 38.3 | 19.7 | 6.5 | 8.75 | 14.7 | 0.26 | 3.6 | 2 | 1 | 0.6 | | 4.8 | 100.2 | 5.9 | |
| TKO 3 | TKO 31 | A | T.T. | 10 | 35.4 | 23.2 | 4.4 | 1.4 | 17.1 | 0.31 | 3.0 | 0.15 | 0.2 | 0.8 | 9 | 6.0 | 101 | 15 | 1.58 |
| | | | A | | < 2μ | 27.2 | 29.2 | 0.69 | 0.21 | 19.8 | 0.14 | 3.23 | 0.03 | 0.06 | 0.6 | | 18.1 | 99.3 | |
| | TKO 32 | A | T.T. | 20 | 33.6 | 22.8 | 5.0 | 1.8 | 17.3 | 0.33 | 3.1 | 0.60 | 0.4 | 0.9 | 7 | 5.7 | 98.5 | 18 | 1.41 |
| | | | A | | < 2μ | 24.6 | 29.7 | 1.3 | 0.3 | 17.5 | 0.17 | 3.7 | 0.05 | 0.1 | 0.6 | | 19.3 | 97.3 | |
| | TKO 33 | (B) | T.T. | 45 | 31.1 | 23.2 | 4.8 | 1.5 | 21.4 | 0.21 | 3.5 | 0.40 | 0.3 | 0.4 | 2 | 8.3 | 97.1 | 21.0 | 1.62 |
| (B) | | | < 2μ | | 21.8 | 22.9 | 1.15 | 0.2 | 23.3 | 0.12 | 3.6 | 0.03 | 0.08 | 0.2 | | 22.0 | 95.5 | 15.4 | |
| TKO 34 | C | T.T. | 75 | 39.4 | 21.0 | 7.0 | 3.2 | 16.4 | 0.20 | 3.1 | 0.7 | 0.5 | 0.4 | 1 | 6.4 | 99.3 | 15.0 | 1.32 | |
| | | C | | < 2μ | 22.6 | 29.2 | 2.3 | 0.5 | 15.8 | 0.13 | 3.4 | 0.06 | 0.2 | 0.2 | | 24.5 | 98.9 | | 12.9 |
| | TKO 35 | R | R | 90 | 45.7 | 12.2 | 10.6 | 11.1 | 13.0 | 0.22 | 2.6 | 1.9 | 1.4 | 0.4 | | 0.63 | 99.8 | 0.58 | |
| BUE 8 | BUE 81 | A | T.T. | 10 | 29.3 | 18.1 | 4.8 | 3.8 | 17 | 0.36 | 4.11 | 0.1 | 0.05 | 0.83 | 9 | 13.6 | 101 | 12.8 | 1.1 |
| | | | A | | < 2μ | 22.3 | 34.4 | 0.76 | 0.39 | 20.9 | 0.19 | 5 | 0.02 | 0.02 | 0.3 | | 13.6 | 97.9 | |
| | BUE 82 | (B) | T.T. | 95 | 27.5 | 20.1 | 6.4 | 3.5 | 21.5 | 0.28 | 5.19 | 0.04 | 0.03 | 0.81 | 4 | 12.9 | 102 | 15.4 | 1.2 |
| (B) | | | < 2μ | | 19 | 26 | 1.7 | 0.9 | 29.4 | 0.15 | 5.1 | 0.01 | 0.02 | 0.3 | | 16.1 | 98.6 | 17.2 | |
| BUE 83 | C | T.T. | 135 | 29.5 | 20.2 | 5.1 | 4.9 | 20.6 | 1.64 | 4.67 | 0.31 | 0.11 | 1 | 1.4 | 11.5 | 101 | 17.4 | 1.02 | |
| | | C | | < 2μ | 16.9 | 28.2 | 1.7 | 0.8 | 27.8 | 0.53 | 6 | 0.02 | 0.04 | 0.5 | | 15.8 | 98.3 | | 18.1 |

Tableau n° 5 ANALYSES COMPARÉES DE LA TERRE TOTALE (T.T.) ET DE LA FRACTION INF A 2μ DES PROFILS TKO 2, TKO 3 ET BUE 8 .

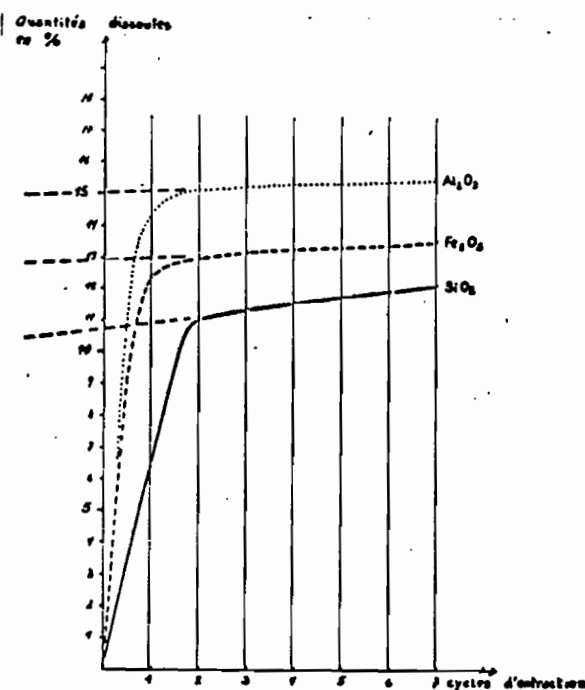
La perte, entre 20 et 11°, de 11 à 18 % d'eau fait penser aux allophanes. La teneur en Fe_2O_3 de la fraction inf. à 2 μ est élevée et peut atteindre 29 %.

Les analyses chimiques de la terre totale nous montrent une réserve importante en minéraux non altérés dans tous les horizons.

2) Dosage des éléments amorphes:(Fig 22)

Les éléments amorphes ont été dosés par la méthode cinétique mise au point par Segalen (1968).

La composition des fractions amorphes de quatre profils exprimés en oxydes anhydres, montrent des rapports moléculaires $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ qui varient de 0,4 à 1,7. Les teneurs en Fe_2O_3 sont élevées. Dans le sol les taux d'éléments amorphes sont élevés et augmentent généralement vers le haut des profils : 5 à 10% dans les horizons C; 10 à 40% dans les horizons (B) et A.



COURBES D'EXTRACTION OBTENUES SUR LA FRACTION INF. A 200 μ DE L'ECHANTILLON BUE 83.

Fig 22

| | SiO_2 | Al_2O_3 | Fe_2O_3 | $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ |
|---------|----------------|-------------------------|-------------------------|--------------------------------------|
| TKO 22 | 12,2 | 48,3 | 39,5 | 0,43 |
| BUE 83 | 27,7 | 38,8 | 33,4 | 1,2 |
| BUE 111 | 12,8 | 41,8 | 45,3 | 0,52 |
| TIK 102 | 32,7 | 32,0 | 35,3 | 1,73 |

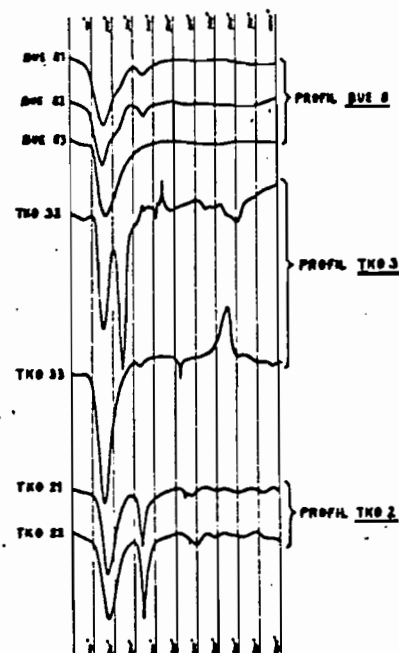
La majeure partie des éléments amorphes se localise dans la fraction granulométrique inférieure à $20\ \mu$, mais la fraction $20\text{ à }200\ \mu$ en contient encore un taux non négligeable.

- 3) Mesures de surface spécifique : Les mesures de surface spécifique effectuées sur terre totale et sur extrait $2\ \mu$ nous donnent pour la fraction inférieure à $2\ \mu$ des valeurs plus élevées que celles obtenues habituellement pour la kaolinite ($30\text{ à }45\ \text{m}^2/\text{g}$), l'halloysite ($70\text{ à }140\ \text{m}^2/\text{g}$), les monmorillonites ($60\text{ à }120\ \text{m}^2/\text{g}$) et les produits amorphes ferro-alumineux ($50\text{ à }80\ \text{m}^2/\text{g}$). On peut atteindre $410\ \text{m}^2/\text{g}$ sur l'extrait inférieur à $2\ \mu$ et $330\ \text{m}^2/\text{g}$ sur la fraction inférieure à $250\ \mu$.

Ces valeurs élevées sont dues aux amorphes silico-alumineux, elles sont comparables et mêmes supérieures à celles des "Aerosils" synthétiques du commerce ($250\ \text{m}^2/\text{g}$).

4) Analyses thermiques différentielles

La figure 23 groupe les courbes d'analyse thermique différentielle des profils TKO 2, TKO 3 et BUE 8. Sur tous les échantillons un crochet endothermique culminant entre 130 et 180° confirme une quantité importante de produits amorphes. Le profil TKO 2, et les autres d'une manière moindre nous montrent le crochet endothermique caractéristique de la gibbsite (vers 340°). Le phénomène endothermique faible entre 550 et 600° dans le profil TKO 2 est à attribuer, comme le confirmeront



DIAGRAMMES D'ANALYSE THERMIQUE DE LA FRACTION INF. A $2\ \mu$

Fig 23.

les rayons X, à une petite quantité de Kaolinite. Dans le profil TKO 3, nous observons entre 240 et 250° un crochet endothermique que nous ne savons pas pour l'instant attribuer. Les diagrammes TKO 2 et TKO 3 montrent vers 550° le phénomène endothermique qui caractérise le passage du quartz à sa forme de haute température.

- 5) Etude par diffraction de rayons X : Les extraits inférieurs à 2 μ , et les poudres de terre totale, des profils cités ont été examinés par diffraction de rayons X.

Les fractions inférieures à 2 μ montrent en lame orientée sans traitement (voir page) une large bosse de diffraction centrée sur 3,5 - 4 Å qui correspond aux amorphes silico alumineux. En lame orientée, après élimination des produits amorphes, on observe dans tous les profils (Fig. 24) une certaine quantité de Kaolinite très bien cristallisée, de la montmorillonite et de petites quantités de gibbsite. Cette dernière devient plus importante dans les profils BUE 8 et TKO 2, les plus évolués que nous ayons étudiés dans la zone pluvieuse.

Les diffractogrammes de poudre désorientée sur terre totale montrent dans tous les profils des Feldspathes (Anortite-Labrador), des pyroxènes (Augite), des oxydes (Magnétite-Maghémite et anatase) et des hydroxydes (Goethite et Gibbsite). Souvent on trouve en plus des péridots (Olivine), de l'épidote et de la hornblende. Le profil TKO 2 contient un peu de boehmite, les profils TKO 4 et BUE 8 montrent à côté de la goethite de la lépidocrocite. Tous les échantillons de ce groupe de sols sont exempts d'hématite.

- 6) Examen par microscopie électronique : Différents faciès sont observables par microscopie électronique. Des anas irréguliers, d'aspect souvent floconneux et piquetés de petits granules (planche I, figure 1 et 2), que l'on peut

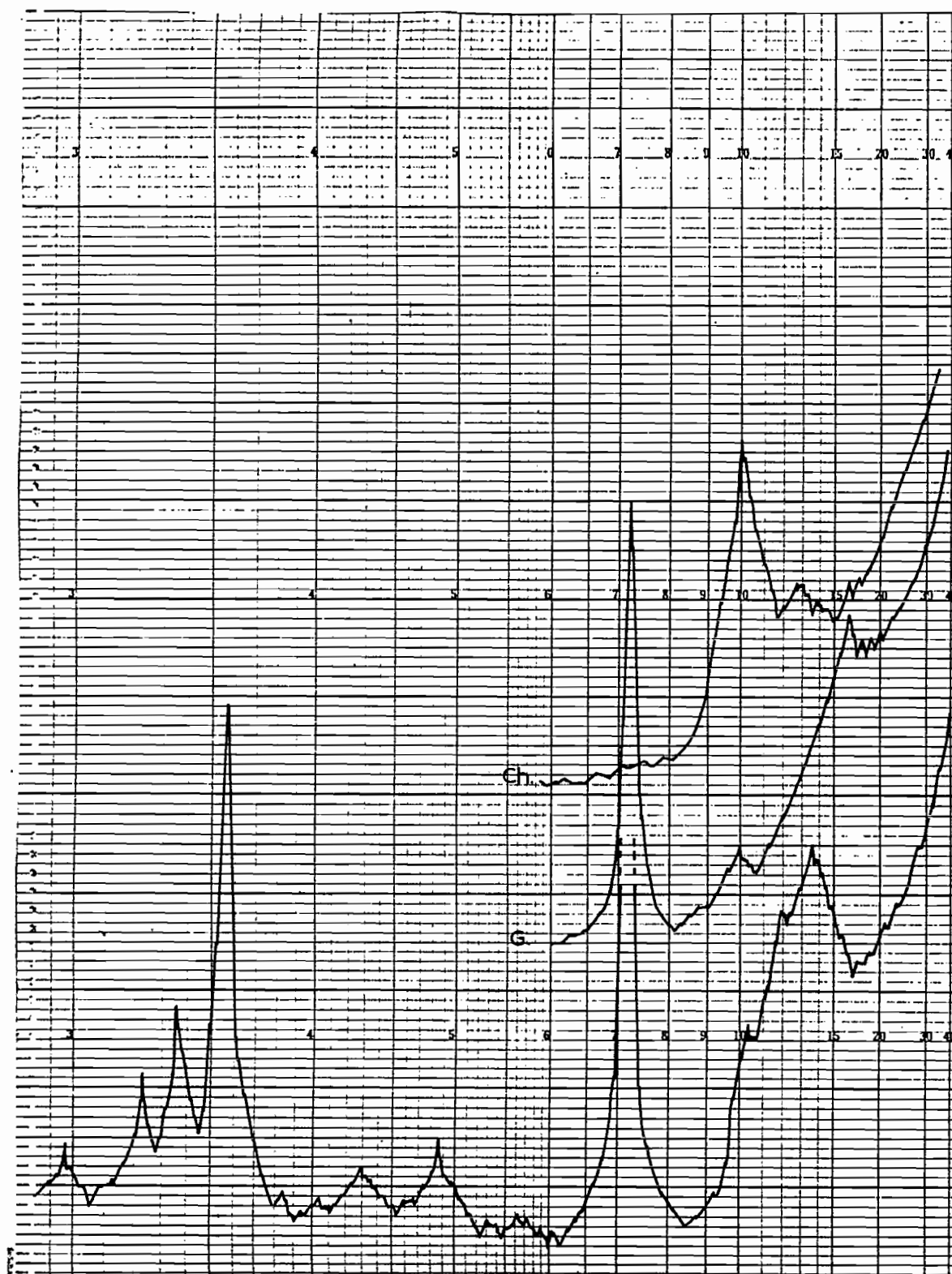


Fig 24 (suite)

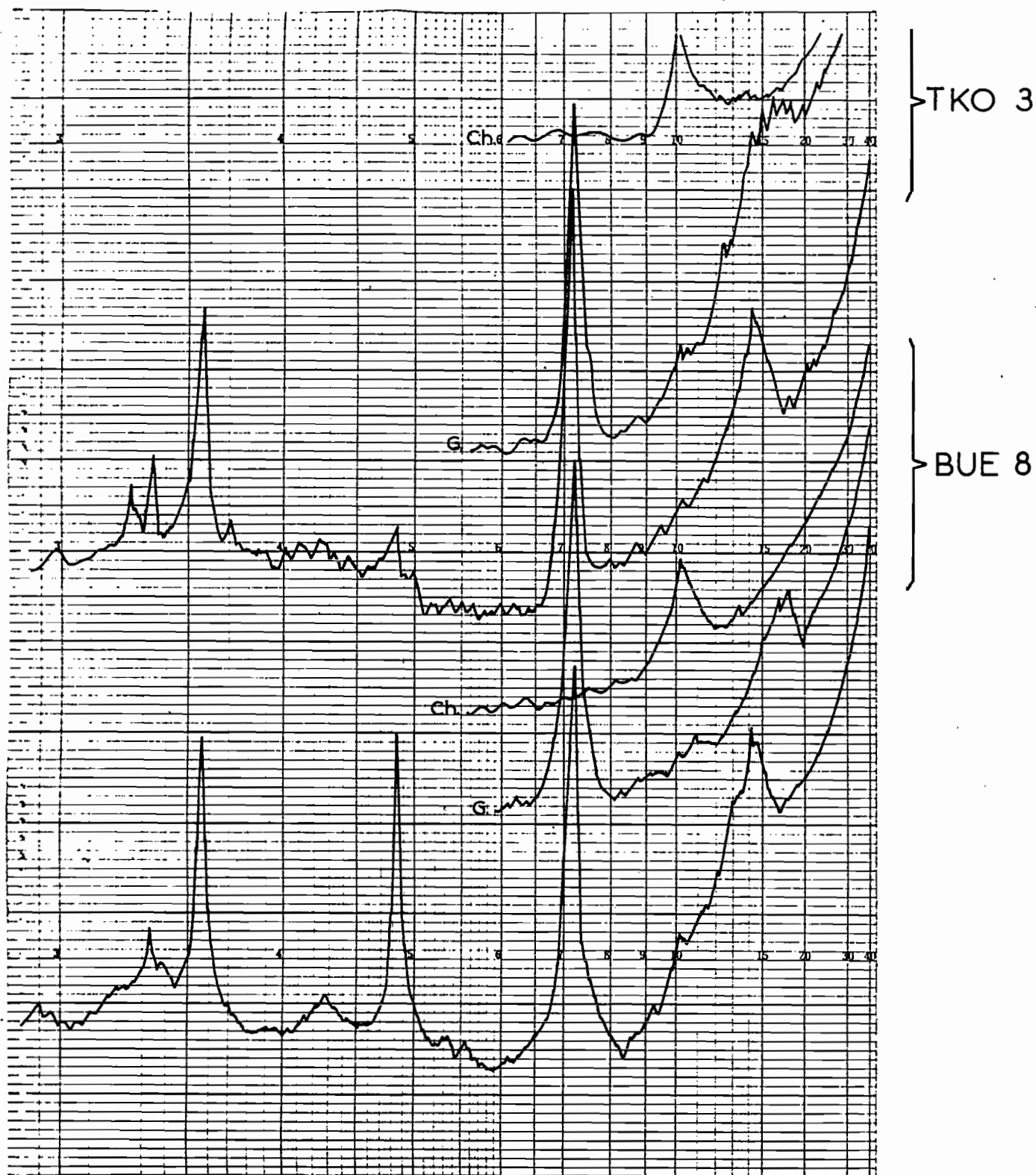


Fig 24

interpréter comme allophanes, comme l'ont fait de nombreux auteurs : BIRREL et FIELDS (1952), AOMINE et YOSHINAGA (1955), SUDO et TAKAHASHI (1955), FIELDS et al. (1955, 1966), AOMINE et WADA (1962), ALONSO et al. (1963), CHUKROV et al. (1963, 1964), GIUSEPPETTI et al. (1963), ROBERTSON (1963), KIRKMAN, MITCHELL et MACKENZIE (1966), COLMET-DAAGE et al. (1967), YOSHINAGA et al. (1962) a.

On n'observe jamais de formes sphériques d'halloysite, jamais de tubes et pas d'allophane fibreuse.

Dans tous les profils, des plaquettes plus ou moins hexagonales correspondent aux petites quantités de kaolinite néoformée (planche I, figure 4, et planche II, figure 5).

On observe fréquemment des amas structurés, en fines lamelles qui pourraient correspondre à la montmorillonite décelée aux rayons X (planche I, figure 3).

Tous ces sols contiennent dans leur partie supérieure de nombreuses diatomées (planche II, figure 6). Les débris de leurs tests forment souvent plus de 10 % de la fraction inférieure à 2 μ ; on en trouve jusque vers 50 cm de profondeur. Les débris de tests inférieurs à 0,2 μ sont fréquents (planche II figure 7). On rencontre des morceaux de tests à tous les stades de dissolution (planche II, figure 8).

- 7) Conclusion : Les caractères minérologiques marquants de ces sols sont les suivants :

Une quantité importante de produits amorphes silico-alumineux d'un rapport moléculaire compris entre 0,5 et 1,8.

Présence simultanée de Gibbsite de kaolinite très bien cristallisée et de montmorillonite.

Concentrations temporaires de silice, par prolifération de diatomées se développant in situ.

Une quantité très importante d'hydroxydes de fer amorphe, de goethite et parfois de lépidocrocite

Absence totale d'hématite.

- d) Utilisation culturale : Les sols de cette région sont relativement peu utilisés; la forêt occupe la plupart d'entre-eux; les conditions climatiques sont peu favorables aux installations humaines. Ce sont pourtant des sols d'une grande richesse en éléments fertilisants et susceptibles d'être utilisés, même quand le solum est très peu épais à cause de l'abondance de l'eau en toute saison. Les réserves minérales par suite de la proximité de la roche-mère sont importantes; cependant le potassium peut devenir facilement déficient et le phosphore risque d'être bloqué par les allophanes. Les facteurs limitants sont essentiellement la faible insolation et la pluviosité élevée. Ces sols peuvent convenir aux cultures vivrières, au bananier, au cacaoyer, à certaines variétés de caféier, au palmier à huile et à l'hévéa.

° °
°

PLANCHE I

- Figure 1 - Ech. (BUE 83) : Faciès floconneux d'allophane avec de petits granules de magnétite (ma.) (X 100.000)
- Figure 2 - Ech. (TKO 152) : Faciès floconneux d'allophane (X 100.000)
- Figure 3 - Ech. (BUE 83) : Allophane (a) et anas en fines lamelles (m) probablement montmorillonite (X 100.000)
- Figure 4 - Ech. (TKO 31) : Allophane (a) et Kaolinite (K) (X 100.000)

PLANCHE II

- Figure 5 - Ech. (TKO 152) : masse d'allophane (a) et Kaolinite (K) (X 60.000)
- Figure 6 - Ech. (TKO 51) : test de diatomée (d) entourée d'allophe (a) (X 14.000)
- Figure 7 - Ech. (BUE 81) : fragment de diatomée inférieur à C,2 (d) dans une masse d'allophane (a) (X 100.000)
- Figure 8 - Ech. (TKO 21) : fragment de diatomée en voie de dissolution (d) entourée d'allophane (a) (X 45.000)

PLANCHE I

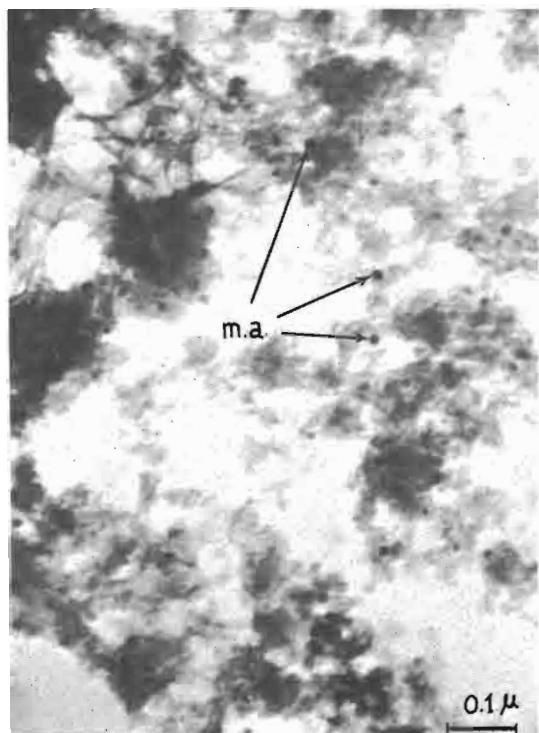


Photo 1



Photo 2

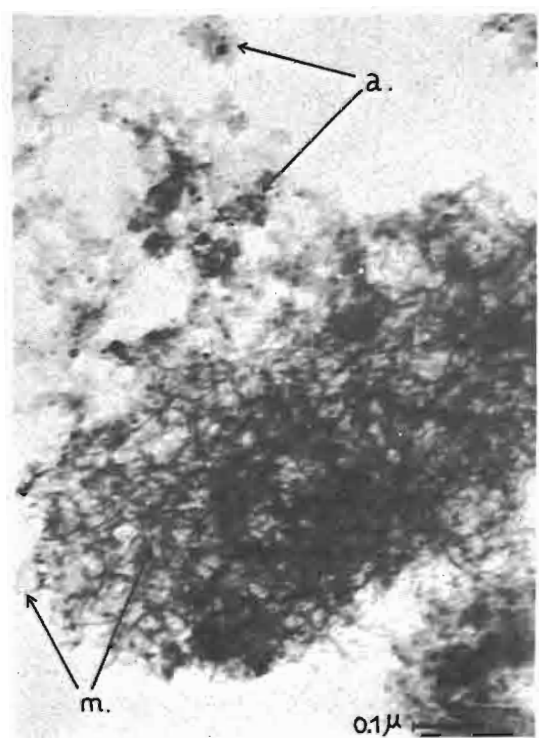


Photo 3

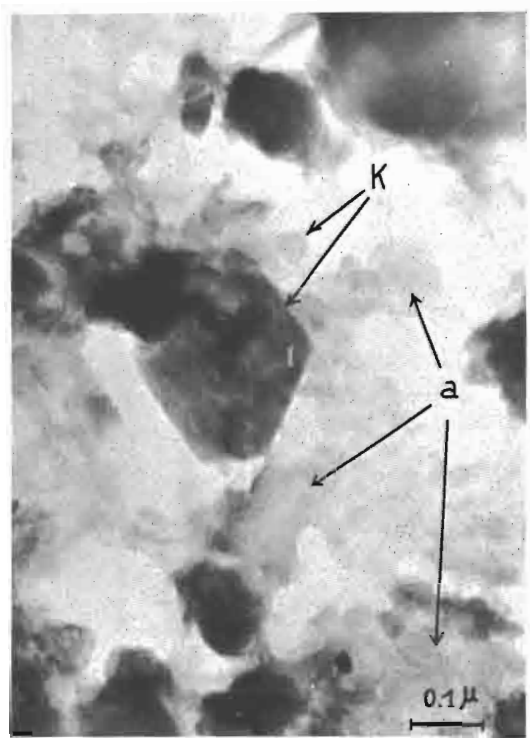


Photo 4

PLANCHE II

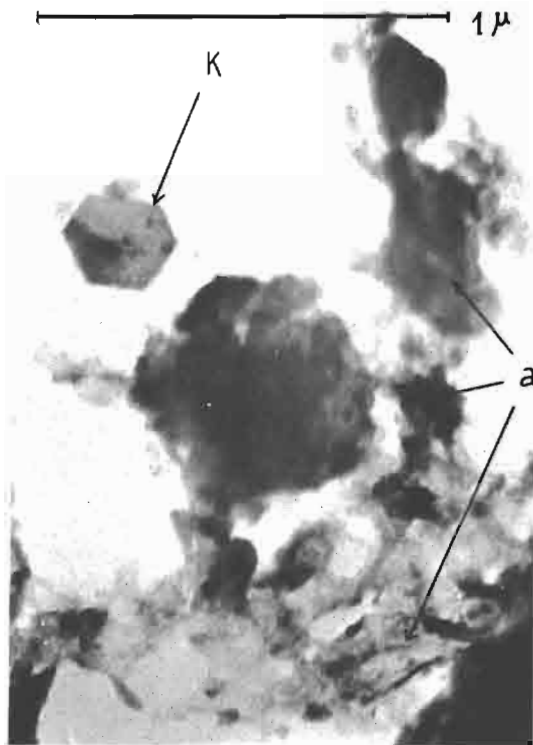


Photo 5

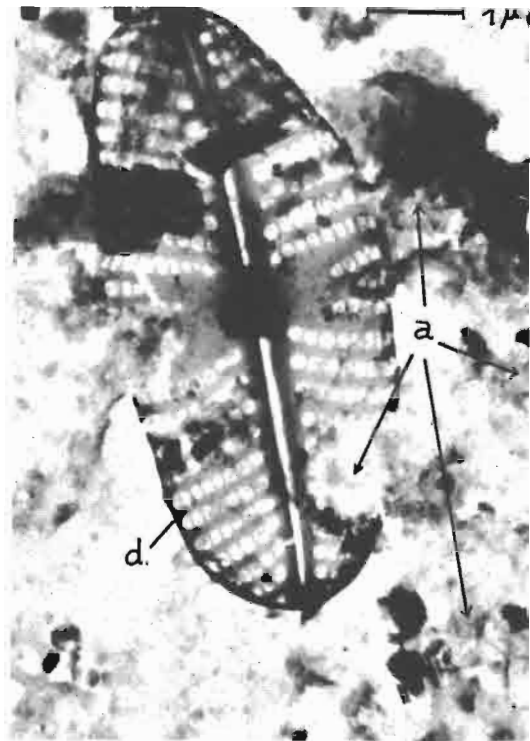


Photo 6

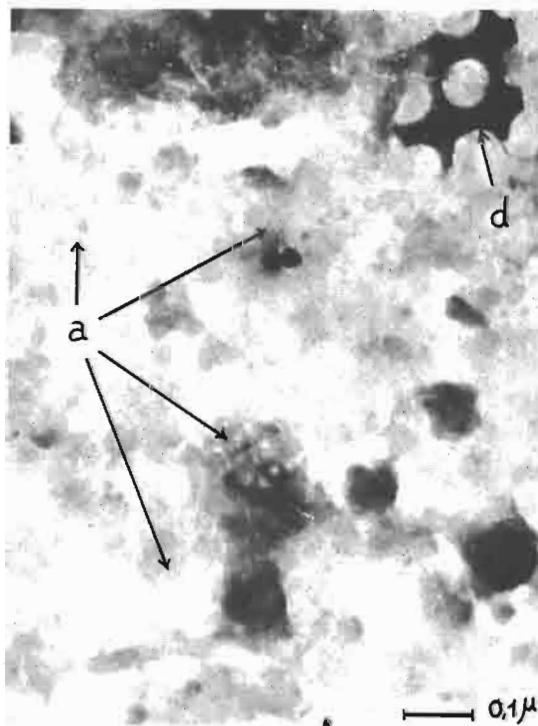


Photo 7

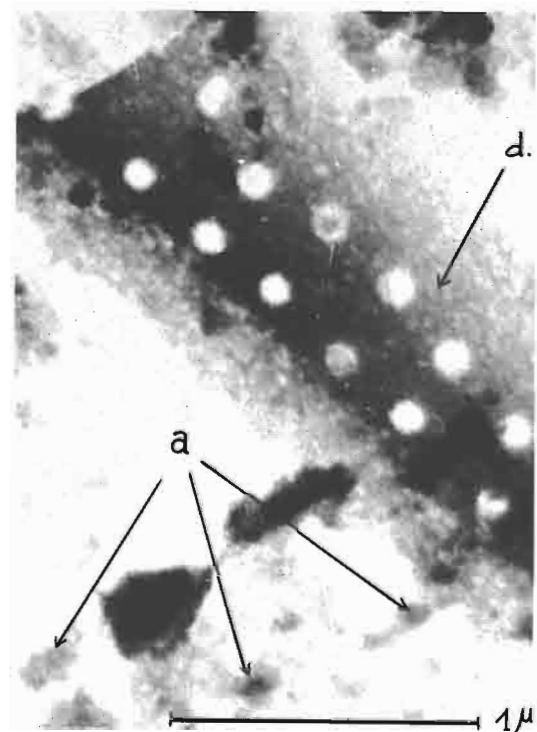


Photo 8

B. LES ANDOSOLS ET LES SOLS BRUNS EUTROPHES TROPICAUX DU MOUNGO

Les profils étudiés ici sont situés au Cameroun occidental, au sud et au sud-est du Mont Cameroun; et au Cameroun oriental dans le département du Moungo.

Au Cameroun oriental, ces sols ont été décrits, étudiés et cartographiés en détail, depuis M'Banga jusqu'à Loum, par Bachelier, Curis et Martin en 1956 et de Loum jusqu'à Manjo par moi-même en 1959. Des sols analogues ont été décrits dans des régions limitrophes du Moungo par Combeau en 1954 et par Laplante, Combeau et Lepoutre en 1950.

Les 37 profils analysés évoluent sous un climat équatorial assez humide (2,5 à 6 m) qui se distingue essentiellement de celui du versant ouest du Mont Cameroun par l'existence d'une saison relativement sèche entre novembre et mars. Tous les profils se développent sur des coulées ou des produits pyroclastiques basaltiques du quaternaire récent.

Les andosols et les sols bruns eutrophes tropicaux ont été intentionnellement groupés dans un même paragraphe, leur distinction n'est pas facile. Dans cette région on peut observer tous les intermédiaires entre les deux termes extrêmes. En l'absence de critères précis de distinction, et éventuellement pour en dégager, nous les avons groupés.

a) Description des profils :

Les profils cités (Fig. n° 25) classés selon leur caractère "andique" décroissant et leur caractère "bruns eutrophes" croissant se rangent comme suit : BS 41 - AS 13 - TKO 6 - BUE 5 AS 85 - AS 70 - BS 15 - TIK 4 - AS 66 - BS 19 - BS 23 - BS 25. Trois profils seront décrits : deux types extrêmes (BS 41 et BS 25) et un profil intermédiaire, BS 15.

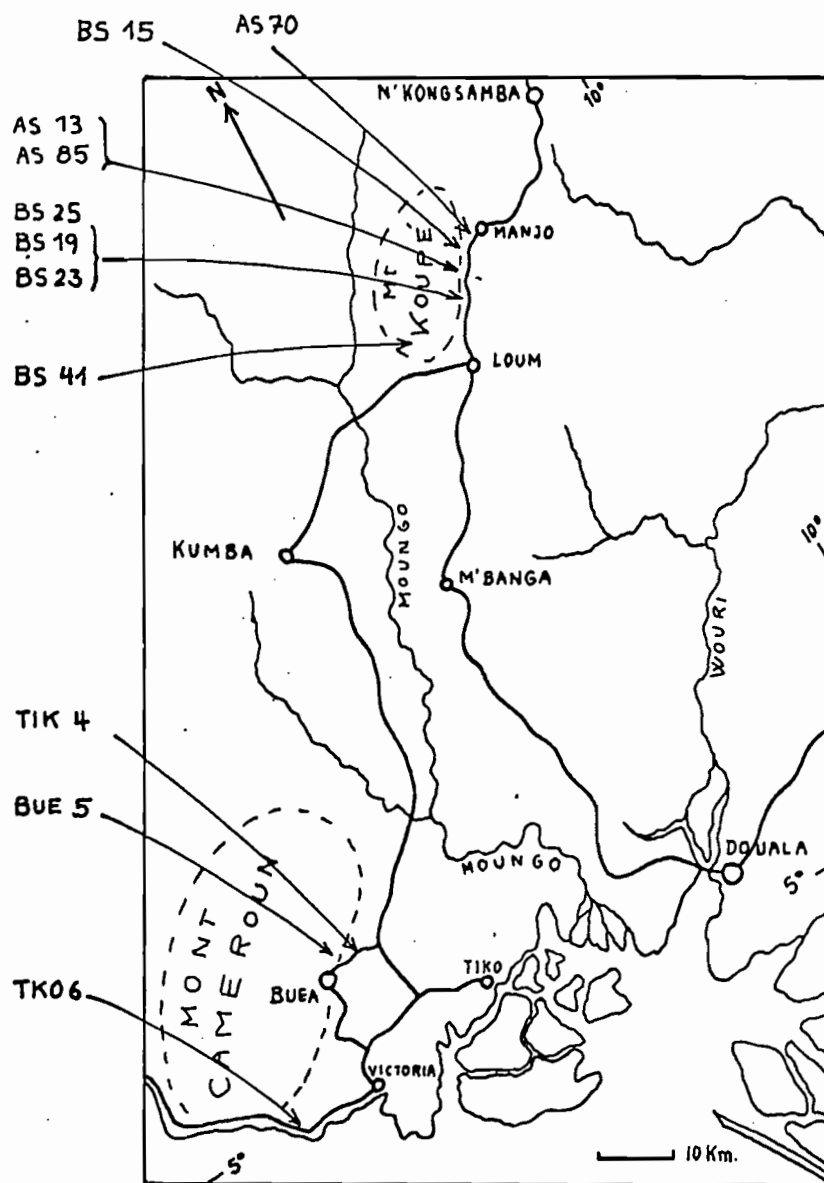


Fig 25 - SITUATION DES PROFILS CITÉS

- 1) Le profil BS 41 : Le profil est situé dans une plantation de café, à l'altitude de 700 m, sur le versant sud du Mont Koupé, au pied d'un appareil volcanique récent. La roche mère est constituée de lapillis basaltiques disposées en couches stratifiées de quelques décimètres à plusieurs mètres d'épaisseur. La pente de l'endroit est d'environ 3 % et le drainage est excellent. La hauteur des précipitations est de 6m par an. La couverture du sol est assurée par des légumineuses.

0 à 20 cm : Noir (10 YR 2/1) riche en matière organique
 A et en racines. Structure fragmentaire de type grenue, à agrégats jusqu'à 5 cm de diamètre, de faible cohésion. L'horizon est humide, plastique, la porosité est forte.

20 à 40 cm : Gris brun foncé à jaune brun foncé, (10 YR
 (B) 4/2 à 3/3 à sec) moyennement organique, mais encore riche en racines. Le passage avec l'horizon A est assez net et se fait sur moins de 5 cm. La texture est sablo-mimoneuse, la cohésion est très faible et la porosité très forte.

40 à 60 cm : Horizon graveleux, formé de lapillis couverts
 C d'une pellicule d'altération de même teinte que l'horizon (B).

60 cm et plus : Lapillis gris foncé à noirs, brillants, non altérés (2,5Y 3/0 à 2/0), souvent à reflets bleus métallique. On y observe de l'olivine très peu altérée.

Les traits caractéristiques de ce profil sont les suivants :

- faible épaisseur
- teneur élevée en matière organique et couleur foncée

- structure à faible cohésion
- réserve appréciable en minéraux altérables
- plasticité de l'horizon A.

2) Le profil BS 15 : Le profil est situé à 570 m d'altitude, sur une pente de 10 %, à 2 km au nord du Mantem II, près du sommet d'une colline volcanique qui domine d'une quarantaine de mètres le paysage environnant. Le drainage est excellent à cause de la grande perméabilité de la roche mère qui est constituée de scories basaltiques bulleuses et de lapillis de taille variable. La hauteur des précipitations est de 3.500 mm par an; la forêt sempervirente forme la végétation du lieu; la litière en surface du sol atteint 5 cm d'épaisseur.

0 à 15 cm : Brun rouge très sombre (10 R 3/2 à 2/2),
 A sablo-limoneux, très humifère à très nombreuses racines. La structure est grumelleuse; la cohésion est moyenne; la perméabilité est bonne. L'horizon contient près de 25 % de scories en voie d'altération; au moment du prélèvement il était sec.

15 à 70 cm : Brun à brun foncé (10 YR 4/3) moyennement humifère et bien pénétré par les racines, à
 (B) texture sablo-limoneuse. La structure est polyédrique à cohésion assez faible. L'horizon est frais, présente une bonne porosité, et contient près de 40 % de scories peu altérés.

70 cm et plus : Matériaux pyroclastiques recouverts d'une
 C pellicule d'altération peu épaisse, rougeâtre.

Ce profil se distingue du précédent par :

- une épaisseur plus grande
- une teneur plus forte en éléments fins qui entraîne une structure plus marquée.

3) Le profil BS 25 : Le profil est situé à 500 mètres d'altitude au pied du versant Est du Mont Koupé, à 1 km au nord-ouest du village de Mantem, sous une bananeraie. Le profil situé en plaine, présente un bon drainage malgré la pente faible de 1 % du lieu. La roche-mère est un basalte à olivine de coulée, du quaternaire. Le sol est couvert par une mince litière de 3 cm. Des blocs de basalte bulleux peu altéré dépassent par endroits de la surface du sol. Celui-ci a en moyenne une épaisseur de 70 cm; il reste frais même en dehors des périodes pluvieuses.

0 à 20 cm : Brun foncé (7,5 YR 3/2) humifère et riche en racines. La structure est fragmentaire de type A grumelleuse, bien développée, à cohésion assez marquée. L'horizon est frais et présente une bonne porosité. La texture est limono-sableuse à prédominance de sable fin.

20 à 70 cm : Brun-gris foncé (10 YR 4/2); encore humifère, (B₁) à texture limono-argileuse. La transition avec l'horizon sus-jacent est progressive. La structure, bien développée, est à tendance cubique et se débite en morceaux de 2 à 5 cm de côté. La cohésion est assez élevée, l'horizon n'est que moyennement perméable.

70 à 110 cm : Horizon semblable au précédent au point de vue couleur et structure, mais à texture légèrement moins argileuse et à perméabilité un peu moindre. Les racines pénètrent cependant encore aisément malgré une teneur de près de 20 % de graviers basaltiques.

Après 110 cm : on passe presque sans transition à de gros blocs de basalte peu altéré.

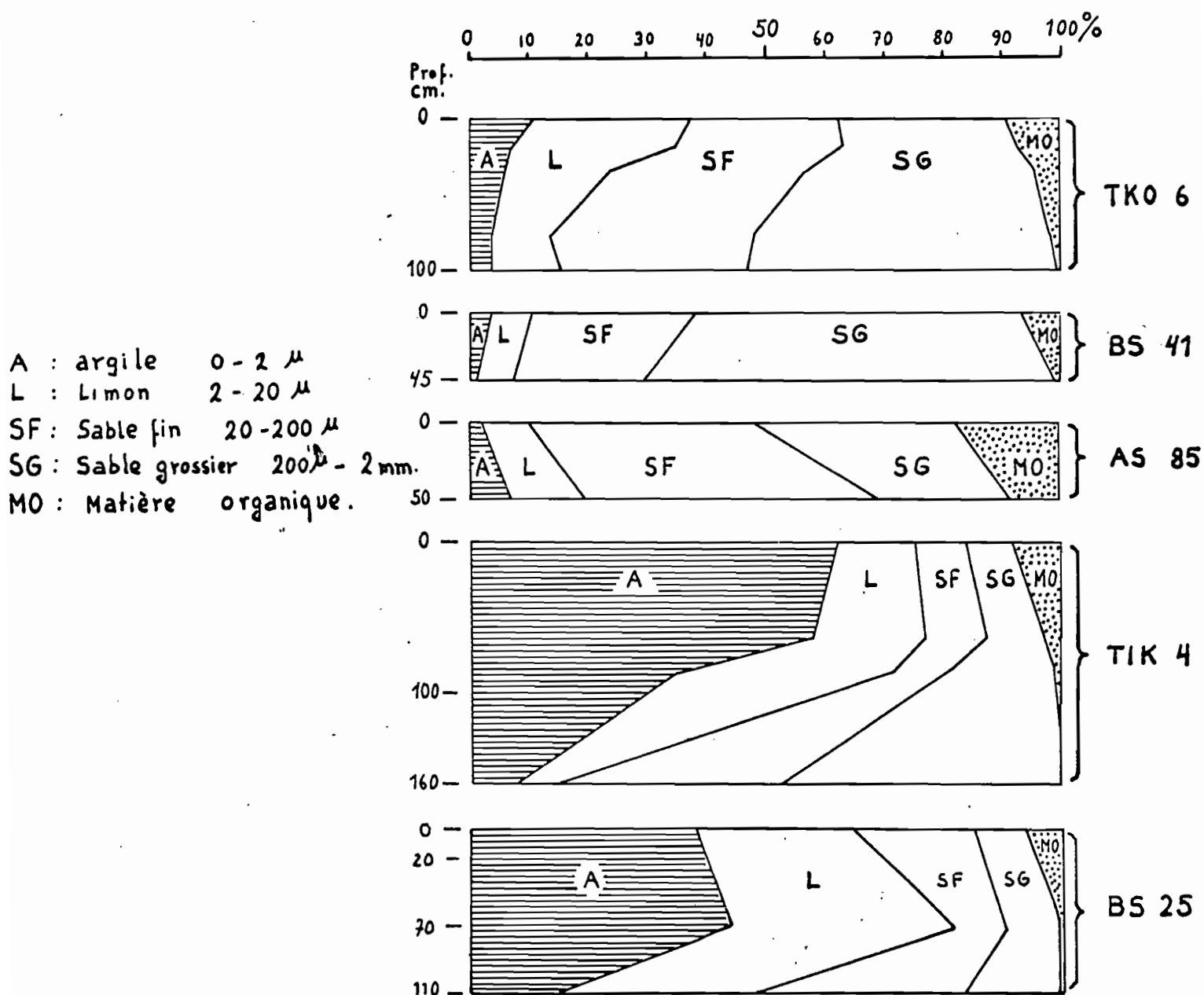
Les traits caractéristiques de ce profil sont :

- une épaisseur de l'ordre du mètre
- une structure fragmentaire bien développée
- une texture assez argileuse

Ces caractères morphologiques, et la couleur rapprochent ce profil des sols brun eutrophes.

b) Caractéristiques physico-chimiques des profils:

- 1) Granulométrie : La faible évolution des termes les plus andiques (BS 41, AS 85, AS 13, TKO 6 et BUE 5) se traduit par une composition granulométrique de la terre fine généralement sablo-limoneuse (Fig n°27) comme celle des andosols du versant ouest du Mont Cameroun. Les sols bruns eutrophes sont caractérisés par une teneur en argile plus élevée qui peut atteindre 60 % dans les horizons B, et par l'abondance du limon (20 à 40 %). Entre ces deux extrêmes la texture varie dans d'assez larges limites selon l'ancienneté du sol.
- 2) Matière organique : La richesse en matière organique décroît des termes les plus andiques (6 à 20 %) vers les sols bruns eutrophes (4 - 8 %). Dans un sol donné les teneurs décroissent toujours avec la profondeur. Partout le rapport C/N se situe entre 8 et 10 et indique une bonne minéralisation de la matière organique et une activité biologique intense. Malgré son rapport C/N bas cette matière organique présente un pH faiblement acide, voisin de 6. Une détermination des fractions organiques, du profil TKO 6, faite au laboratoire du Professeur Duchaufour, montre, comme pour les andosols de la zone très pluvieuse, une dominance des acides fulviques sur les acides humiques :



FRACTIONS GRANULOMETRIQUES ET MATIERE ORGANIQUE DE LA TERRE INF. A 2 mm.
 D'ANDOSOLS ET DE SOLS BRUNS EUTROPHES DU MOUNGO.

Fig 26

| | TKO 61 | TKO 63 |
|------------------------------------|--------|--------|
| Acides fulviques | 33,0 | 35,0 |
| Acides humiques | 12,0 | 10,2 |
| Humines | 37,5 | 39,5 |
| Acides hematomelaniques | 16,0 | 15,0 |
| Mat. org. végétale peu transformée | 1,5 | 0 |

en % de la
Matière orga-
nique totale

- 3) pH de ces sols : Il se situe en surface entre 5 et 6,5 dans tous les profils. Chez les types "andiques" il augmente assez régulièrement vers la profondeur et peut atteindre la valeur de 7,5 dans l'horizon C. Chez les termes "bruns eutrophes" il diminue souvent entre 40 et 100 cm de profondeur, d'une demi unité; puis réaugmente dans l'horizon d'altération ou il tend vers 7.
- 4) Etude du complexe absorbant (Tableau n° 6)
- Capacité d'échange : Dans tous les profils la capacité d'échange augmente vers la surface. Les valeurs dans l'horizon A se situent entre 40 et 75 méq. % dans les profils les plus "andiques", et entre 15 et 60 méq. % chez les types "bruns eutrophes". Ce sont les sols les moins argileux qui montrent les valeurs les plus fortes. Dans l'horizon B, elle se situe entre 20 et 60 méq. % dans les deux cas.
 - Eléments échangeables et taux de saturation : Dans les horizons A de ces sols, les teneurs en bases échangeables (10 à 30 méq. %) sont nettement plus élevées que dans les horizons (B) : (2 à 9 méq. %). Les taux de bases en (B) sont plus faibles que ne le laisse prévoir la capacité d'échange. Il s'en suit qu'ici, dans ces horizons qui s'assèchent périodiquement, la matière organique a un pouvoir de rétention

| Ech. n° | Horizons | prof. cm. | még. % | | | | | | S/T% | pH | P mm. |
|---------|----------|--------------|------------------|------------------|----------------|-----------------|------|------|------|-----|----------|
| | | | Ca ⁺⁺ | Mg ⁺⁺ | K ⁺ | Na ⁺ | S | T | | | |
| BS 41 | A | 10 | 9.2 | 6.8 | 1.2 | 0.01 | 17.2 | 74 | 23 | 6.1 | 5.5 |
| BS 42 | (B) | 30 | 1.3 | 0.6 | 0.07 | 0.01 | 2 | 55 | 3.5 | 7.1 | |
| TKO 61 | A | 10 | 4.9 | 3.3 | 0.4 | 0.01 | 8.6 | 40.3 | 21 | 5.3 | 6.5 |
| TKO 62 | AB | 35 | 2.9 | 1.2 | 0.6 | 0.01 | 4.7 | 36 | 13 | 5.5 | |
| TKO 64 | (B) | 75 | 2.3 | 1.2 | 0.2 | 0.01 | 3.7 | 31 | 12 | 5.7 | |
| TKO 65 | C | 110 | 7 | 6 | 1.1 | 0.3 | 14.1 | 42.5 | 33 | 6.1 | |
| AS 85 | A | 10 | 11.3 | 3.8 | 0.3 | t | 15.4 | 73 | 21 | 6.1 | 3.5 |
| AS 86 | (B) | 50 | 2.9 | 1.5 | 0.3 | t | 4.7 | 58 | 8 | 6.2 | |
| AS 70 | A | 10 | 10.4 | 5.7 | 0.3 | t | 16.4 | 61 | 27 | 5.8 | 3.0 |
| AS 71 | (B) | 50 | 2.7 | 0.6 | <0.07 | t | 3.4 | 52 | 6.5 | 5.9 | |
| TIK 40 | A | 10 | 13.8 | 5.9 | 1.4 | 0.01 | 21.1 | 41 | 51 | 6.0 | 2.8 |
| TIK 41 | (B) | 65 | 7.4 | 3.6 | 0.6 | 0.1 | 11.8 | 24 | 48 | 5.8 | |
| TIK 42 | C | 90 | 3.8 | 1.7 | 0.09 | t | 5.6 | 28 | 19 | 5.9 | |
| TIK 43 | C | 180 | 2.7 | 1.2 | t | t | 3.9 | 21 | 19 | 6.0 | |
| BS 19 | A | 10 | 10.6 | 2.7 | <0.07 | 0 | 13.3 | 24 | 54 | 6.4 | 3.2 |
| BS 20 | (B) | 60 | 4.3 | 0.7 | t | 0 | 5.0 | 14 | 37 | 6.8 | |
| BS 25 | A | 15 | 13.0 | 8.0 | 0.9 | 0 | 21.9 | 47 | 46 | 6.5 | 3.5 |
| BS 26 | (B) | 50 | 3.1 | 1.8 | 1.2 | 0 | 6.1 | 39.5 | 15 | 5.6 | |

ANDOSOLS ET SOLS BRUNS EUTROPHES DU MOUNGO
 REPARTITION ET SOMME DES BASES ECHANGEABLES (S)
 CAPACITE D'ECHANGE (T), TAUX DE SATURATION (S/T) ET HAUTEUR DES PRECIPITATIONS

Tableau n° 6

en bases plus élevées que la fraction minérale. Dans les horizons inférieurs ou la matière organique diminue les bases sont moins fortement retenues.

La répartition des bases échangeables est classique :

Ca^{++} sup. à Mg^{++} sup. à K^+ sup. à Na^+

Les deux premiers éléments sont bien représentés, le potassium est souvent nettement déficient.

Dans les terres "andiques" le taux de saturation se situe, respectivement en surface et dans l'horizon (B), entre 15 et 40 et 3 et 15 %. Dans les sols "bruns eutrophes" il varie en surface entre 25 et 55 % et en profondeur entre 15 et 40 %

- 5) Bases totales : La présence de minéraux non altérés dans la terre fine explique l'abondance des réserves minérales, particulièrement en magnésium et calcium, chez les types "andiques". Le tableau suivant donne pour ces sols, les fourchettes en bases totales de 15 profils (en méq. %) :

| horizons ↓ | Ca^{++} | Mg^{++} | K^{++} | Na^{++} |
|------------|------------------|------------------|-----------------|------------------|
| Surface | 10 - 36 | 50 - 140 | 1 - 3 | 0 - 2 |
| (B) | 6 - 20 | 60 - 140 | 0,5 - 2 | 0 - 2 |

Dans les sols "bruns eutrophes", les réserves en magnésium baissent; 10 profils donnent les valeurs extrêmes suivantes :

| horizons ↓ | Ca^{++} | Mg^{++} | K^+ | Na^+ |
|------------|------------------|------------------|--------------|---------------|
| A | 6 - 20 | 15 - 60 | 1 - 2 | 0 - 1 |
| (B) | 6 - 40 | 15 - 60 | 1 - 2 | 0 - 2 |

Dans les sols "andiques", les teneurs en phosphore total se situent entre 5 et 9 % et dans les sols bruns eutrophes entre 2 et 5 %. Les réserves en potassium sont faibles.

C) Etude de la fraction minérale des profils.

1) Analyses chimiques : Le tableau n° 7 groupe les analyses des fractions inférieures à 2 microns, terres totales et roches-mères de 7 profils (BS 41, TKO 6, BUE 5, AS 85, AS 70, TIK 4, BS 19); il permet les remarques suivantes :

- A la base des profils les plus "andiques" (BS 41, TKO 6, BUE 5) les rapports moléculaires $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ de la fraction inférieure à 2 se situent autour de 1, et la perte de 20 à 110° est élevée : 14 à 18 %.
- A la base des profils les plus "bruns eutrophes" (AS 70, TIK 4 et BS 19) des rapports $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ de l'inférieur à 2 microns se situent autour de 2 et la perte de 20 à 110° est plus faible (7 à 16 %).
- Dans la partie supérieure de tous les profils des rapports moléculaires $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ des fractions inf. à 2 oscillent entre 1,6 et 2,3.
- Les teneurs en Fe_2O_3 des extraits inférieurs à 2 microns sont élevées.
- Les analyses chimiques de la terre totale nous montrent une réserve importante en minéraux non altéré, principalement dans les sols les plus "andiques".
- Dans les horizons A et (B) la teneur en magnésium est plus élevée que celle en calcium.

2) Mesures de surface spécifique : (Tableau n° 8) Seize mesures de surfaces spécifiques faites sur des fractions inférieures à 2 et 250 microns de 9 profils montrent des valeurs élevées (200 à 400 m^2/g), principalement à la base des profils à caractères "andiques". Les profils de type "bruns eutrophes" montrent, dans les horizons A et (B), des valeurs plus faibles (50 à 90 m^2/g), voisines de celles obtenues d'habitude pour la métahalloysite.

TABLEAU N° 7

| Ech n° | Horizons | Prof. cm. | Nature | en % d'échantillon sèche a 110° | | | | | | | | | | | | | PERTE 20-110° | rapp molec. SiO ₂ / Al ₂ O ₃ |
|--------|----------|-----------|--------|---------------------------------|--------------------------------|------|------|--------------------------------|--------------------------------|------------------|-------------------|------------------|-------------------------------|--------------|-------------------|--------|------------------|--|
| | | | | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | MgO | CaO | Fe ₂ O ₃ | Mn ₃ O ₄ | TiO ₂ | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | Mat. Org. | PERTE 110/1000 | Σ | | |
| BS 41 | A | 10 | T.T. | 24.0 | 19.6 | 3.15 | 0.55 | 15.6 | 0.33 | 1.24 | 0.16 | 0.23 | 0.95 | 17.3 | 14.26 | 97.37 | 13.4 | |
| BS 41 | A | 10 | < 2μ | 27.0 | 28.8 | 0.81 | 0.25 | 18.4 | 0.19 | 4.0 | 0.02 | 0.12 | 0.29 | | 17.1 | 97.5 | 15.4 | 1.6 |
| BS 42 | (B) | 30 | T.T. | 26.4 | 21.8 | 8.4 | 2.6 | 20.6 | 0.29 | 4.7 | 0.26 | 0.52 | 0.75 | 2.8 | 11.8 | 100.9 | 13.2 | |
| | | | < 2μ | 19.9 | 35.7 | 0.79 | 0.63 | 21.8 | 0.18 | 4.3 | 0.03 | 0.06 | 0.65 | | 13.9 | 97.9 | 15.7 | 0.95 |
| TKO 62 | AB | 35 | T.T. | 28.5 | 21.6 | 3.1 | 2.3 | 17.1 | 0.43 | 3.91 | 0.12 | 0.24 | 0.75 | 7.2 | 12.4 | 97.75 | 14.1 | |
| | | | < 2μ | 27.4 | 26.0 | 1.23 | 0.72 | 19.8 | 0.27 | 4.2 | 0.03 | 0.04 | 0.58 | | 17.1 | 97.37 | 16.5 | 1.8 |
| TKO 64 | (B) | 75 | T.T. | 25.9 | 24.4 | 6.6 | 1.5 | 20.7 | 0.57 | 4.8 | 0.28 | 0.32 | 0.78 | 2 | 11.3 | 99.2 | 14.8 | |
| | | | < 2μ | 24.6 | 21.2 | 0.9 | 0.3 | 25.3 | 0.17 | 8.9 | 0.03 | 0.05 | 0.72 | | 16.3 | 98.5 | 12.8 | 1.97 |
| TKO 66 | BC | 110 | T.T. | 31.4 | 24.0 | 3.6 | 2.5 | 17.4 | 1.79 | 3.8 | 0.41 | 0.32 | 0.5 | t | 14.6 | 100.3 | 15.2 | |
| | | | < 2μ | 20.5 | 31.5 | 1.12 | 0.69 | 22.1 | 0.38 | 3.9 | 0.04 | 0.06 | 0.6 | | 15.4 | 96.29 | 14.8 | 1.1 |
| TKO 67 | R | 120 | T.T. | 44.5 | 11.8 | 10.2 | 13.4 | 12.7 | 0.19 | 2.8 | 2.4 | 1.15 | 0.52 | | 1.53 | 101.13 | 1.0 | |
| BUE 53 | BC | 120 | T.T. | 31.4 | 24.0 | 3.6 | 2.5 | 17.4 | 1.79 | 4.3 | 0.53 | 0.38 | 0.77 | 0.4 | 13.1 | 99.8 | 16.7 | |
| | | | < 2μ | 18.5 | 32.8 | 1.4 | 0.6 | 19.8 | 0.62 | 5.3 | 0.20 | 0.14 | 0.89 | 0 | 17.8 | 98.1 | 18.1 | 0.96 |
| AS 85 | A | 10 | T.T. | 29.1 | 18.2 | 3.0 | 1.2 | 13.4 | 0.27 | 3.1 | 0.1 | 0.12 | 0.72 | 19.2 | 12.1 | 100.5 | 12.5 | |
| | | | < 2μ | 32.6 | 26.0 | 1.56 | 0.93 | 16.2 | 0.27 | 3.4 | 0.02 | 0.06 | 0.59 | | 15.5 | 97.1 | 18.2 | 2.15 |
| AS 86 | (B) | 50 | T.T. | 30.8 | 21.6 | 2.7 | 1.8 | 13.8 | 0.48 | 3.6 | 0.1 | 0.09 | 0.68 | 9.2 | 13.6 | 98.5 | 13.8 | |
| | | | < 2μ | 29.2 | 28.8 | 1.43 | 0.69 | 17.9 | 0.37 | 4.2 | 0.03 | 0.06 | 0.65 | | 14.9 | 98.2 | 15.7 | 1.22 |
| AS 70 | A | 10 | T.T. | 37.1 | 21.8 | 1.19 | 0.45 | 14.5 | 0.39 | 3.19 | < 0.03 | 0.3 | 0.72 | 9.5 | 15.7 | 99.4 | 8.68 | |
| | | | < 2μ | 30.6 | 28.5 | 0.92 | 0.19 | 16.8 | 0.23 | 3.8 | 0 | 0.1 | 0.83 | | 16.3 | 98.3 | 12.5 | 1.83 |
| AS 71 | (B) | 50 | T.T. | 32.1 | 25.2 | 1.82 | 0.20 | 16.6 | 0.42 | 3.5 | < 0.08 | 0.3 | 0.78 | 6.0 | 12.0 | 98.9 | 9.4 | |
| | | | < 2μ | 33.5 | 31.9 | 1.12 | 0.15 | 14.5 | 0.16 | 3.02 | 0 | 0.1 | 0.92 | | 13.2 | 98.7 | 10.8 | 1.79 |
| TIK 41 | (B) | 65 | T.T. | 37.3 | 27.1 | 1.8 | 0.95 | 11.6 | 0.24 | 2.6 | 0.05 | 0.09 | 0.8 | 2.4 | 13.5 | 98.4 | 8.2 | |
| | | | < 2μ | 36.8 | 30.4 | 0.42 | 0.15 | 10.9 | 0.07 | 2.92 | 0.03 | 0.06 | 0.9 | | 14.3 | 96.9 | 9.5 | 2.05 |
| TIK 43 | BC | 180 | T.T. | 49.7 | 24.3 | 3.2 | 2.12 | 7.9 | 1.24 | 1.18 | 0.48 | 0.32 | 0.87 | t | 9.4 | 100.7 | 7.9 | |
| | | | < 2μ | 39.9 | 33.7 | 1.58 | 1.82 | 4.8 | 1.01 | 1.39 | 0.17 | 0.10 | 0.98 | | 13.2 | 98.7 | 16.3 | 2.0 |
| AS 66 | CR | 600 | T.T. | 46.4 | 19.7 | 4.2 | 6.2 | 14.6 | 0.19 | 3.5 | 0.7 | 0.4 | 0.82 | | 3.37 | 100.1 | 2.2 | |
| BS 19 | A | 10 | T.T. | 60.5 | 16.3 | 1.6 | 1.4 | 7.4 | 0.13 | 1.3 | 0.03 | 0.33 | 0.20 | 4.9 | 4.02 | 98.1 | 2.7 | |
| | | | < 2μ | 37.0 | 27.0 | 1.63 | 1.02 | 15 | 0.31 | 2.0 | t | t | t | | 15.0 | 98.97 | 10.0 | 2.33 |
| BS 20 | (B) | 60 | T.T. | 64.3 | 16.2 | 1.9 | 1.1 | 7.6 | 0.13 | 1.2 | 0.03 | 0.34 | 0.15 | 0.8 | 4.2 | 97.95 | 2.03 | |
| | | | < 2μ | 37.0 | 29.7 | 1.56 | 0.7 | 15.1 | 0.41 | 2.3 | t | t | t | | 12.7 | 99.47 | 7.0 | 2.12 |

| Ech. n° | Horizons | prof. cm. | SURFACE SPECIFIQUE EN m ² /g | |
|---------|----------|--------------|---|----------------------|
| | | | mesure faite sur < 2 μ | terre totale < 250 μ |
| BS 41 | A | 10 | | 15 |
| BS 42 | (B) | 30 | | 200 |
| AS 13 | A | 10 | | 20 |
| AS 14 | (B) | 40 | | 67 |
| TKO 62 | AB | 35 | 69 | |
| " 64 | (B) | 75 | 122 | |
| " 66 | BC | 110 | 409 | |
| BUE 53 | BC | 120 | | 322 |
| AS 70 | A | 10 | | 67 |
| " 71 | (B) | 50 | | 90 |
| BS 16 | (B) | 65 | | 50 |
| TIK 42 | BC | 90 | | 70 |
| " 43 | CR | 180 | | 138 |
| AS 66 | CR | 600 | | 24 |
| BS 23 | A | 10 | | 58 |
| 24 | (B) | 60 | | 85 |

ANDOSOLS ET SOLS BRUNS EUTROPHES DU MOUNGO
SURFACES SPECIFIQUES

Tableau n° 8

- 3) Analyse thermique différentielle : (La Figure n° 27 groupe les courbes d'analyses thermiques différentielles de 8 profils. Tous les profils montrent, par un crochet endothermique vers 160° une quantité encore importante de produits amorphes; principalement dans les profils les plus andiques (BS 41, AS 13, TKO 6) et dans l'horizon d'altération des sols bruns eutrophes (TIK 43). Un crochet endothermique entre 540 et 600° montre, surtout dans les types "bruns eutrophes" une quantité appréciable d'un minéral de la famille de la kaolinite. La gibbsite caractérisé par son crochet à 340° existe dans presque tous les profils, mais en quantité moins importante que dans les andosols de la zone très pluvieuse, elle est presque toujours absente à la base des sols bruns eutrophes (BS 19).
- 4) Etude par diffraction de rayons X : Trente quatre échantillons de 16 profils ont été examinés par diffraction de rayons X en dépôt orienté de la fraction inférieure à 2 et à 60 microns et en poudre désorientée. (Fig. n° 28, 29 et 30)

- Phyllites :

Tous les échantillons contiennent de l'halloysite caractérisée par son pic à 10 Å qui passe au glycérol à 11 Å et qui se rabat au chauffage à 110° à 7,5 Å. (Elle est particulièrement nette dans TKO 65 Fig. n° 28) La quantité d'halloysite, par rapport à la totalité de la fraction phylliteuse, décroît des andosols vers les sols "bruns eutrophes" et à l'intérieur d'un profil donné de la base vers le sommet.

Tous les profils contiennent de la métahalloysite (au moins dans leurs horizons de surface) caractérisé par son pic à 7,2 Å. La quantité de métahalloysite augmente des andosols vers les sols "bruns eutrophes" et à l'intérieur d'un profil de la base vers le sommet.

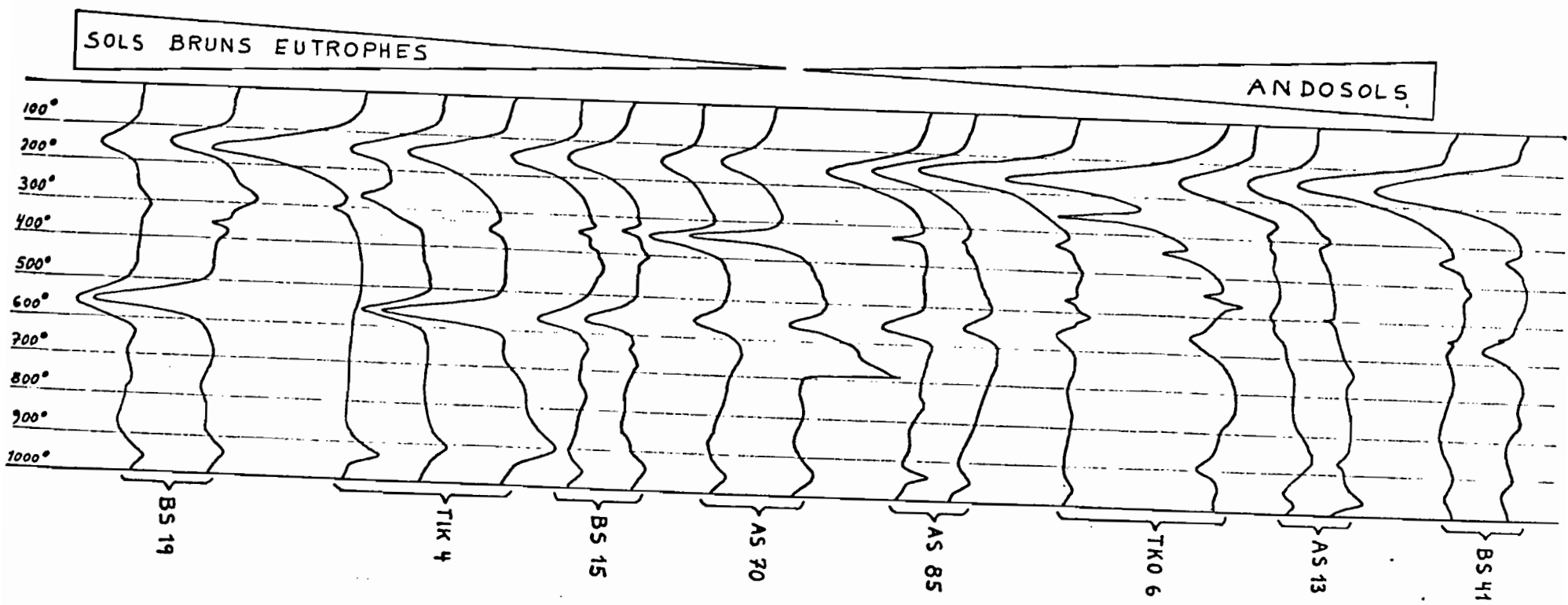


Fig n° 27

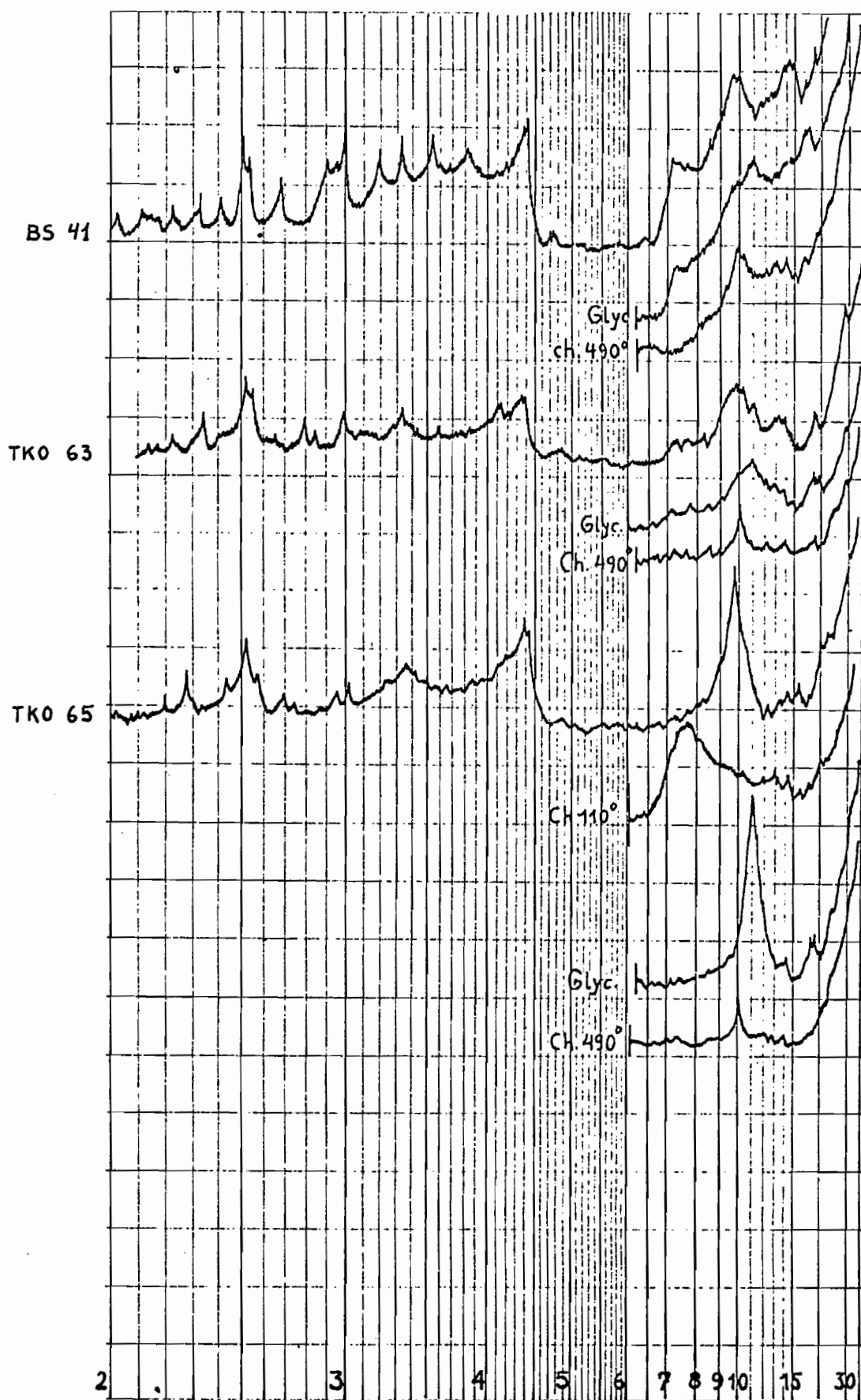


Fig n° 28

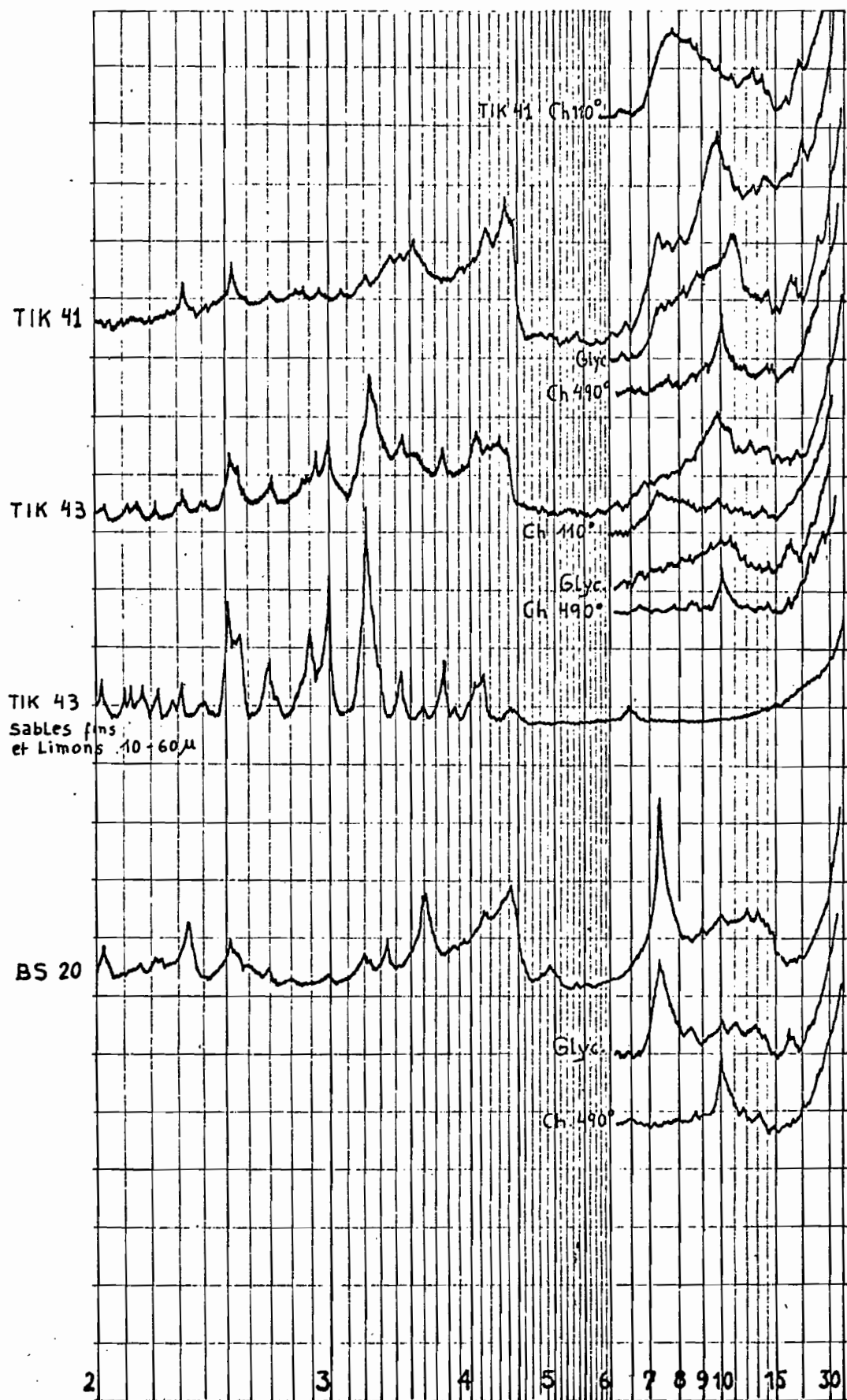


Fig n° 29

Ech. BS 20

Ech. BS 20 brut
sans traitement

Lame
orientée

"

"

Glyc.

Ch. 490°

poudre
désorientée

Ech BS 20 fraction inf. à 10μ
après traitement HCl 8N (30') et NaOH 0.5N (5')

Lame
orientée

"

"

Glyc.

Ch. 490°

2

3

4

5

6

7

8

9

10

15

30

Fig n° 30

Tous les diagrammes montrent des pics ou des larges bandes de diffraction entre 11 et 15 Å. Une partie de ces réflexions correspond à la montmorillonite; car tous les échantillons montrent au glycérolage un pic de diffraction entre 16 et 20 Å. Cette montmorillonite est plus abondante dans les profils les plus "andiques" (BS 41, TKO 63). Dans les profils "bruns eutrophes" (BS 20) la plus grande partie de la bande de diffraction entre 11 et 15 Å subsiste cependant après glycérolage et se rabat au chauffage de 5 heures à 490° à 10 Å : ceci montre un édifice à comportement de vermiculite. L'examen de 34 diffractogrammes permet de dire que ce minéral augmente quantitativement vers le pôle des sols "bruns eutrophes". Signalons que presque toujours, il subsiste après le chauffage à 490°, de petits pics de diffraction à 14, et entre 12,5 et 13,5 Å, qui montrent l'existence de chlorite et de minéraux interstratifiés M-C ou C-V.

Il convient d'attirer l'attention sur le fait que les échantillons à halloysite et montmorillonite ou à halloysite et vermiculite donnent des pics à 10 Å en diagramme normal, glycérolé et chauffé, qui peuvent par inadvertance amener à conclure à la présence d'illite.

La comparaison (Figure : 30) entre les diagrammes de diffraction obtenus sur l'échantillon brut BS 20 (orienté, glycérolé et chauffé) et les mêmes ayant subis un prétraitement destiné à enlever les substances amorphes (traitement HCl 8N, 30' à froid, et Na OH 0,5 N, 5' à 80°) montre :

- Qu'il existe de la Kaolinite désordonnée à côté de la métahalloysite, et que cette dernière est en partie détruite par le traitement. En effet la lame orientée de l'échantillon brut nous montre un important pic dissymétrique à 4,4 Å; ce pic disparaît dans la lame orientée

traîtée mais existe dans l'échantillon traité examiné en poudre désorientée (Voir I^{ère} partie, III, Kaolinite désorientée).

- Que les pics à 10 et 12 Å sur le diagramme orienté et traité ont tendance à se reserrer sur 12 Å au glycérolage; au chauffage cet ensemble de pics donne un pic unique à 10 Å et pratiquement pas de pic à 5 Å. Ceci montre qu'il ne s'agit pas d'un interstratifié d'illite mais d'un minéral à 12 Å qui se comporte comme une vermiculite.
- La destruction au cours du prétraitement de la petite quantité de montmorillonite qui montrait l'échantillon brut glycérolé.

- Autres Minéraux :

Gibbsite : La gibbsite mise en évidence par l'analyse thermique différentielle, diffracte mal aux rayons X (BS 41). Souvent les pics qu'on observe entre 4,8 et 4,9 Å (BS 20). correspondent aux minéraux à comportement de vermiculite. L'examen de l'ensemble des diffractogrammes permet de dire que la gibbsite diminue quantitativement vers les sols "bruns eutrophes"; et qu'elle augmente dans un profil donné de la base vers le sommet. Dans l'ensemble il y a moins de gibbsite dans ces sols que dans les andosols de la zone très pluvieuse du Mont Cameroun.

Hydroxydes et oxydes de fer : Dans la partie supérieure du profil (TIK 41), et dans les horizons (B) de TKO 63 et de BS 20, on observe de la goethite associée à une quantité variable d'hématite. Tous les profils contiennent de la magnétite partiellement transformée en maghémite.

Quartz : Quelques roches mères contiennent une petite quantité de quartz, celui-ci s'observe alors sur les diffractogrammes (BS 41, TKO 63, BS 20).

Silicates primaires: Les diffractogrammes montrent dans tous les profils des pyroxènes (Augite et aegyrine) et des plagioclases et ceci jusque dans les fractions inférieures à 60 . La Fig 29 montre le diffractogramme obtenu sur la fraction comprise entre 10 et 60 , nettoyée aux ultra sons, de l'échantillon TIK 43. Les sols bruns eutrophes contiennent cependant beaucoup moins de feldspaths dans leurs horizons (B), et surtout A, que les profils "andiques"; les profils extrêmes BS 25 et 23 n'en contiennent pratiquement plus dans les 60 cm supérieurs du solum.

- 5) Produits amorphes : -(Fig. 31) Les éléments amorphes ont été dosés sur l'extrait inférieur à 2 de l'horizon profond BC de deux profils, TKO 6 et TIK 4, par le laboratoire Segalen.

TKO 6 est un andosol qui reçoit 6 mètres de pluie et subit un à deux mois de saison sèche.

TIK 4 est déjà un sol brun entrophe; il reçoit 2,8 mètres de pluie et subit trois à trois mois et demie de saison sèche.

Les résultats obtenus sont représentés dans le tableau suivant :

| | SiO ₂ % | Al ₂ O ₃ % | FeO ₃ % | SiO ₂ /Al ₂ O ₃ |
|--------|--------------------|----------------------------------|--------------------|--|
| TKO 66 | 17,2 | 11,5 | 13 | 2,53 |
| TIK 43 | 4,6 | 9,2 | 1,8 | 1,06 |

Dans l'horizon d'altération du profil "andique" (TKO 66) la fraction inférieure à 2 microns contient 42 % de produits amorphes (en oxydes anhydres), alors que l'horizon similaire du profil "brun eutrophe" (TIK 43) n'en contient que 16 %. Le rapport moléculaire SiO₂/Al₂O₃ des substances amorphes passe de 2,5 dans le profil andique à 1 dans le brun eutrophe. Il est intéressant de noter que ce rapport, dans le profil andique, qui subit une saison sèche (TKO 6), est supérieur aux rapports obtenus dans

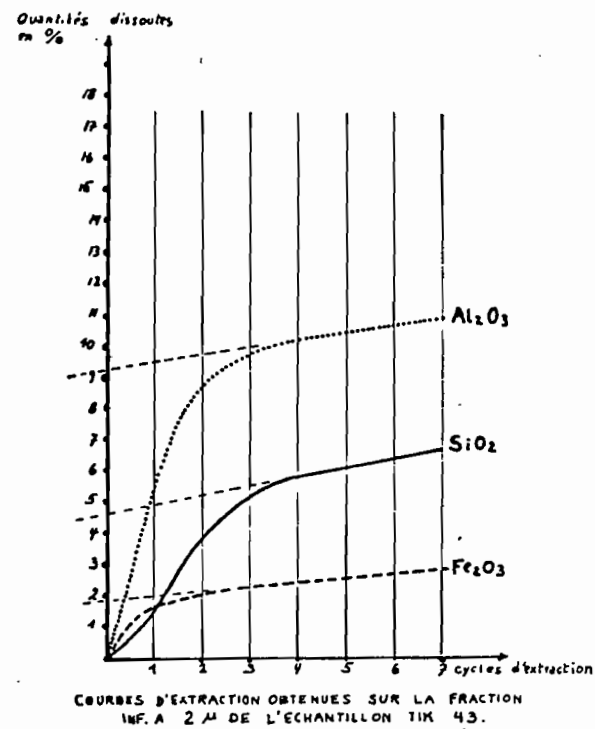
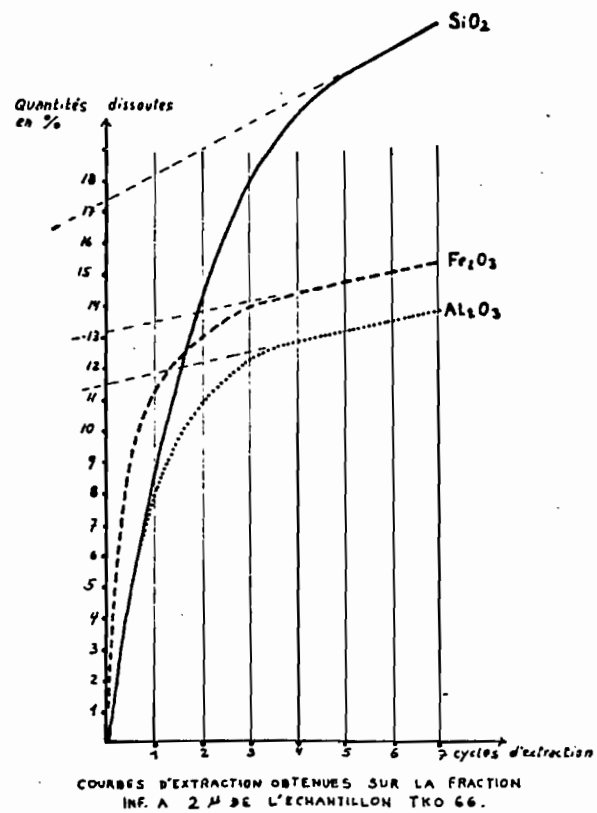


Figure n° 31

les andosols de la zone très pluvieuse du Mont Cameroun ($C, 4 < SiO_2/Al_2O_3 < 1,7$). Le rapport FeO_3 amorphe/ FeO_3 total de 59 %, dans TKO 66, est voisin de ceux que donnent les andosols de la zone très pluvieuse (60 à 70 %); dans le profil brun eutrophe ce rapport tombe à 38 %. En conclusion on peut dire que tous ces sols contiennent, au moins dans leurs horizons d'altération, des substances amorphes qui renferment de la silice et dont le taux diminue vers le pôle "brun eutrophe", tandis que, simultanément, la quantité de phyllites augmente.

- 6) Microscopie électronique : Quinze échantillons, de neuf profils ont été examinés par microscopie électronique. Les profils examinés montrent, principalement à la base, des amas irréguliers d'aspect floconneux, piquetés de petits granulés que l'on peut interpréter comme allophanes et que nous faisons correspondre aux produits amorphes mis en évidence par voie chimique (Pl III photographie 3 et 2; Planche IV Photographies 5, 6, 7 et 8).

Parfois on observe de fines fibrilles anastomosées dans tous les sens (profils TIK 4 et BUE 5) (Planche III; photo. 1) analogues à ceux décrits comme "imogolite" par différents auteurs : Aomine et Yoshinaga (1955), Yoshinaga et Aomine (1962 b), Aomine et Wada (1962), Aomine et Miyauchi (1965), Miyauchi et Aomine (1966) Jaritz (1967), Wada (1967), Yoshinaga et al. (1968). Parfois on y rencontre déjà quelques tubes et des ébauches de formes planes.

Dans la partie supérieure des profils, on trouve encore des amas de substances mal définies (Planche IV; photog. 5 et 7; Planche III; photog. 2), mais on observe cette fois-ci nettement des quantités importantes de tubes et de glomérules d'halloysite (Planche III; photog. 2, 3 et 4) et en moindre importance des plaquettes plus ou moins hexagonales que nous faisons correspondre à la kaolinite désordonnée selon l'axe b mise en évidence

par diffractométrie de rayons X. (Planche IV; photog. 5 et 7). Il y a remplacement de l'allophane par l'halloysite et la kaolinite désordonnée.

d) Utilisation agricole :

Les Andosols et les sols bruns eutrophes du Moungo groupent des sols d'intérêt agricole certain. Les aptitudes culturales de ces sols sont variables selon leur profondeur, leurs propriétés physico-chimiques et leur altitude. Les cultures les mieux adaptées à chaque type de sol sont indiquées dans les nombreux rapports d'utilisation et de cartographie détaillée dont ces sols ont fait l'objet : Laplante, Combeau et Lepoutre (1950), De Lapersonne (1954), Bachelier, Curis et Martin (1956a) (1956 b), Dugain (1960), Lesina (1962), Sieffermann (1960), Martin et Sieffermann (1966).

Planche III

- Photo 1 - Ech. TIK 43 : Allophane fibreuse (Imogolite) (X 80.000)
- Photo 2 - Ech. TIK 41 : Métahalloysite (MH) et petits amas d'allophane (a)
(X 110.000)
- Photo 3 - Ech. TKO 62 : Halloysite glomérulaire (H) et produits amorphes (a)
(X 170.000)
- Photo 4 - Ech. TKO 62 : Halloysite glomérulaire (H), métahalloysite (MH) et
plaquettes de kaolinite désordonnée à bords enroulés
(K).

Planche IV

- Photo 5 - Ech. AS 85 : Amas d'allophane (a), métahalloysite (MH) et pla-
quettes de kaolinite désordonnée (K) (X 115.000)
- Photo 6 - Ech. AS 86 : Amas de produits amorphes (a), métahalloysite (MH)
et plaquettes de kaolinite désordonnée (K) (X 115.000)
- Photo 7 - Ech. BS 41 : Masse d'allophane (a) et kaolinite désordonnée (K)
(X 75.000)
- Photo 8 - Ech. BS 20 : Amas d'allophane (a) et baguettes de métahalloysite
à structure feuilletée (MH) (X 93.000).

PLANCHE III

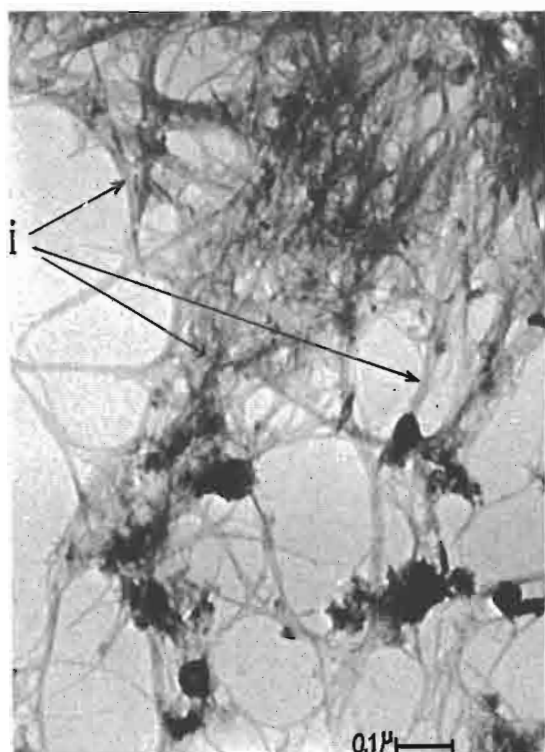


Photo 1

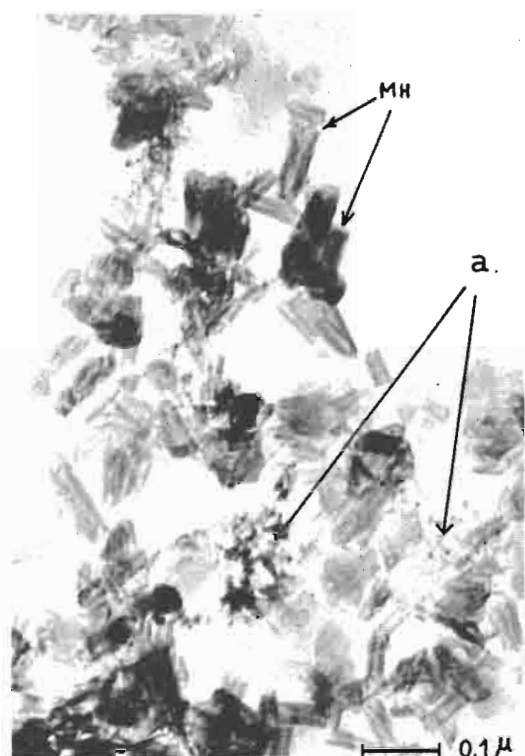


Photo 2

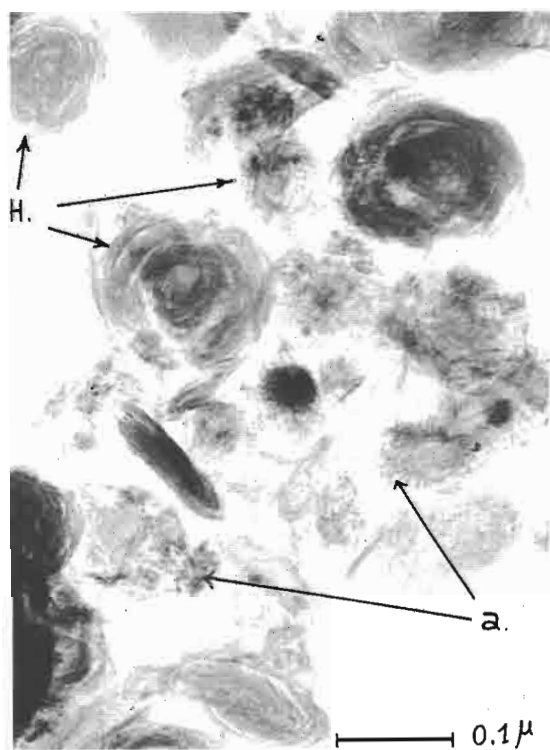


Photo 3

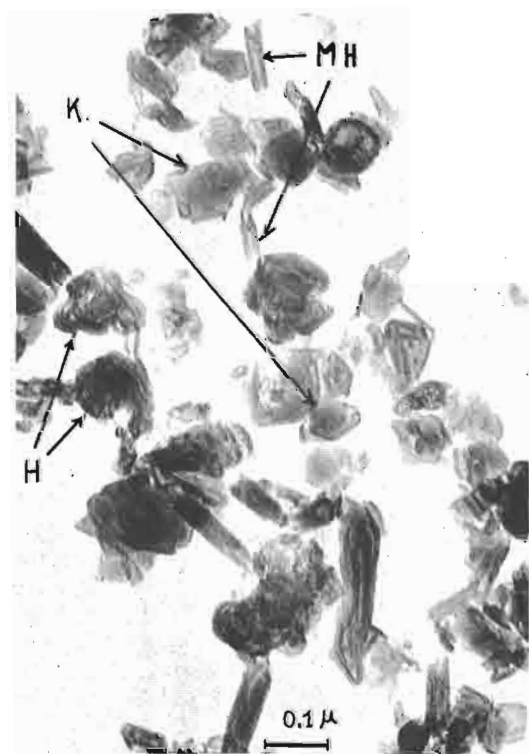


Photo 4

PLANCHE IV

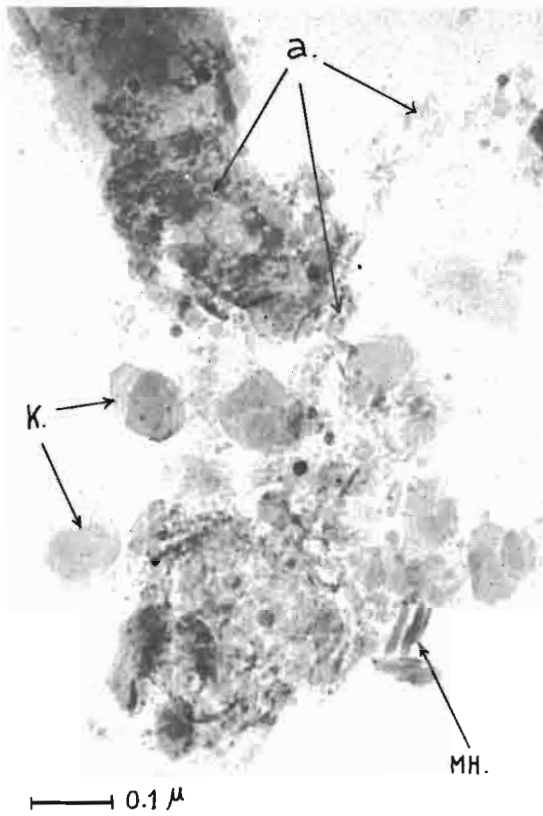


Photo 5

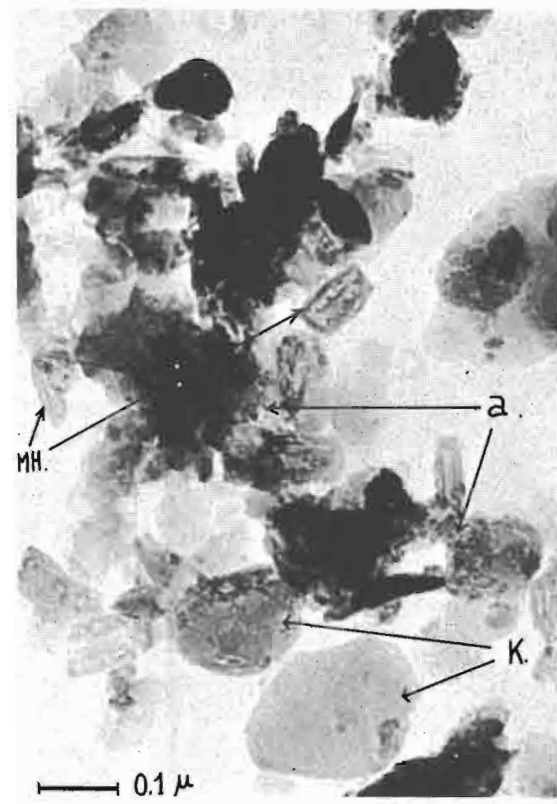


Photo 6

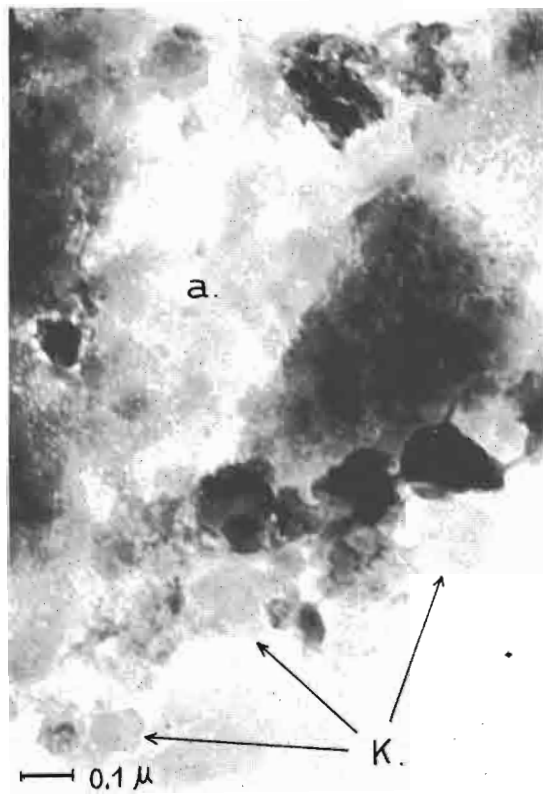


Photo 7

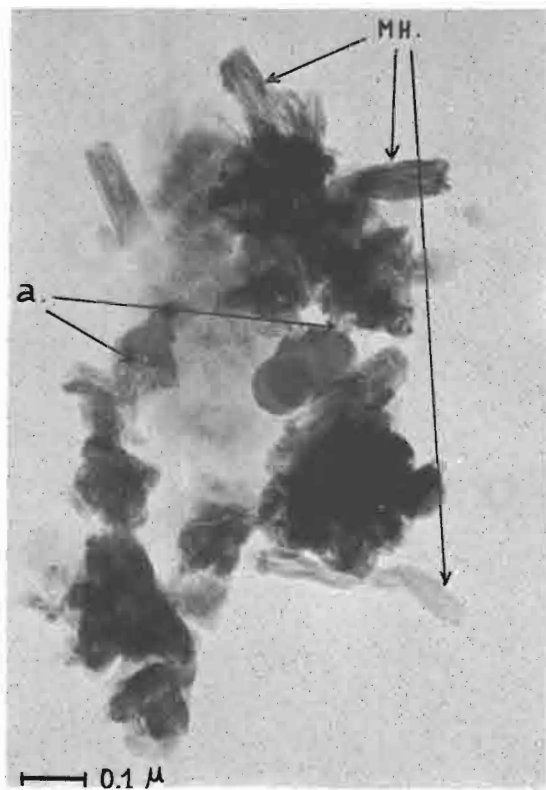


Photo 8

C. ETUDE DESCRIPTIVE ET ANALYTIQUE DES SOLS FERRALLITIQUES TYPIQUES SUR BASALTES DU MOUNGO ET DU CAMEROUN OCCIDENTAL DU SUD.

Les sols, qui sont étudiés ici, sont les plus évolués que nous connaissons sur basaltes au Cameroun méridional; les profils analysés sont situés au sud-est du Mont Koupé et du Mont Cameroun (Fig. 32). Dans la région de Buéa-Victoria la zone occupée par ces sols forme un paysage de collines s'élevant progressivement, depuis le niveau de la mer jusque vers 1.000 mètres d'altitude. Le relief, considéré dans le détail est fortement accidenté. Les pentes peuvent atteindre localement 30 %; le drainage est en conséquence bon et aucun des endroits étudiés n'est engorgé ou temporairement inondé. Les profils étudiés reçoivent des précipitations, qui sont comprises entre 3.000 et 4.300 mm. Les caractéristiques climatiques de la région ont été indiquées plus haut. Au nord de Loum, on retrouve, sur des basaltes anciens, des sols analogues qui ont été cartographiés en 1956. (Sieffermann)

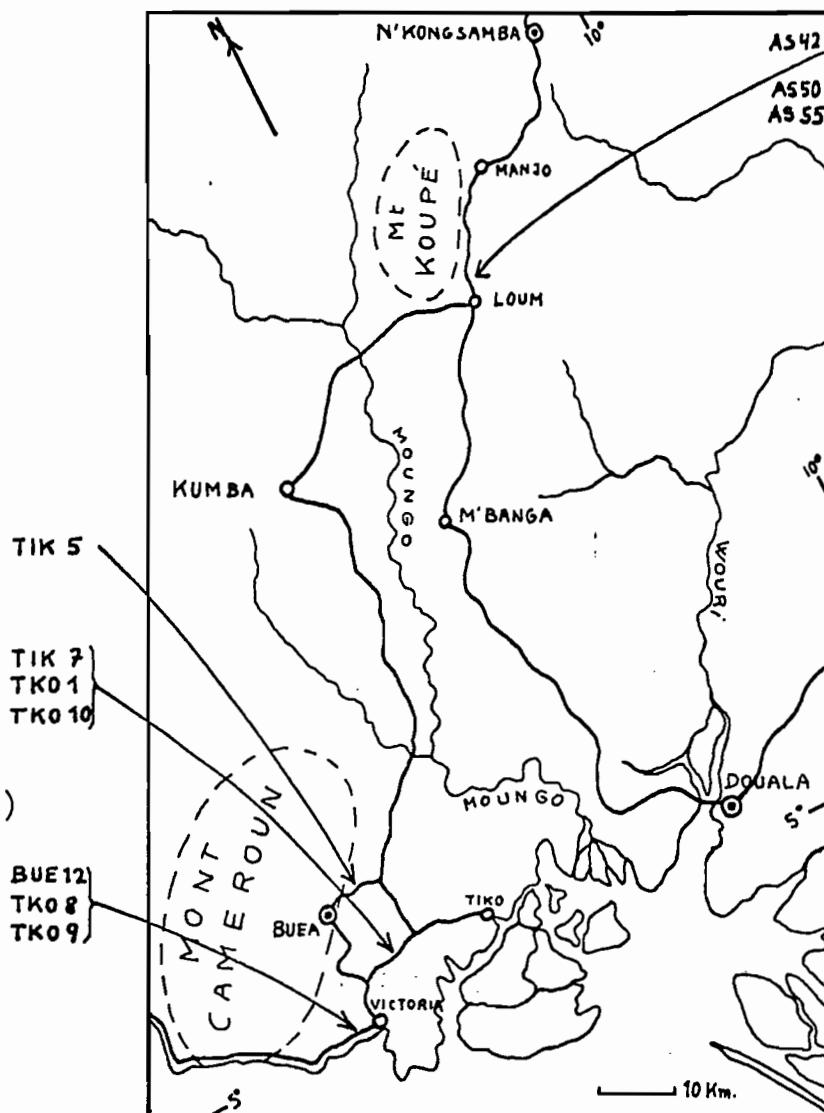


Fig 32 : SITUATION DES PROFILS

a) Description des profils :

- 1) Les profils TKO 8 et 9 : Les deux profils sont situés sur la colline de Kié, près de Victoria, sur la route Victoria-Idenao. Le profil TKO 9 se trouve près du sommet de la colline à 150 m d'altitude, et le profil TKO 8 à son pied à l'altitude de 65 m. La colline représente un ancien cône de produits volcaniques basaltiques très profondément altérés; il a été impossible d'atteindre la roche saine dans le profil. D'après Gèze et Jeremine (1943) ces basaltes des terrasses inférieures du Mont Cameroun présentent souvent une tendance andésitique. Les deux profils évoluent sous plantation de palmiers à huile; le sol est couvert par une litière de débris de "pueraria" de 2 à 5 cm d'épaisseur. Le sol ne sèche guère plus que sur 20 à 30 cm en saison sèche, car le degré hygrométrique de l'air ne descend jamais durant cette période en dessous de 50 %.

TKO 8 :

- 0 - 10 cm : Brun-rouge foncé à rouge foncé (2,5 YR 3/4 à 3/6) humifère avec de très nombreuses racines. Texture argileuse. L'horizon est frais et plastique entre les doigts. Structure fragmentaire polyédrique à grumelleuse de cohésion moyenne, agrégats jusqu'à 5 cm de diamètre. L'horizon contient environ 2 % de débris de basalte argilisé en gris-bleu. La porosité est bonne.
- 10 - 50 cm : Rouge foncé à brun-rouge foncé (2,5 YR 3/6 à 3/4) se distingue du précédent par une teneur en matière organique moindre, par des racines moins abondantes et par une structure à tendance plus polyédrique.
- 50 - 300 cm : Rouge foncé à brun rouge foncé (2,5 YR 3/6) reste encore faiblement humifère jusque vers 1m

de profondeur. texture argileuse; terre fraîche et plastique entre les doigts. La quantité de basalte argilisé en rouge et gris-brun foncé augmente vers la profondeur, vers 3 m elle est d'environ 5 %. Les racines sont fréquentes jusqu'à 1 m de profondeur; il en subsiste encore à 3 m. La structure est fragmentaire et passe progressivement de polyédrique à prismatique faible (à sec). Vers la profondeur le sol devient progressivement plus compact et la porosité baisse.

Vers 3 m. on trouve dans le sol des fragments de roche entièrement argilisée de teinte brune (5 YR 4/6). Cette roche était à l'origine bulleuse; les cavités sont conservées et tapissées d'un enduit brun-noir. Dans la masse on reconnaît très bien les formes d'anciens cristaux. La roche saine n'a pas pu être atteinte dans le profil.

TKO 9 :

- 0 - 10 cm : Brun rouge foncé (2,5 YR 3/4), argileux, organique, riche en racines et presque sec. Structure fragmentaire polyédrique à grumeleuse donnant des agrégats de 1 à 5 cm de faible cohésion. La porosité est forte.
- 10 - 60 cm : Rouge foncé (2,5 YR 3/6), argileux, encore riche en racines avec diminution progressive de la matière organique vers le bas. Structure fragmentaire polyédrique qui se débite en agrégats plus gros et de plus forte cohésion que dans l'horizon précédent. A partir de 15 cm, la terre devient fraîche et malléable, la porosité diminue par rapport à l'horizon de surface.

60 - 300 cm : Rouge foncé un peu plus clair que le précédent, argileux, très peu organique, mais contenant encore des racines jusqu'à 2 m. de profondeur. La structure est identique à celle de l'horizon précédent. Vers 2 m. le sol devient de plus en plus frais et à 3 m. la terre est plastique et assez humide.

Après 3 m., on trouve des blocs de roche entièrement argilisée à structure conservée, de couleur rouge. La roche saine a été prélevée dans une ravine, à 500 m. du profil.

- 2) Les profils TKO 1 et 10 : Les deux profils sont situés sur une colline de 340 m. d'altitude au N-E de Molivé entre Buéa et Victoria. Cette colline rejoint par une ligne de crête le massif arqué de l'Ebonga, que Gèze fait correspondre à un ancien cône démantelé. Le profil TKO 1 est au sommet de la colline et TKO 10, au pied de celle-ci, 155 m. plus bas. Les deux profils évoluent comme TKO 8 et 9 dans la zone de la forêt humide et portent de même, depuis une cinquantaine d'années, du palmier à huile. Le sol est protégé dans les deux cas par un couvert de "pueraria"; la litière de décomposition atteint 2 à 5 cm d'épaisseur; on y remarque de nombreux excréments de vers. Il n'y a pas de gravier en surface du sol.

TKO 10 :

0 - 20 cm : Rouge foncé (2,5 YR 3/6) à bonne teneur organique, riche en racines, argileux. Structure fragmentaire polyédrique, les agrégats de 0,1 à 5 cm. ont une forte cohésion et sont légèrement plastiques. L'horizon est frais.

20 - 80 cm : Rouge foncé à brun-rouge foncé (2,5 YR 3/6 à 4/4). La teneur en matière organique diminue

progressivement vers le bas. La texture reste argileuse et la structure polyédrique; seule la cohésion des agrégats diminue avec la profondeur. Le passage à l'horizon suivant est graduel.

80 - 350 cm : Horizon très semblable au précédent : Seule la couleur tire plus vers le brun-rouge que vers le rouge foncé.

Vers 3 m., la cohésion réaugmente légèrement et la perméabilité baisse un peu, mais texture et structure ne changent pas.

Vers 450 cm, on commence à rencontrer des noyaux de basalte entourés de pellicules concentriques d'altération, de teinte brun à brun foncé (10 YR 4/3).

TKO 1 : Ce profil, situé au sommet de la colline, est très semblable à TKO 10 :

- La couleur passe très progressivement, du haut vers le bas, du brun-rouge foncé (5YR 3/3 à 3/4) au rouge foncé (2,5 YR 3/6 à 4/4)
- Le sol est humifère jusque vers 80 cm de profondeur; il est riche en racines dans les 10 cm du haut; celles-ci se raréfient progressivement vers la profondeur.
- La texture est très argileuse uniformément de haut en bas.
- La structure est fragmentaire de type polyédrique dans tout le profil; elle présente une légère tendance cubique sur les 10 cm supérieurs. Ailleurs les mottes se débitent en petits fragments polyédriques assez anguleux. Entre 60 et 120 cm, ces fragments sont inégalement teintés, certains sont plus gris

(5 YR 5/3 à 5/2) et d'autres plus rouges (2,5 YR 4/6) que la teinte générale du sol.

- Dans tout le profil, la terre est plastique entre les doigts.
- Il n'y a pas de concrétions, ni de gravier, un seul petit morceau de basalte altéré, à structure conservée, a été trouvé, vers 80 cm de profondeur.
- La porosité diminue légèrement du haut vers le bas.

3) Le profil TIK 5 : Ce profil a pu être étudié, grâce à une profonde tranchée routière, près de Bondouma entre Tiko et Buea; il est situé vers 660 m. d'altitude près de la limite supérieure de ce qu'on appelle les basses terrasses du Mont Cameroun. La pente générale de l'endroit est de 10 à 15 ‰ et le drainage est bon. Le profil évolue actuellement sous une végétation de graminées; la destruction de la forêt est très récente. Le sol ne présente pas de traces visibles d'érosion.

description du sol :

0 - 15 cm : Brun-rouge foncé (5 YR 3/4), argileux, organique beaucoup de racines. Structure fragmentaire polyédrique à forte cohésion, agrégats de 0,1 à 5 cm. Horizon frais et faiblement plastique de bonne porosité.

15 - 90 cm : Rouge foncé à brun-rouge (2,5 YR 3/6 à 4/4), argileux, la matière organique diminue progressivement vers le bas. La structure reste fragmentaire et polyédrique, mais la cohésion baisse. La terre est plastique; la porosité reste bonne.

90 - 300 cm : Brun (10 YR 5/3), argileux, non organique. Structure fragmentaire, polyédrique de faible

cohésion. Terre plastique de bonne porosité.

Vers 300 cm on passe à du basalte, complètement altéré, de teinte identique brune, à structure conservée. Dans cette masse se distinguent les contours de cristaux, également altérés, mais d'une teinte brun-jaune plus claire (10 YR 5/6).

A partir de 400 cm de profondeur et jusqu'au delà de 600 cm, l'altération isovolume brune devient rouge à rouge foncé (10 R 4/6 à 3/6). La roche entièrement altérée montre parfois un fin mycelium de teinte jaune orange claire (5 YR 7/6), pris dans une masse rouge vif (10 R 5/6). La roche saine n'a pas été atteinte.

- 4) Profils de la région de Loum : Ils sont très semblables à ceux de la région de Victoria. La morphologie détaillée est donnée dans : Sieffermann (1956) "Etude pédologique du Mounjo" page 61 à 63.

b) Caractéristiques physiques et chimiques

1) Granulométrie et matière organique :

Tous les profils étudiés ont une teneur en éléments inférieurs à 2 comprise entre 50 et 90 % (Fig. 33). Dans les 20 cm supérieurs des profils on observe souvent une légère baisse de la teneur en argile, mais à partir de 40 cm, la teneur en argile reste dans la plupart des profils remarquablement constante. Il n'y a pas d'horizon montrant une accumulation nette. De même, il est impossible de dire s'il y a, ou non, entraînement d'argile du haut vers le bas des pentes : dans la chaîne de sols TKO 9 - TKO 8 le profil du sommet de la colline est le plus argileux, dans la chaîne TKO 1 - TKO 10 c'est l'inverse.

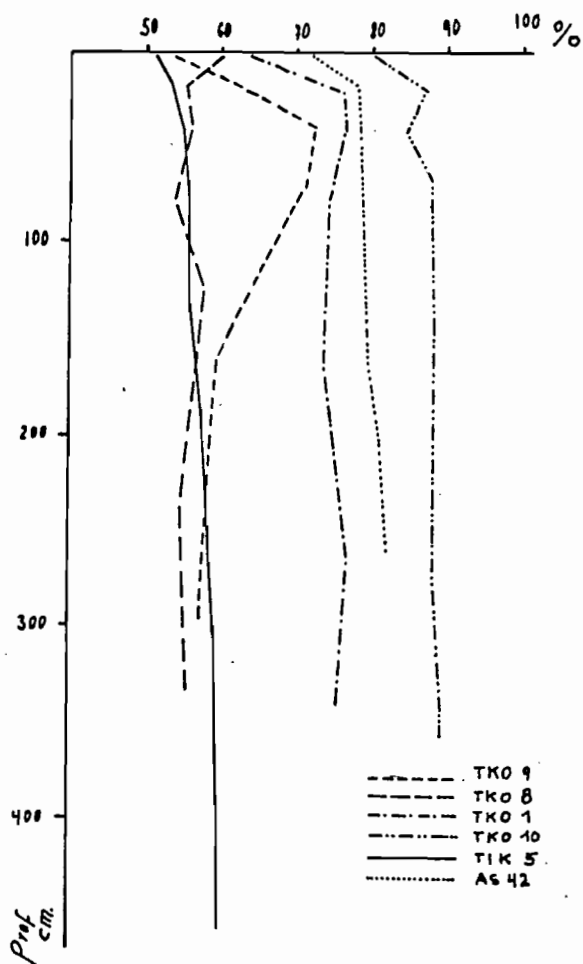


Fig 33 : Teneurs en éléments minéraux inférieurs à 2μ .

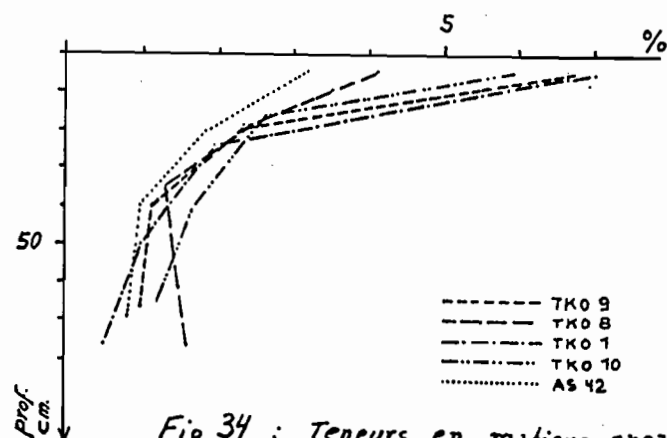


Fig 34 : Teneurs en matière organique.

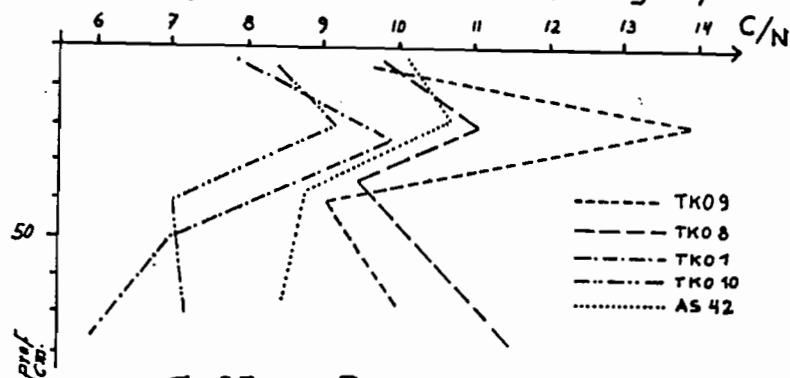


Fig 35 : Rapport C/N

2) Matière organique :

Les teneurs sont moyennes à élevées, toujours comprises entre 4 et 7,5 % en surface. La diminution vers la profondeur est rapide et affecte toujours la même allure (Fig. 34) vers 35 cm, les teneurs ne sont plus que de 0,5 à 1,5 %.

Le rapport C/N est compris entre 7,5 et 10 en surface. Il remonte dans tous les profils d'une à trois unités, vers 20 cm de profondeur, pour retomber ensuite vers 50 cm à une valeur proche de celle de la surface (Fig. 35). Les valeurs C/N les plus basses sont observées dans les zones les plus travaillées mécaniquement,

les plus élevées dans les zones mal drainées.

La capacité d'échange calculée de la matière organique des horizons de surface des profils de haut de pente (TKO 1 et TKO 9) se situe entre 270 et 300 méq. %. Dans les profils de bas de pente (TKO 8 et TKO 10), elle n'est que de 150 à 200 méq. %.

Dans tous les profils, la C.E. de la matière organique diminue avec la profondeur, vers 50 cm elle se situe autour de 100 méq. % et parfois en dessous (50 méq. % dans TKO 10).

3) Réaction de ces sols : (Fig. 36)

Dans la plupart des profils, le pH augmente environ d'une demi unité entre la surface et 50 cm de profondeur; ensuite il croît beaucoup plus faiblement ou se maintient constant. En valeur absolue, il se situe en surface entre 4,7 et 5,6 et en profondeur entre 5,2 et 6,4.

4) Etude du complexe absorbant :

- Capacité d'échange T : Dans tous les profils, sa variation est du même type (Fig. 37) :
 - Une chute de 10 à 20 méq. % entre 0 et 50 cm de profondeur.
 - Ensuite une valeur constante jusqu'à vers 2 à 3 m.
 - Une lente remontée au fur et à mesure qu'on se rapproche de la roche en voie d'altération.

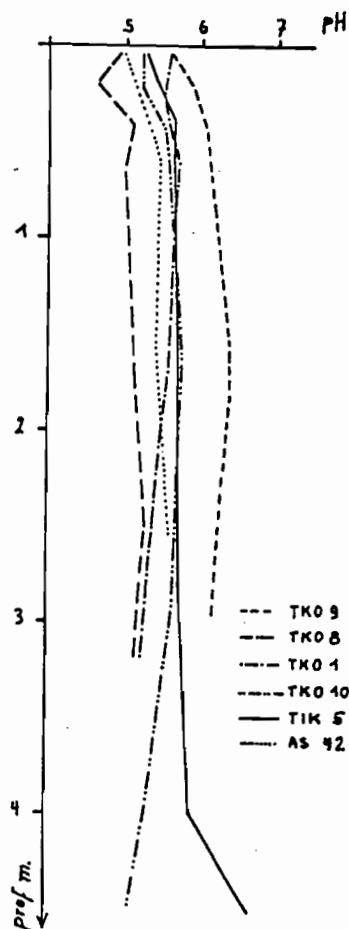


Fig 36: pH.

En valeur absolue, elle est de 9 à 20 méq. % dans l'horizon B. Ce sont les sols les plus

argileux et aussi les plus appauvris en réserves alcalines et alcalino-terreuses, comme nous le verrons plus loin, qui ont les valeurs les plus basses.

- Éléments échangeables et taux de Saturation : La somme des bases échangeables se situe en surface entre 6 et 22 méq. % et dans les horizons B entre 1 et 15 méq. %. Elle baisse toujours rapidement, dans les 40 cm supérieurs des profils, puis se maintient à peu près constante, et finalement réaugmente légèrement dans les horizons BC et C (Fig. 38). Il est intéressant de noter que les profils de bas de pente (TKO 8 et 10) montrent des valeurs S plus faibles en B que les profils de sommet des collines.

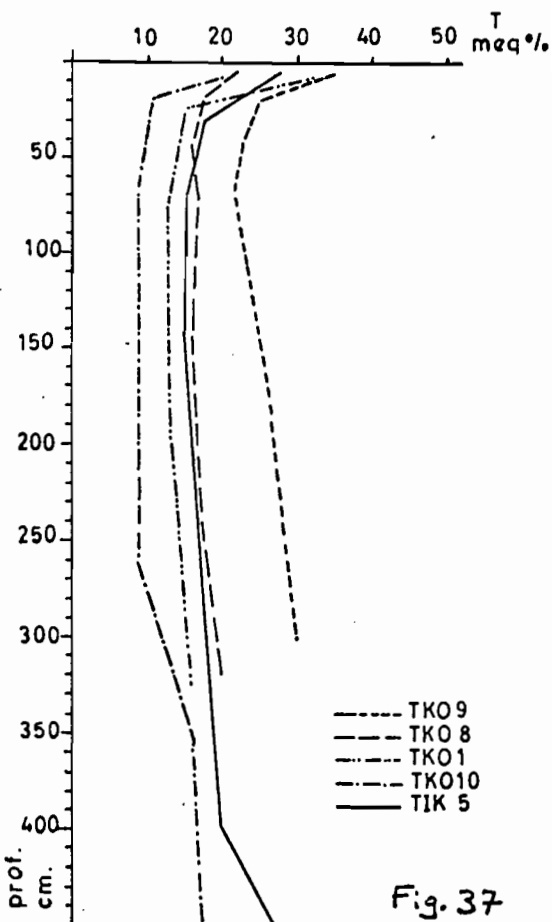


Fig. 37

Variations de T avec la Profondeur.

La variation du taux de saturation du complexe est représenté (Fig. n° 39) et montre à nouveau, que les sols les plus lessivés en bases sont situés au pied des collines. La différence de saturation entre les profils de bas de pente (TKO 8 et 10 et ceux de sommet de colline (TKO 2 et TKO 9) atteint près de 40 %, vers 1 mètre de profondeur. Il est également intéressant de noter que cette différence importante ne se répercute nullement sur les valeurs du pH.

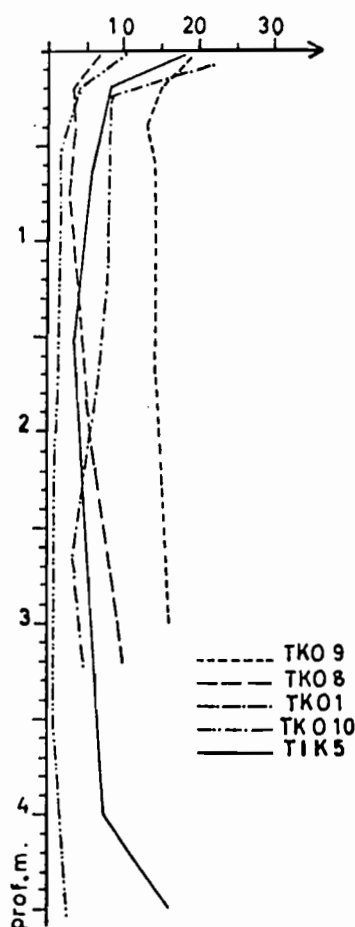


Fig. Variation de la somme des bases
38 échangeables avec la profondeur

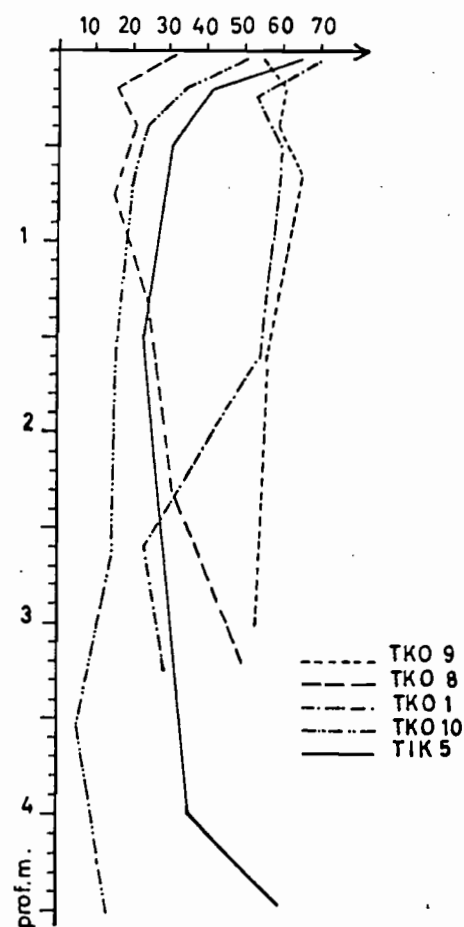


Fig. Variation du taux de saturation
39 avec la profondeur

Calcium et magnésium échangeable

Calcium : Le calcium domine le magnésium dans le haut des profils, jusque vers 3 m. de profondeur. Les sols les plus lessivés, au bas des pentes, ont des teneurs de 3 à 6 méq. % (0,08 à 0,17 % CaO) en surface, et de 1 à 3 méq. % (0,03 à 0,08 % CaO) en profondeur. Dans les sols moins lessivés en bases, au sommet des collines, les taux sont plus élevés : 10 à 18 méq. % en surface et 5 à 9 méq. en profondeur. Le calcium forme toujours, en surface 45 à 80 %, vers 2,5 m, 40 à 70 % et vers 4 m de profondeur 25 à 50 % des éléments échangeables (Fig. 40)

Fig. 40 Variation avec la profondeur du taux de Calcium dans les bases échangeables

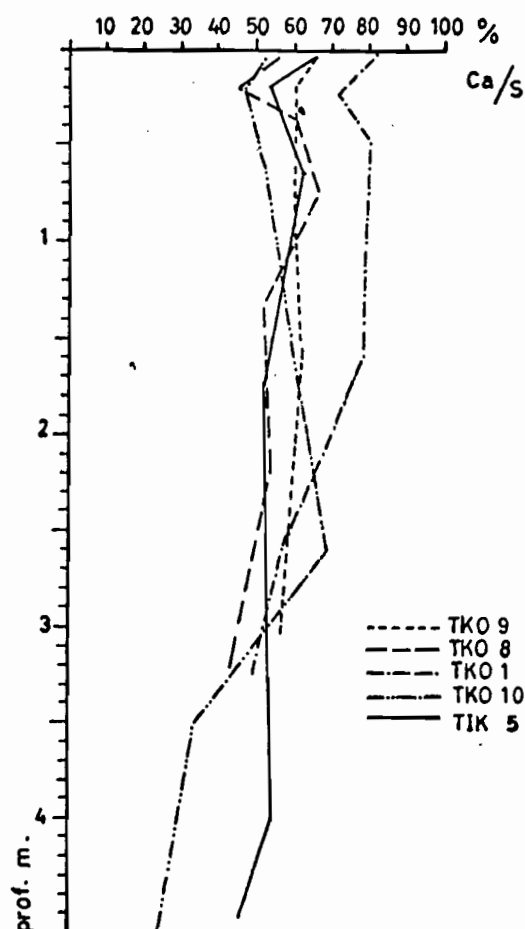
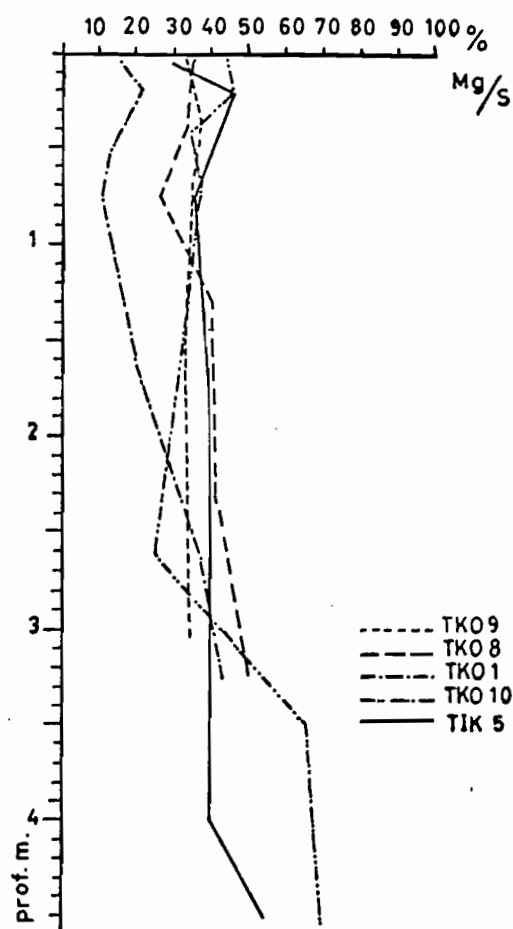


Fig. 41 Variation avec la profondeur du taux de Magnésium dans les bases échangeables



Magnésium : Comme pour le calcium ce sont les profils des sommets de collines (TKO 1 et 9) qui ont les teneurs les plus élevées. En surface elles dépassent rarement 5 méq. % (0,1 % MgO) et sont le plus souvent comprises entre 2 et 4 méq. %; entre 0,5 et 3 m de profondeur elles sont rarement supérieures à 2 méq. % (0,02 % MgO); après 4 m de profondeur elles réaugmentent et peuvent dépasser 5 méq. %. Le magnésium échangeable forme en surface toujours 10 à 45 %, vers 250 cm de profondeur 25 à 55 % et vers 4 m 40 à 70 % du total des cations échangeables (Fig. 41).

- 5) Réserves minérales : Les réserves minérales en alcalins et alcalino-terreux sont faibles et reflètent l'ancienneté et le degré poussé de lessivage en bases de ces sols.

Calcium : En surface, tous les profils ont des teneurs comprises entre 12 et 25 méq. % (0,35 à 0,7 % CaO); en profondeur, jusque vers 4 mètres, les teneurs se situent entre 5 et 15 méq. % (0,14 à 0,45 % CaO). Généralement le calcium constitue 15 à 60 % de la totalité des réserves; la fraction échangeable est souvent élevée et représente 30 à 65 % du calcium total.

Magnésium : Ce cation représente 35 à 75 % de la totalité des réserves. Les teneurs sont voisines et le plus souvent légèrement supérieures à celles en calcium, et se situent en surface généralement entre 10 et 20 méq. % dans les horizons B entre 5 et 15 méq. % et augmentent en C ou elles peuvent dépasser 60 méq. %. La fraction échangeable ne représente jamais plus de 10 à 20 % du magnésium total.

Potassium : Il ne forme que 2 à 3 % de la totalité des bases. Dans l'horizon de surface, les valeurs extrêmes sont 0,7 et 1,6 méq. % (0,03 à 0,075 % K_2O); dans les horizons B, les valeurs sont toujours inférieures à 0,7 méq. %.

Sodium : Dans les horizons A et B, le sodium ne constitue que moins de 1 % des bases totales; les valeurs observées sont toujours inférieures à 0,03 % Na_2O (0,9 méq. %)

c) Etude de la fraction argileuse :

- 1) Analyses chimiques (Tableau n° 9) : Les rapports moléculaires SiO_2/Al_2O_3 de la fraction inférieure à 2 sont voisins de 2 et laissent prévoir un minéral argileux de la famille de la kaolinite. La perte en eau, entre 110 et 1.000°, toujours comprise entre 12,5 et 14,5, oriente de même vers la famille de la kaolinite. La perte entre 20 et 110°, de 9,5 à 18 % fait penser à l'hallowysite et à des produits amorphes.

TABLEAU N° 9

en % de terre séchée à 110°

TKO 9

TKO 10

| | | | | en % de terre séchée à 110° | | | | | | | | | | | | | | PERTE 20-110° | Opp. molec. $\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$ |
|---------|------------|---------------------|--------|-----------------------------|--------------------------------|--------------|--------------|--------------------------------|--------------------------------|------------------|-------------------|------------------|-------------------------------|----------------|--------------------|--------------|------------------|------------------|--|
| Ech. n° | Horizons | Prof. cm. | Nature | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | MgO | CaO | Fe ₂ O ₃ | Mn ₂ O ₄ | TiO ₂ | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | Mat. Organ. | PERTE 110/1000° | Σ | | | |
| TKO 9 | TKO 91 | A | 10 | T.T. <2μ | 25.7 30.2 | 18.6 23.6 | 1.60 0.34 | 0.75 0.38 | 28.2 22.9 | 0.32 0.18 | 6.6 6.3 | 0.02 <0.02 | 0.15 0.07 | 0.25 0.12 | 6.8 0 | 9.4 13.3 | 98.39 97.39 | 11.1 9.5 | 2.18 |
| | TKO 92 | B ₁ | 20 | T.T. <2μ | 29.0 31.0 | 23.2 26.2 | 1.20 0.27 | 0.30 0.26 | 26.1 21.6 | 0.40 0.16 | 7.0 5.8 | 0.02 <0.02 | 0.12 0.05 | 0.25 0.20 | 2.4 0 | 9.7 13.2 | 99.69 98.74 | 13.5 9.9 | 2.01 |
| | TKO 94 | B _{2 or 3} | 65 | T.T. <2μ | 30.8 29.5 | 22.5 25.4 | 1.50 0.60 | 0.35 0.30 | 25.3 22.7 | 0.26 0.12 | 6.4 6.2 | 0.03 <0.02 | 0.07 0.03 | 0.20 0.10 | 1.0 0 | 10.3 14.1 | 98.71 99.05 | 13.3 13.0 | 1.97 |
| | TKO 95 | BC | 180 | TT <2μ | 34.7 35.4 | 25.6 29.8 | 2.70 0.37 | 0.50 0.20 | 19.8 15.5 | 0.29 0.11 | 5.3 4.9 | 0.05 0.03 | 0.07 0.03 | 0.10 0.08 | 0 0 | 9.7 13.2 | 98.82 99.62 | 16.7 18.5 | 2.01 |
| TKO 96 | Roche-mère | | | | 42.1 | 12.3 | 10.14 | 12.62 | 14.1 | 0.18 | 3.8 | 2.10 | 1.15 | 0.60 | 0 | 1.4 | 100.58 | 0.7 | |
| TKO 10 | TKO 101 | A | 10 | TT <2μ | 25.9 28.8 | 20.2 23.7 | 0.25 0.15 | 0.50 0.24 | 24.1 24.8 | 0.40 0.28 | 7.0 6.1 | 0.02 <0.02 | 0.15 0.03 | 0.30 0.20 | 5.8 0 | 9.4 13.9 | 99.03 98.20 | 11.3 10.1 | 2.06 |
| | TKO 102 | B ₁ | 20 | TT <2μ | 28.0 28.8 | 23.0 24.5 | 0.41 0.10 | 0.40 0.20 | 27.7 23.5 | 0.32 0.25 | 6.7 6.4 | <0.02 <0.02 | 0.07 0.03 | 0.30 0.18 | 2.5 0 | 9.5 14.1 | 98.87 98.06 | 10.1 9.8 | 2.0 |
| | TKO 105 | B _{2 or 3} | 155 | TT <2μ | 29.0 28.0 | 23.0 23.3 | 0.32 0.23 | 0.32 0.20 | 28.1 23.6 | 0.27 0.13 | 6.9 10.0 | <0.02 <0.02 | 0.07 0.03 | 0.20 0.10 | 0.3 0 | 10.2 13.8 | 98.70 99.39 | 12.2 13.1 | 2.04 |
| | TKO 106 | B _{2 or 3} | 260 | TT <2μ | 28.6 29.5 | 24.3 26.3 | 0.36 0.13 | 0.32 0.20 | 27.9 23.5 | 0.27 0.24 | 7.1 6.5 | <0.02 <0.02 | 0.05 0.02 | 0.18 0.10 | 0 0 | 10.7 14.1 | 99.74 100.59 | 9.1 10.7 | 1.91 |
| | TKO 107 | B _{2 or 3} | 350 | TT <2μ | 33.5 33.6 | 24.8 26.3 | 0.30 0.31 | 0.25 <0.20 | 23.7 21.3 | 0.32 0.19 | 5.7 4.3 | 0.03 0.02 | 0.05 0.02 | 0.40 0.30 | 0 0 | 8.7 14.5 | 97.75 100.85 | 14.3 12.3 | 2.17 |
| | TKO 108 | BC | 450 | TT <2μ | 38.0 40.0 | 26.9 27.7 | 0.56 0.44 | 0.25 0.20 | 17.9 13.4 | 0.25 0.09 | 4.8 5.3 | 0.03 0.02 | 0.05 0.02 | 0.52 0.45 | 0 0 | 11.7 12.5 | 100.96 100.12 | 9.3 9.7 | 2.46 |
| | TKO 109 | Roche-mère | | | | 44.4 | 11.2 | 10.3 | 13.4 | 11.6 | 0.18 | 3.5 | 2.80 | 1.90 | 0.70 | 0 | 0.7 | 100.68 | 0.4 |

Note : La perte 110/1000° ne comprend pas la matière organique.

T.T = terre totale.

Les faibles teneurs en MgO et CaO, des analyses sur terre totale, nous montrent l'absence presque complète de minéraux primaires non altérés dans tous les horizons. Les teneurs en Fe_2O_3 et TiO_2 sont élevées.

2) Dosage des éléments amorphes : Les éléments amorphes ont été dosés par la méthode cinétique de Segalen sur quatre échantillons :

- Deux échantillons brun-rouges de haut de profils
 - Un échantillon rouge, isovolume, de profondeur (8 m)
 - Un échantillon gris, à structure conservé, de profondeur (10m)
- Les deux échantillons de haut de profils nous montrent :

- 14 et 16 % de Fe_2O_3 anhy. amorphe
- 4,5 et 6 % de Al_2O_3 anhy. amorphe
- moins de 1 % de SiO_2 anhy. amorphe

L'échantillon isovolume, rouge, de profondeur donne :

- 14 % de Fe_2O_3 anhy. amorphe, 7,5 % d' Al_2O_3 anhy. amorphe et 2,2 % de SiO_2 anhy. amorphe.

L'échantillon isovolume, gris-bleuâtre, de profondeur donne :

23% de Fe_2O_3 anhy. amorphe; 6 % d' Al_2O_3 anhy. amorphe et 2,2 % de SiO_2 anhy. amorphe.

3) Capacité d'échange : Quatre déterminations faites sur les argiles extraites des horizons B des profils TKO 1 et 10 donnent des valeurs comprises entre 10 et 17 méq. %; légèrement supérieures à celles courantes de la kaolinite (7 à 15 méq. %). Pour les autres profils (TKO 8, 9, TIK 5 et AS 42) neuf déterminations donnent des valeurs comprises entre 26 et 33 méq. %, très voisines des valeurs courantes de la métahalloysite (28 à 30 méq.%).

4) Mesures de surface spécifiques : Six mesures de surfaces spécifiques faites sur des fractions inférieures à 2 sont toutes

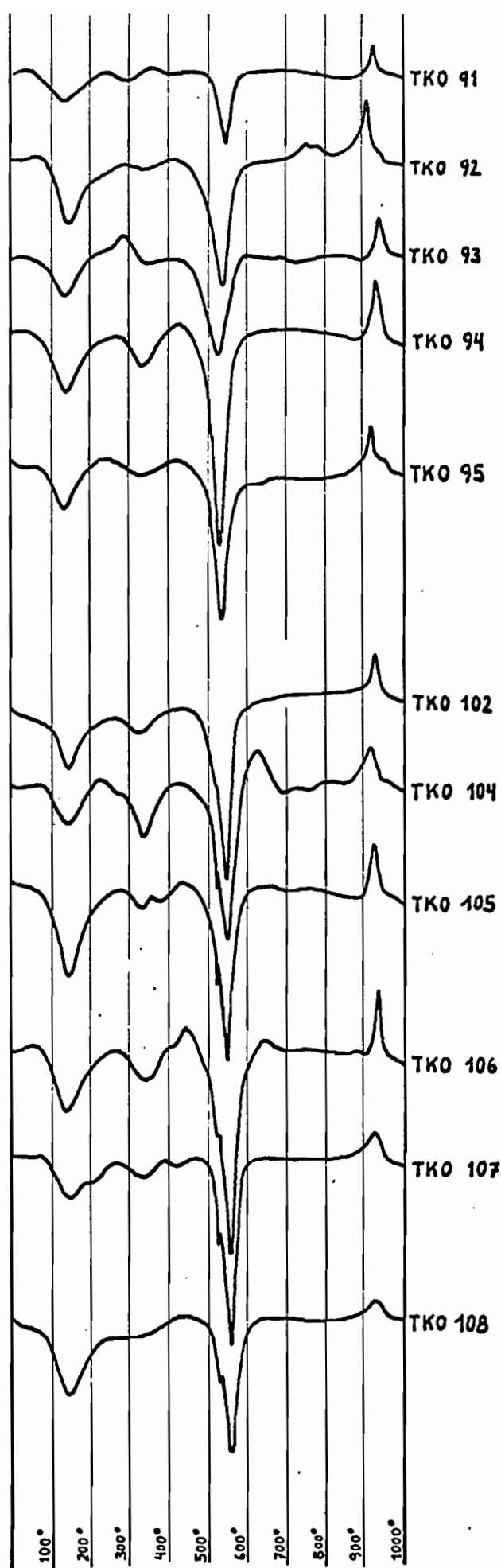


Fig 42. Courbes d'analyse thermogravimétrique des profils TKO 9 et 10, sur l'action in/visuelle à 2 microns.

comprises entre 60 et 85 m²/g. Par rapport à une kaolinite standard (Zettlitz : 30 m²/g), ces surfaces sont relativement grandes.

- 5) Analyse thermique différentielle : La figure 42 groupe les courbes d'analyse thermique différentielle des profils TKO 9 et 10. Sur tous les échantillons, un phénomène endothermique entre 520 et 570°, et une réaction exothermique entre 920 et 960°, indiquent un minéral de la famille de la kaolinite. Le phénomène endothermique important de départ d'eau entre 130 et 150°, sur tous les échantillons, fait penser à l'halloysite ou à des produits amorphes.

La réaction endothermique large entre 300 et 370° est à attribuer probablement à la goethite. Dans beaucoup d'échantillons une réaction endothermique, petite mais nette, vers 540°, indique la présence de quartz et correspond au passage de la forme à la forme de haute température.

- 6) Diffraction des rayons X. Trente huit échantillons de profils cités ont été examinés par diffraction de rayons X; aussi bien en poudre désorienté qu'en dépôt orienté d'extrait inférieure à 2 .

- Dans les profils BUE 12, TKO 8 et 9 et AS 55 le seul minéral argileux présent à la base est l'halloysite (Fig.n° 43).
- Dans les autres profils (TKI 5 et 7, TKO 1 et 10, AS 42 et 50 - 57) on observe simultanément en profondeur de l'halloysite et de la métahalloysite (Fig. n° 43).

Dans tous les profils la quantité d'halloysite diminue vers la surface et simultanément la teneur en métahalloysite et surtout en kaolinite désordonnée, augmente.

- Dans tous les horizons rouges et brun rouges on note une quantité importante de goethite et d'hématite, mais contrairement aux sols analogues du Centre Cameroun, il n'y a pratiquement pas de magnétite ni de maghémite.

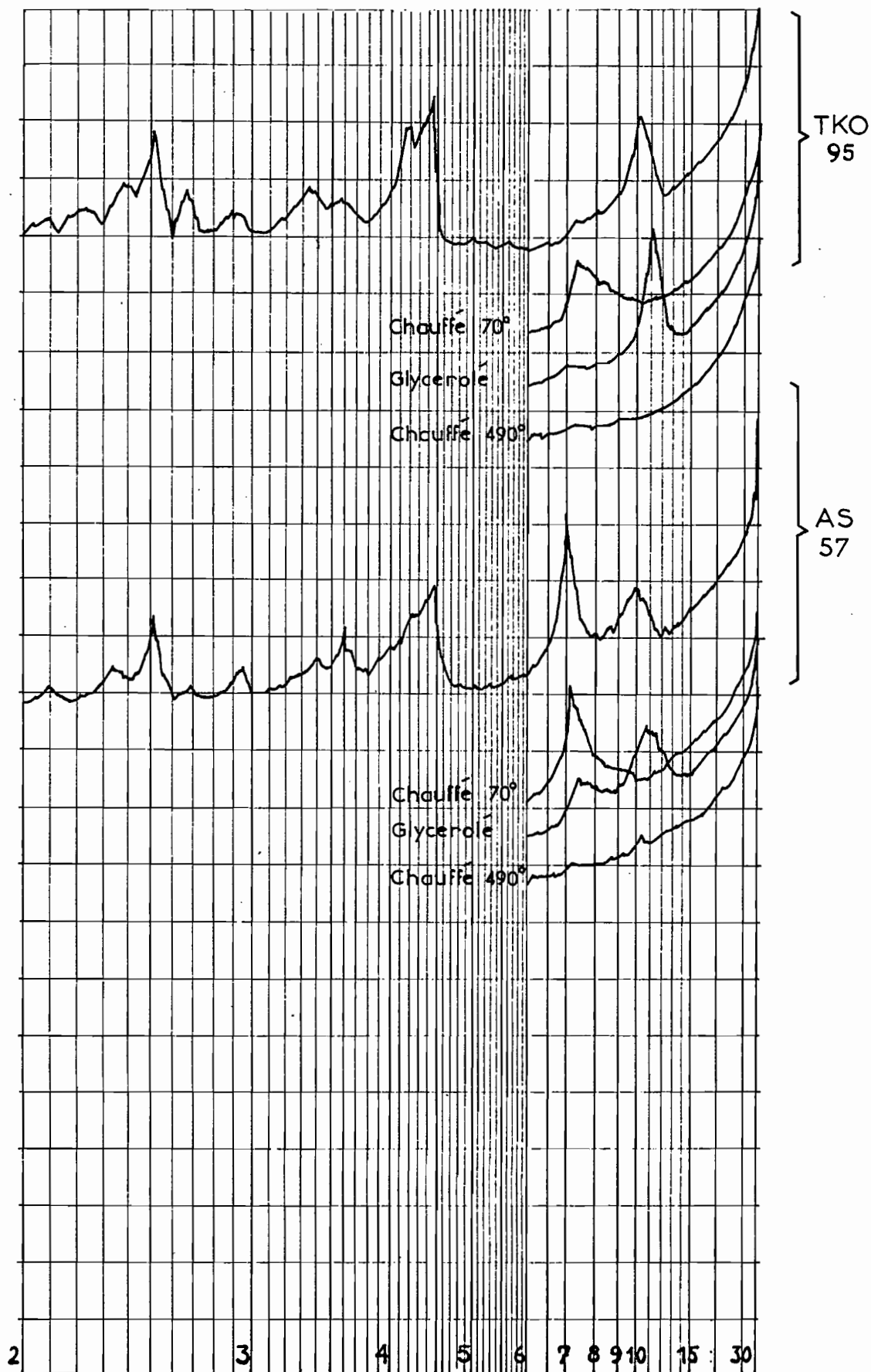


Figure n° 43

- Par contre les horizons isovolumes gris-bleuâtres de profondeur montrent de la goethite et de la magnétite, mais pas d'hématite.
- Les échantillons riches en TiO_2 contiennent de l'anatase et parfois du rutil.
- De nombreux diffractogrammes indiquent de petites quantités de quartz, celui-ci n'est pas d'apport, car on observe aussi bien dans les échantillons de surface que dans les horizons gris-bleutés à structure conservée de profondeur.
- On peut trouver dans les zones isovolumes du bas des profils de petites quantités de pyroxènes encore intacts, mais on n'observe jamais de feldspaths.
- Seuls quelques profils montrent de petites quantités de gibbsite dans les 50 cm du haut du sol.

7) Microscopie électronique : Pour connaître la morphologie des phyllites de ces sols divers échantillons des profils TKO 9 et BUE 12 ont été examinés au microscope électronique :

TKO 95 : (Planche IX, photo 1), prélevé à 180 cm de profondeur nous montre :

- Des formes tubulaires éclatées, de 0,3 environ, deux à trois fois plus longues que larges (t)
- Des formes globulaires, ovoïdes ou rectangulaires (g) à structures concentriques très semblables à celles décrites comme "onion-like" par Sudo et Takahashi 1955, De Keyser WL et Degueldre L. 1954, Birrel et al. 1955. Sieffermann et Millot 1968.
- Des amas granulaires qui correspondent aux oxydes de fer et aux produits amorphes. (a)

TKO 92 : (Planche IX, photo 2), prélevé dans le même profil à 20 cm de profondeur, laisse voir :

- Une augmentation considérable du nombre de formes tubulaires(t).

- La disparition presque totale des formes glomérulaires.
- La présence des mêmes amas granulaires (a)
- L'apparition de formes en plaquettes (p) pseudo-hexagones.

Deux points se dégagent des observations de microscopie électronique :

- 1) Le faciès glomérulaire cède la place dans le haut des profils au faciès tubulaire.
- 2) Ces deux faciès correspondent à de l'halloysite, car les deux échantillons montrent en diffractométrie de rayons X le pic à 10 Å caractéristique de l'halloysite.

En conclusion, les caractéristiques minéralogiques essentielles de ces sols sont les suivantes :

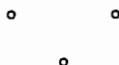
- Une très grande homogénéité de composition dans tout le profil
- Absence de minéraux primaires dans les horizons A, B, et BC.
- Les phyllites néoformées sont essentiellement l'halloysite et la métahalloysite et la kaolinite désordonnée
- Une quantité importante de produits ferrugineux et alumineux amorphes
- L'absence de gibbsite.

d) Utilisation :

Malgré un potentiel minéral faible, ces sols à texture lourde ont une structure assez favorable et présentent une bonne teneur en matière organique. Le drainage est généralement bon; on n'observe de phénomènes d'engorgement qu'au centre des zones planes de basse altitude. Pour l'ensemble du pays, ce sont des sols intéressants, à condition de maintenir leur potentiel de fertilité par des façons culturales appropriées, couverture et des apports réguliers d'engrais pour compenser les exportations en éléments minéraux

qu'entraînent les récoltes et les pertes par entraînement par les eaux, sous les cultures.

Certaines zones, intensément cultivées depuis de nombreuses années en palmier à huile, hévéa, bananier ou caféier présentent des baisses de rendements et nécessiteraient une période de repos et d'importants apports d'engrais organiques et minéraux pour une remise en état.



P L A N C H E IX

Photo 1 - Ech TKO 95 : Formes tubulaires de métahalloysite (t), halloysite glomérulaire (g) et amas de produits amorphes (a) (X 115.000).

Photo 2 - Ech TKO 92 : Formes tubulaires de métahalloysite (t), plaquettes de kaolinite désordonnée (p), et amas de produits amorphes (a) (X 65.000)

° °
°

PLANCHE IX

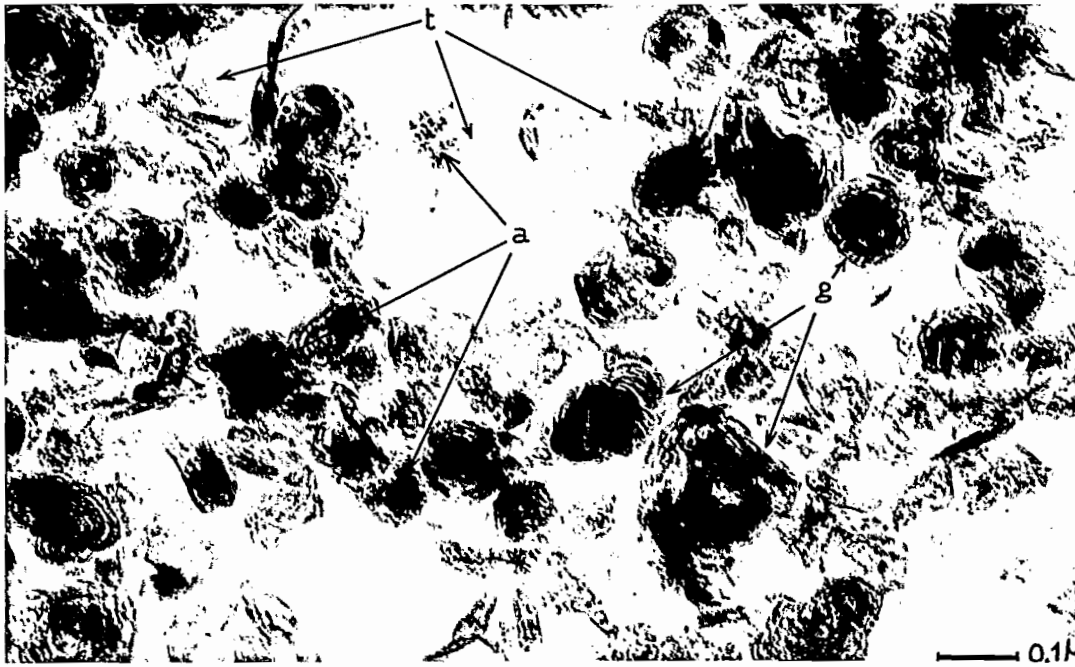


Photo 1

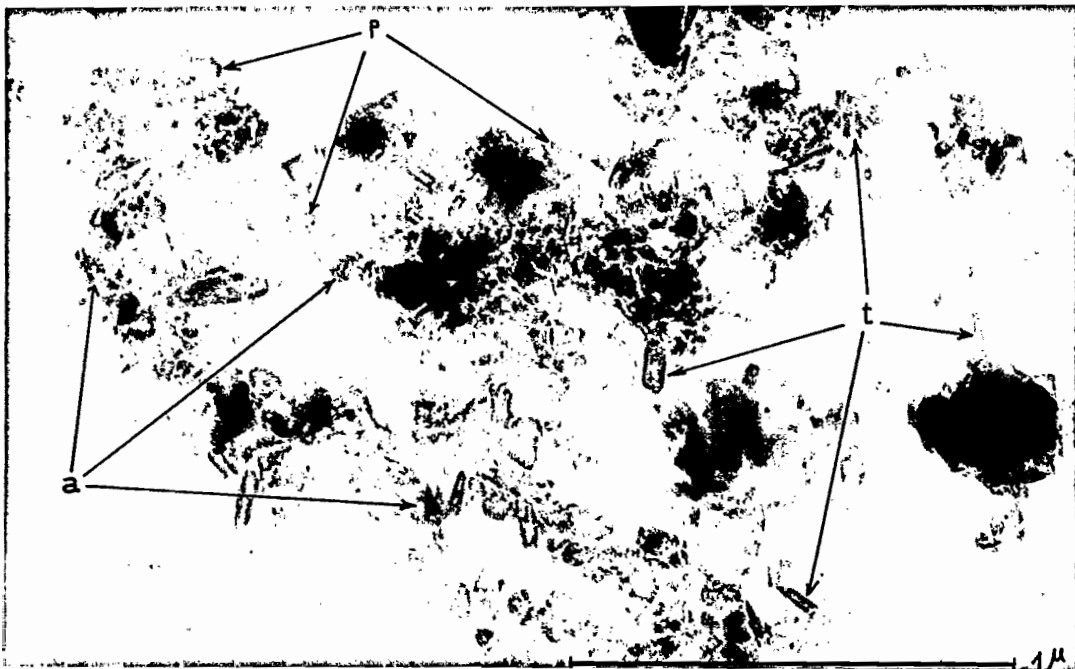


Photo 2

D. ETUDE DESCRIPTIVE ET ANALYTIQUE DES SOLS FERRALLITIQUES FAIBLEMENT ET MOYENNEMENT DESATURES DE L'ADAMAOUA.

Les sols qui sont décrits ici sont principalement situés près de la ville de N'Gaoundéré (Fig. n° 44). Epais de 2 à 3 mètres, ils se trouvent sur les hauts plateaux du Centre Cameroun

entre 1.200 et 1.300 m d'altitude. Ils ont fait l'objet de diverses études pédo-agronomiques depuis 1953 (Laplante Bachelier, 1953; Bachelier 1954, 1955, 1957). Les roches mères dont ils dérivent sont des basaltes du quaternaire récent, dont les appareils d'émission sont parfaitement conservés, soit des trachytes et des phonolites attribués au Miocène (Lassève 1959) et décapés de leurs altérations anciennes au quaternaire

récent. Le climat dont nous avons donné les caractéristiques détaillées plus haut, est tropical à saison sèche de 5 mois. La végétation est celle de la savane soudano-guinéenne.

L'intérêt de ces sols vient de leur proximité avec d'autres, beaucoup plus évolués, ferrallitiques fortement désaturés, qui correspondent au sol normal de cette zone climatique. Ces sols, en cours d'évolution, doivent par conséquent nous permettre de préciser les étapes de l'évolution des minéraux argileux et du profil dans l'altération ferrallitique.

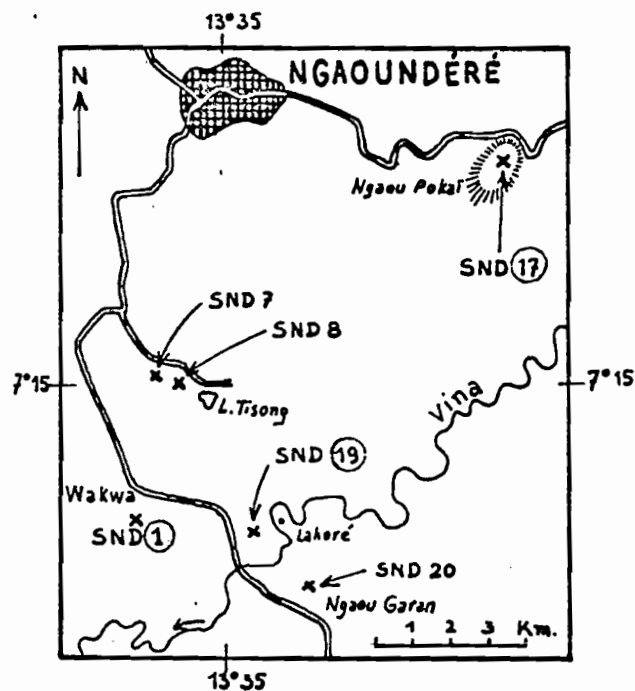


Fig. 44 - SITUATION DES PROFILS

a) Description des profils :

Les descriptions morphologiques ci-après correspondent à trois des six profils étudiés en détail. SND 1 est situé sur le cône de projection d'un ancien appareil volcanique, en position de drainage excellent; SND 19 est situé au centre d'une zone sub-horizontale de produits pyroclastiques basaltiques, en position de drainage normal. SND 17 se trouve sur le plateau sommital du cône trachytique du N'Gaou-Pokaï, sous une prairie à 1 % de pente environ. (Fig)

1) Profil SND 1 :

0 - 35 cm : Brun rouge foncé (5 YR 2/2), argileux avec
A quelques débris de basalte en voie d'altération, riche en matière organique. Structure grumeleuse à grenue de faible cohésion. Horizon frais, plastique au toucher à forte porosité et à nombreuses racines.

35 - 90 cm : Horizon argileux à argilo-sableux brun-rouge
(B) foncé (2,5 YR 3/2 - 5 YR 3/3). La teneur en matière organique, moins élevée que dans l'horizon de surface, diminue progressivement vers le bas. Les débris de basalte argilisé à structure conservée augmentent avec la profondeur, à 60 cm, les blocs de 10 cm de diamètre sont fréquents.

La structure reste fragmentaire mais devient polyédrique, la cohésion est un peu plus élevée que dans l'horizon de surface. L'horizon est frais et la terre est faiblement plastique. La porosité, légèrement moins élevée que dans l'horizon de surface reste bonne.

90 - 170 cm : Horizon argilo-sableux à sablo-limono-graveleux, constitué vers la base presque exclusivement de basalte bulleux altéré à structure conservée. La terre entre les blocs de basalte argilisés est rouge foncé (2,5 YR 3/6) la teinte du basalte altéré correspond à 2,5 YR 5/2. Il y a moins de 1 % de matière organique dans cet horizon, d'assez nombreuses racines descendent jusqu'à 1,7 m de profondeur. La structure fragmentaire en haut devient progressivement particulaire vers le bas. La porosité reste bonne.

2) Profil SND 19 : Ce profil de 2,50 m d'épaisseur environ évolue sous une végétation de savane arborée assez dense. Quatre horizons sont distinguables : Un horizon A de 15 cm d'épaisseur, un horizon BA entre 15 et 50 cm, un horizon (B) entre 50 et 220 cm et un horizon C/R de transition avec la roche-mère, entre 220 et 300 cm de profondeur. A partir de 3 m de profondeur, la roche mère est pratiquement exempte d'altération; c'est un basalte vacuolaire.

- La couleur de l'ensemble du profil est remarquablement homogène : rouge-brun foncé; simplement un peu plus sombre en surface (5 YR 3/2) qu'en profondeur (5YR 3/3 vers 1,7 m), malgré une teneur élevée en matière organique.
- Le sol est humifère jusque vers 1 m de profondeur; les racines sont nombreuses dans les 80 cm supérieurs, mais on en trouve jusqu'au contact de la roche saine.
- La texture est argileuse, très homogène, de haut en bas.
- La structure est fragmentaire, polyédrique à grenue, dans tout le profil; mais la cohésion est nettement plus faible dans la partie centrale entre 50 et 150 cm.

- Le profil est exempt de taches et ne montre pas de concrétions.
- La porosité est bonne jusque vers 1,5 m de profondeur, plus bas elle baisse légèrement.

3) Profil SND 17 : Ce profil, situé à 1.230 m d'altitude sur le plateau du N'Gaou-Pokaï, sous une prairie graminéenne est bien caractéristique du type de sol le plus fréquent des dômes trachytiques des environs de N'Gaoundéré. Le sol a environ 3 mètres d'épaisseur, dont 1,7 m d'horizon C constitué de trachyte totalement décomposé à structure conservée, de couleur jaune pâle très clair (5 Y 8/3 à 7/3). Le reste du solum peut être divisé en quatre horizons dont les limites sont difficiles à préciser à moins de 10 cm près :

AH (0 - 15 cm), BA (15 - 40 cm), B (40 - 70 cm), CB (70 - 130 cm)

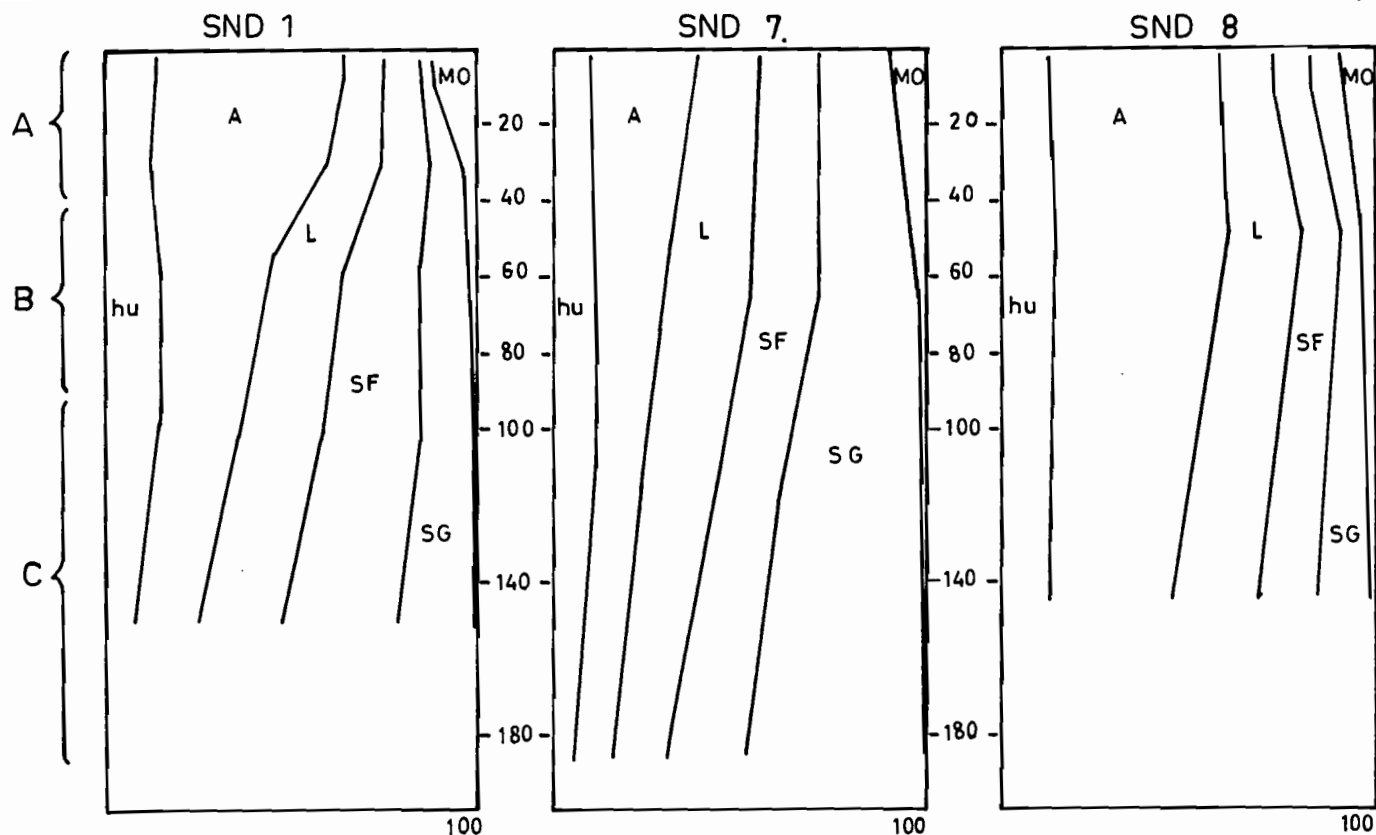
- La couleur du sol s'éclaircit progressivement vers la profondeur : Elle est grise très foncé à noire en Ah (5 YR 3/1 à 2/1); Rouge-brun foncé en BA (5 YR 3/4); jaune-rouge en B et CB (5 YR 4/6 à 4/8).
- La teneur en matière organique, bien décomposée, est élevée : 7 à 8 % sur les 10 premiers cm. et près de 2 %, malgré la teinte claire, entre 50 et 60 cm. Les racines sont très abondantes dans les horizons superficiels.
- La texture apparente est argilo-sableuse dans les horizons Ah et BA, argilo-sableuse à argileuse en B et CB et sableuse fine en C (à l'écrasement entre les doigts).
- La structure est fragmentaire polyédrique à tendance grenue dans les horizons Ah et BA; la cohésion des agrégats est peu élevée, et, comme dans le profil SND 19, elle est minimum en B et CB. La porosité est bonne dans tout le profil.

- Le profil ne contient pas de concrétions et ne montre pas de taches, mais on observe fréquemment, dans la partie supérieure du trachyte altéré à structure conservée, le long d'anciennes diaclases, des infiltrations et des dépôts péliculaires assez durcis d'hydroxydes de fer et de manganèse.

De l'ensemble des profils étudiés, il ressort que celui-ci est de type A (B) C; avec un horizon A humifère, un horizon (B) de couleur ou de structure, et un horizon C d'altération de la roche mère. L'horizon A est caractérisé par une teneur élevée en matière organique, par le mélange intime de celle-ci à la matière minérale du sol, et par une structure à tendance grumeleuse ou grenue. Les principales caractéristiques de l'horizon B sont : La couleur rouge foncé dans les planches 5 YR, 2 YR et parfois 10 R, toujours plus rouge que celle de l'horizon C, la structure plus faiblement développée que celle des horizons sous et sus-jacent, et le plus souvent polyédrique et l'absence de concrétionnement des hydroxydes de fer. Pour l'horizon C, on peut noter l'épaisseur dépassant généralement le mètre, la couleur moins marquée et la texture moins argileuse que celle de l'horizon B et la structure souvent conservée de la roche.

b) Caractéristiques physiques et chimiques.

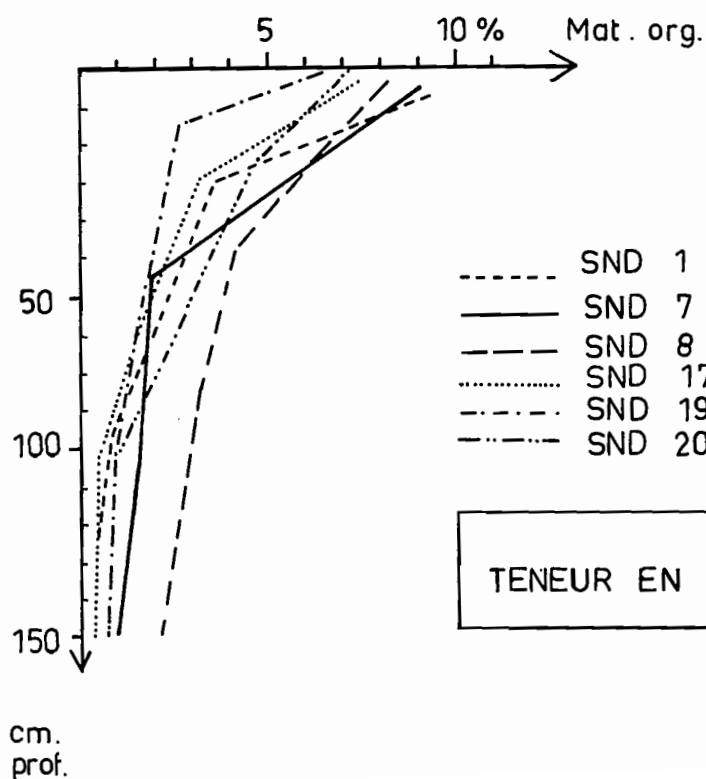
- 1) Granulométrie : La texture des horizons A est généralement argilo-sableuse dans les sols faiblement désaturés (30 à 50 % d'argile) et argileuse dans les sols moyennement désaturés (60 à 80 % d'argile). La teneur en argile augmente régulièrement de la base vers le haut du sol; l'horizon B n'est qu'un horizon de couleur ou de structure (Fig. 45)
- 2) Matière organique : Les taux de matière organique sont élevés et décroissent de haut en bas : 6 à 9 % en surface, 2 à 4 % à 50 cm, et 0,5 à 3 % à 1 mètre de profondeur. (Fig. 46). Le C/N de 11 à 15 en surface est assez élevé; il remonte presque toujours d'une



A : argile 0 - 2 μ
 L : Limon 2 - 20 μ
 SF : Sable fin 20-200 μ
 SG : Sable grossier 200 μ - 2mm

hu : humidit      110
 MO : Mati  re organique

Fig 45 - Granulometrie



TENEUR EN MATIERE ORGANIQUE

Fig 46

à cinq unités, entre 20 et 50 cm de profondeur, pour retomber plus bas à une valeur voisine ou inférieure à celle de la surface. Souvent les sols faiblement désaturés montrent, entre 20 et 50 cm de profondeur, des C/N plus élevés que les sols moyennement désaturés; même pour des horizons très bien drainés. La capacité d'échange de la fraction organique est comprise, dans les horizons de surface, entre 100 et 200 méq. %.

Des déterminations de composés humiques par la méthode Tiurin (modifiée Duchaufour) ont été faites par Mlle Ch. Thomann sur trois profils complets (15 échantillons). La figure n° 47 représente graphiquement les concentrations des différentes fractions organiques dans la terre totale de ces trois profils. De ces graphiques il ressort que :

- Jusque vers 20 cm de profondeur, les acides humiques dominent sur les acides fulviques (1 H/F 3); plus profondément c'est l'inverse : entre 50 et 100 cm, le rapport H/F est compris entre 0,9 et 0,1.
- Dans l'ensemble du solum, exception faite de l'horizon de surface, les acides fulviques dominent largement et se maintiennent en quantité non négligeable jusqu'au contact des horizons argilisés à structure conservée. Vers 1,5 m de profondeur ils représentent, en carbone, entre 0,1 et 0,2 % de la terre ce qui correspond encore à 1,7 à 3 g. d'acides fulviques par kg. de terre.

3) pH de ces sols : En surface le pH varie de 5,9 et 6,35, entre 60 et 100 cm, il diminue légèrement, pour finalement augmenter de nouveau vers l'horizon d'altération de la roche ou il peut atteindre 7,5.

4) Etude du complexe absorbant : (Tableau n° 10)

- Capacité d'échange T : Dans tous les profils la capacité d'échange est élevée et décroît régulièrement de la surface vers

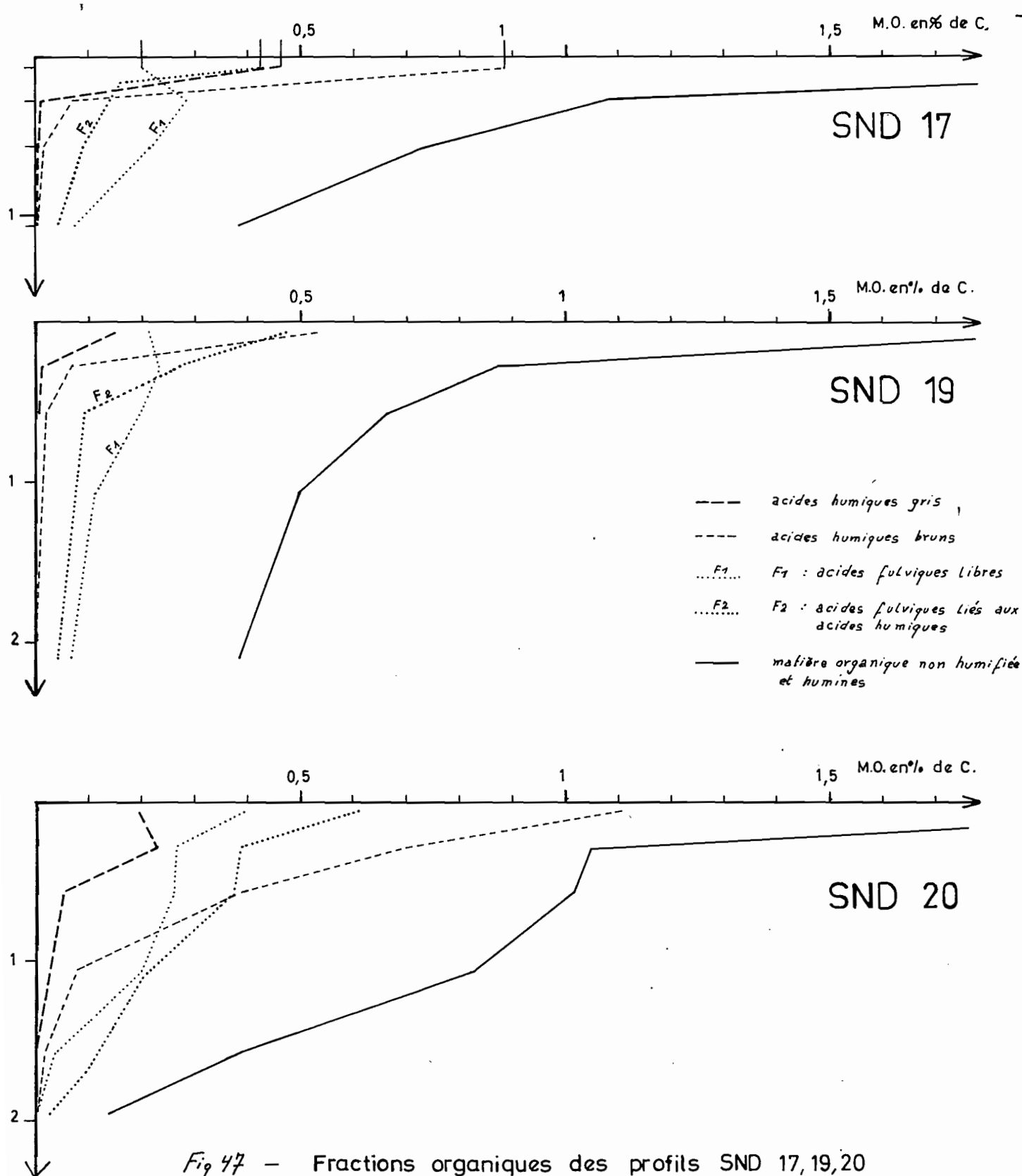


Fig 47 - Fractions organiques des profils SND 17, 19, 20
exprimées en carbone, en % de terre totale

| | | | Echantillons | prof cm | Ca ⁺⁺ | Mg ⁺⁺ | K ⁺ | Na ⁺ | S | T | S/T % |
|-----------------------|------------------|-----|--------------|------------|------------------|------------------|----------------|-----------------|------|------|-------|
| faiblement désaturés | PROFIL SND 1 | SND | 11 | 10 | 15.5 | 7.1 | 1.6 | 0.1 | 24.5 | 39.4 | 62 |
| | | — | 12 | 30 | 12.6 | 4.7 | 1.6 | 0.05 | 19 | 29.2 | 66 |
| | | — | 13 | 55 | 11 | 4.2 | 3.2 | 0.2 | 18.3 | 27.4 | 67 |
| | | — | 14 | 100 | 9.7 | 4.5 | 2.6 | 0.2 | 17 | 22.5 | 76 |
| | | — | 15 | 160 | 9.1 | 3.9 | 2.4 | 0.2 | 15.6 | 19.8 | 79 |
| | PROFIL SND 7 | SND | 71 | 5 | 16.3 | 6.7 | 0.8 | 0.2 | 24 | 33.8 | 71 |
| | | — | 72 | 65 | 4.2 | 4.3 | 1.3 | 0.3 | 10 | 16.9 | 60 |
| | | — | 73 | 105 | 3.9 | 3.6 | 1.1 | 0.3 | 8.9 | 16.8 | 53 |
| | | — | 74 | 185 | 4.6 | 3 | 0.7 | 0.6 | 8.9 | 13.8 | 65 |
| | PROFIL SND 8 | SND | 81 | 10 | 9.4 | 4.5 | 1.2 | 0.1 | 15.2 | 38.3 | 40 |
| | | — | 82 | 50 | 9.8 | 5 | 1.2 | 0.15 | 16.2 | 33 | 49 |
| | | — | 83 | 145 | 7.5 | 5.7 | 1.1 | 0.16 | 14.5 | 25.8 | 57 |
| | PROFIL SND 17 | SND | 171 | 5 | 8.7 | 2.6 | 1.1 | 0.01 | 12.4 | 21.8 | 57 |
| | | — | 172 | 25 | 5.4 | 1.7 | 1.1 | 0.01 | 8.1 | 17.3 | 47 |
| | | — | 173 | 55 | 5.2 | 1.5 | 0.9 | 0.1 | 7.7 | 15.4 | 50 |
| | | — | 174 | 105 | 4.5 | 0.5 | 0.7 | 0.1 | 5.7 | 11.4 | 50 |
| | | — | 175 | 155 | 3.6 | 0.9 | 0.6 | 0.1 | 5.2 | 10 | 52 |
| | | — | 176 | 185 | 3.2 | 0.8 | 0.5 | 0.1 | 4.8 | 9.5 | 50 |
| moyennement désaturés | PROFIL SND 19 | SND | 191 | 5 | 5.6 | 3 | 0.1 | 0.06 | 8.7 | 21.7 | 40 |
| | | — | 192 | 15 | 2.7 | 1.5 | 0.4 | 0.07 | 4.7 | 17.5 | 27 |
| | | — | 193 | 55 | 2.7 | 1.7 | 0.5 | 0.01 | 4.9 | 15.5 | 32 |
| | | — | 194 | 105 | 3.5 | 1.2 | 0.2 | 0.01 | 4.9 | 13.5 | 36 |
| | | — | 195 | 175 | 4 | 1 | 0.1 | 0.01 | 5.0 | 13.5 | 27 |
| | PROFIL SND 20 | SND | 201 | 5 | 4.9 | 5.3 | 0.7 | 0.1 | 11.0 | 34.3 | 32 |
| | | — | 202 | 25 | 5.4 | 4.9 | 0.5 | 0.06 | 10.8 | 31.2 | 31 |
| | | — | 203 | 55 | 4.7 | 3.3 | 0.6 | 0.06 | 8.6 | 30.6 | 28 |
| | | — | 204 | 105 | 4.1 | 4.6 | 0.4 | 0.01 | 9.0 | 29.0 | 31 |
| | | — | 206 | 195 | 4 | 5.3 | 0.5 | 0.06 | 9.9 | 28.3 | 35 |
| | | — | 207 | 285 | 3.8 | 3.2 | 0.4 | 0.06 | 8.6 | 26.5 | 32 |

TABL. n° 10

SOLS FERRALITIQUES FAIBLEMENT ET MOYENNEMENT DESATURES
 REPARTITION ET SOMME DES BASES ECHANGEABLES (S)
 CAPACITE D'ECHANGE (T) - TAUX DE SATURATION (S/T)

la profondeur : 22 à 39 méq. % dans l'horizon A, 15 à 33 méq. % vers 60 cm de profondeur et 10 à 28 méq. % en C.

- Eléments échangeables et taux de saturation : La somme des bases échangeables S (Tableau 10) se situe en surface entre 8 et 25 méq. %, vers 60 cm entre 5 et 18 méq. % et dans l'horizon C entre 5 et 15 méq. %. Elle est toujours plus élevée dans l'horizon de surface (excepté pour SND 8 qui est un profil mal drainé et très humide durant sept mois). Les sols ferrallitiques faiblement désaturés; SND 1, 7, 8 et 17; montrent des taux de saturation compris entre 50 et 80 %. Les profils moyennement désaturés, qui se distinguent déjà des précédents par la granulométrie, ont des taux de saturation de 25 à 40 %. Le taux de saturation décroît régulièrement, dans tous les cas, de la profondeur jusque vers 40 à 20 cm de la surface; puis augmente de nouveau plus haut.
- Le tableau n° 10 montre également la large dominante des alcalino-terreux sur les alcalins et celle du Calcium sur le Magnésium, et ceci même dans l'horizon C de la plupart des profils.

- 5) Réserves minérales : Les réserves minérales sont élevées et reflètent la relative jeunesse de ces sols et leur évolution, sous des conditions climatiques modérément ferrallitisantes.

Calcium : En surface, les profils peu désaturés ont des teneurs comprises entre 15 et 45 méq. % (0,42 à 1,3 % CaO) et les profils moyennement désaturés, des teneurs de 8 à 11 méq. %. En profondeur, les taux se situent entre 10 et 85 méq. %, pour les premiers, et entre 5 et 8 méq. %, pour les seconds.

Magnésium : Ce cation est presque toujours mieux représenté que le calcium : 10 à 140 méq. % (0,2 à 2,8 % MgO) dans les sols faiblement désaturés, 10 à 50 méq. % chez les moyennement désaturés.

Potassium et Sodium : Les réserves en potassium se situent dans les profils faiblement désaturés entre 0,5 et 8 méq. %, dans les profils moyennement désaturés ils n'excèdent jamais 1 méq. %. La teneur en sodium peut atteindre dans les premiers 3 méq. % mais n'exède jamais 0,1 méq. % dans les seconds.

6) Conclusions à tirer de l'étude des bases :

- Dans les profils ferrallitiques faiblement désaturés, les bases totales sont 1,5 à 5 fois plus élevées que dans les profils ferrallitiques moyennement désaturés.
- Dans les réserves, le magnésium domine proportionnellement beaucoup plus largement dans les sols moyennement désaturés que dans les sols faiblement désaturés :

| | Mg ⁺⁺ | Ca ⁺⁺ | K ⁺ | Na ⁺ |
|---|------------------|------------------|----------------|-----------------|
| Sols ferrallitiques faiblement désaturés | 50 - 60 % | 35 - 50 % | 2 - 4 % | 0,3 - 1 % |
| Sols ferrallitiques moyennement désaturés | 65 - 80 % | 15 - 35 % | 0,5-2 % | 0,3 % |

Ceci nous montre qu'au cours du processus de désaturation les cations alcalins et alcalino-terreux s'éliminent dans l'ordre suivant : Na > K > Ca > Mg.

- Dans le complexe absorbant (phyllites, substances minérales amorphes et matières organiques) des deux types de sols les teneurs des divers cations échangeables se situent entre les extrêmes suivants :

| | H ⁺ | Ca ⁺⁺ | Mg ⁺⁺ | K ⁺ | Na ⁺ |
|---|----------------|------------------|------------------|----------------|-----------------|
| Sols ferrallitiques désaturés | 20-60 % | 20-40 % | 4 -25 % | 2-10 % | 0,3-4 % |
| Sols ferrallitiques moyennement désaturés | 60-80 % | 10-30 % | 10-30 % | 0,3-3 % | 0,3 % |

Dans les premiers, où l'altération des plagioclases est active, le calcium est plus abondant que le magnésium; dans les seconds ou l'altération des minéraux ferro-magnésiens domine et ou celle des plagioclases se termine, le magnésium tend à supplanter le calcium. Ceci montre qu'en milieu tropical humide, dans des sols sur roches comparables, la répartition des cations échangeables est l'image de l'altération minérale du moment.

c) Etude de la fraction argileuse :

- 1) Analyses chimiques : Le tableau n° 11 groupe des analyses de fractions inférieures à 2μ , terres totales et roche-mères faites sur les profils SND 1, 7, 19, et 20. Les rapports moléculaires $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ de la fraction inférieure à 2μ des profils faiblement désaturés (SND 1 et 7) sont égaux ou légèrement supérieurs à 2; ceux des sols moyennement désaturés (SND 19 et 20) sont égaux ou légèrement inférieurs à 2. L'horizon, d'où a été extrait l'échantillon SND 205 a un rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ relativement bas de 1,75. Ceci correspond à un niveau entièrement altéré, à structure conservée, de produits basiques de fines projections. Ce niveau possède une porosité très supérieure à celle des horizons sous et sus-jacents et forme une zone de drainage préférentielle. Dans les deux cas, on peut prévoir un minéral argileux de la famille de la kaolinite et dans les sols moyennement désaturés une petite quantité de gibbsite. La perte au feu entre 20 et 110° de 7 à 10 %, des argiles extraites des sols faiblement désaturés, fait penser à l'halloysite. Les analyses sur terres totales montrent de fortes teneurs en MgO et CaO, qui indiquent l'existence de minéraux primaires en cours d'altération dans tous les horizons.
- 2) Capacité d'échange : Dix mesures ont été effectuées sur la fraction inférieure à 2μ . Pour les sols faiblement désaturés les chiffres obtenus vont, pour les horizons de surface, de 30 à 35 méq. %; pour l'horizon C de 44 à 51 méq. %. Ces valeurs sont

TABLEAU N° 11

en % d'échantillon séché à 110°

| Ech n° | prof. cm. | Nature | en % d'échantillon séché à 110° | | | | | | | | | | | | | PERTE 20-110°C | vapp. molec. SiO ₂ / Al ₂ O ₃ |
|---------|-----------|--------|---------------------------------|--------------------------------|------|------|--------------------------------|--------------------------------|------------------|-------------------|------------------|-------------------------------|------|-------------------|-------|-------------------|--|
| | | | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | MgO | CaO | Fe ₂ O ₃ | Mn ₂ O ₄ | TiO ₂ | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | M.O. | PERTE 20-110°C | Σ | | |
| SND 11 | 10 | T.T. | 32,7 | 21,8 | 1,7 | 3,4 | 17,4 | 0,28 | 3,6 | <0,05 | 0,4 | 0,9 | 9,1 | 9,4 | 100,7 | 15,5 | |
| " | " | < 2μ | 38,4 | 26,5 | 0,9 | 1,0 | 13,1 | 0,21 | 3,5 | <0,05 | 0,1 | 0,4 | 0 | 14,0 | 98,1 | 7,0 | 2,46 |
| 12 | 30 | T.T. | 34,3 | 22,8 | 1,9 | 3,8 | 18,2 | 0,31 | 3,8 | <0,05 | 0,5 | 0,4 | 3,8 | 11,0 | 100,8 | 13,7 | |
| " | " | < 2μ | 37,7 | 31,0 | 0,7 | 0,2 | 13,1 | 0,21 | 3,6 | <0,05 | 0,2 | 0,2 | 0 | 12,6 | 99,5 | 8,5 | 2,06 |
| 13 | 55 | T.T. | 35,6 | 23,7 | 2,4 | 4,3 | 17,3 | 0,32 | 3,9 | 0,1 | 0,8 | 0,6 | 2,6 | 8,5 | 100,1 | 15,8 | |
| " | " | < 2μ | 37,1 | 31,7 | 0,7 | 0,4 | 12,9 | 0,25 | 3,5 | <0,05 | 0,3 | 0,4 | 0 | 12,4 | 99,7 | 8,3 | 2,00 |
| 14 | 100 | T.T. | 39,4 | 22,2 | 2,9 | 4,4 | 16,4 | 0,28 | 4,2 | 0,6 | 0,8 | 0,6 | 0,8 | 7,8 | 100,4 | 14,1 | |
| " | " | < 2μ | 36,7 | 30,0 | 0,8 | 0,7 | 13,3 | 0,31 | 3,6 | 0,2 | 0,2 | 0,3 | 0 | 12,6 | 98,7 | 8,4 | 2,07 |
| 15 | 160 | T.T. | 39,6 | 21,9 | 3,2 | 4,8 | 15,7 | 0,28 | 4,6 | 0,8 | 0,8 | 0,8 | 0 | 7,1 | 99,6 | 9,6 | |
| " | " | < 2μ | 36,7 | 29,5 | 0,8 | 0,7 | 12,6 | 0,24 | 3,4 | 0,3 | 0,3 | 0,4 | 0 | 12,1 | 97,0 | 8,0 | 2,11 |
| 16 | 240 | R.M. | 46,3 | 10,3 | 12,6 | 11,4 | 8,5 | 0,24 | 2,5 | 3,5 | 1,8 | 0,8 | 0 | 1,7 | 99,6 | 0,7 | |
| SND 71 | 5 | < 2μ | 36,4 | 28,6 | 1,0 | 0,4 | 12,2 | 0,11 | 3,4 | <0,05 | 0,1 | 0,3 | 0 | 14,0 | 96,5 | 9,5 | 2,16 |
| 72 | 65 | " | 37,7 | 32,0 | 0,8 | 0,2 | 10,8 | 0,08 | 4,1 | 0,05 | 0,1 | 0,2 | 0 | 12,2 | 98,2 | 9,5 | 2,00 |
| 73 | 105 | " | 36,0 | 30,0 | 0,6 | 0,3 | 11,7 | 0,27 | 3,5 | 0,05 | 0,1 | 0,2 | 0 | 14,8 | 98,7 | 10,2 | 2,02 |
| 74 | 185 | " | 38,2 | 29,1 | 0,7 | 0,7 | 10,6 | 0,26 | 3,0 | 0,3 | 0,2 | 0,3 | 0 | 13,6 | 97,0 | 10,2 | 2,22 |
| 75 | 280 | R.M. | 46,4 | 13,8 | 8,7 | 11,3 | 12,1 | 0,20 | 2,4 | 2,7 | 2,2 | 0,5 | 0 | 1,4 | 101,4 | 1,1 | |
| SND 171 | 5 | T.T. | 45,1 | 22,3 | 0,3 | 0,6 | 7,1 | 0,652 | 0,87 | 1,49 | 1,77 | 0,50 | 7,2 | 10,21 | 98,09 | 4,98 | |
| 172 | 25 | " | 40,0 | 27,3 | 0,3 | 0,3 | 11,4 | 1,407 | 0,9 | 1,12 | 1,25 | 0,18 | 2,8 | 11,4 | 98,33 | 14,85 | |
| 174 | 105 | " | 49,5 | 27,2 | 0,2 | 0,3 | 7,0 | 0,062 | 0,84 | 2,2 | 2,27 | 0,15 | 0,6 | 9,61 | 99,86 | 17,88 | |
| 175 | 155 | " | 56,1 | 23,2 | 0,2 | 0,3 | 6,2 | 0,039 | 0,40 | 4,30 | 4,05 | 0,09 | 0,09 | 5,11 | 99,86 | 5,5 | |
| 176 | 180 | " | 64,2 | 16,7 | 0,51 | 0,98 | 4,3 | 0,28 | 0,13 | 5,0 | 5,10 | 0,75 | 0,75 | 0,63 | 98,58 | 0,38 | |
| SND 192 | 15 | < 2μ | 31,1 | 27,3 | 0,3 | 0,2 | 14,5 | 0,16 | 3,4 | <0,05 | 0,1 | 0,3 | 0 | 20,3 | 97,5 | 5,3 | 1,94 |
| 195 | 175 | " | 32,1 | 28,0 | 0,3 | 0,2 | 14,9 | 0,19 | 3,7 | <0,05 | 0,1 | 0,2 | 0 | 18,9 | 98,6 | 5,8 | 1,95 |
| 196 | 250 | R.M. | 45,7 | 12,5 | 9,6 | 11,7 | 10,7 | 0,20 | 3,0 | 2,8 | 1,4 | 0,7 | 0 | 0,9 | 99,2 | 0,4 | |
| SND 202 | 25 | < 2μ | 33,5 | 28,4 | 0,7 | 0,3 | 17,0 | 0,39 | 4,2 | <0,05 | 0,1 | 0,4 | 0 | 13,4 | 98,4 | 8,6 | 2,00 |
| 205 | 155 | " | 29,6 | 28,8 | 0,5 | 0,2 | 20,0 | 0,20 | 5,4 | <0,05 | 0,05 | 0,6 | 0 | 15,0 | 100,4 | 10,9 | 1,75 |
| 206 | 200 | " | 34,6 | 30,2 | 0,8 | 0,3 | 17,5 | 0,22 | 3,9 | 0,1 | 0,2 | 0,3 | 0 | 12,0 | 100,1 | 1,2 | 1,95 |
| 207 | 280 | R.M. | 45,5 | 16,2 | 7,2 | 8,0 | 11,7 | 0,19 | 2,6 | 1,4 | 1,2 | 0,2 | 0 | 5,9 | 100,1 | 3,18 | |

TT. terre totale

RM. roche mère

plus élevées que les valeurs courantes de la kaolinite (7 - 15 méq.%) voisines de celles de l'halloysite $4 \text{ H}_2\text{O}$ (40 à 50 méq. %). Pour les sols moyennement désaturés, la C.E.C. de la fraction fine se situe le plus souvent entre 20 et 25 méq. %.

- 3) Mesures de surfaces spécifiques : Six mesures ont été faites sur la fraction argileuse : SND 14 : $130 \text{ m}^2/\text{g}$ - SND 74 : $150 \text{ m}^2/\text{g}$ - SND 83 : $74 \text{ m}^2/\text{g}$ - SND 173 : $90 \text{ m}^2/\text{g}$ - SND 175 : $45 \text{ m}^2/\text{g}$ - SND 203 : $90 \text{ m}^2/\text{g}$.

Les deux premières valeurs, 130 et $150 \text{ m}^2/\text{g}$, correspondent à des échantillons contenant exclusivement de l'halloysite. Les autres valeurs, sauf SND 175, sont élevées par rapport à celles des kaolinites ($25 - 45 \text{ m}^2/\text{g}$) et correspondent, comme nous le verrons plus loin, à des mélanges de kaolinite et de métahalloysite.

- 4) Analyse thermique différentielle : La figure n° 48 groupe les courbes d'analyse thermique différentielle du profil SND 1. Sur tous les échantillons le pic endothermique situé entre 550 et 575° et le pic exothermique variable entre 920 et 950° permettent de penser à un minéral de la famille de la kaolinite. Le pic endothermique de départ d'eau entre 130 et 150° oriente vers l'halloysite. Le phénomène endothermique, faible entre 310 et 350° , est à attribuer à des hydrates de fer comme le confirmeront les diffractogrammes de rayons X.

- 5) Diffraction de rayons X : Vingt-neuf échantillons des profils cités ont été examinés en poudre désorientée de terre totale et en dépôt orienté de fraction inférieure à 2μ .

Phyllites : Dans la plupart des profils de sols faiblement désaturés le minéral argileux prédominant à la base des profils est l'halloysite (Fig. 49); alors que les profils de sols ferrallitiques moyennement désaturés montrent simultanément en profondeur de l'halloysite et de la métahalloysite. Dans tous les cas,

| | | MINERAUX ARGILEUX | | OXYDES ET AUTRES MINERAUX | | | | | |
|-----------------|--------|-------------------|------------|---------------------------|---|---|---|----|---|
| | | Metahalloysite | Halloysite | g | h | m | q | pl | p |
| PROFIL SND 1 | SND 11 | 6 | 4 | + | + | + | | | |
| | - 12 | 5 | 6 | + | + | | | | |
| | - 13 | 2 | 8 | + | + | | | | |
| | - 14 | 1 | 9 | | + | + | | | |
| | - 15 | | 10 | | + | + | | + | + |
| PROFIL SND 7 | SND 71 | 5 | 5 | + | x | | | | |
| | - 72 | 1 | 9 | + | x | | | | |
| | - 73 | | 10 | + | x | + | | | |
| | - 74 | | 10 | + | x | | | + | |
| PROFIL SND 8 | SND 81 | 9 | 1 | + | + | | + | | |
| | - 82 | 8 | 2 | + | + | | | | |
| | - 83 | 5 | 5 | + | + | | | + | |

+ Traces
 x Présent
 g Goethite

h Hématite
 m Magnétite
 q Quartz

pl Plagioclases
 p Pyroxènes

Tabl. 12 COMPOSITION MINÉRALOGIQUE DE LA FRACTION INFÉRIEURE A 2 μ

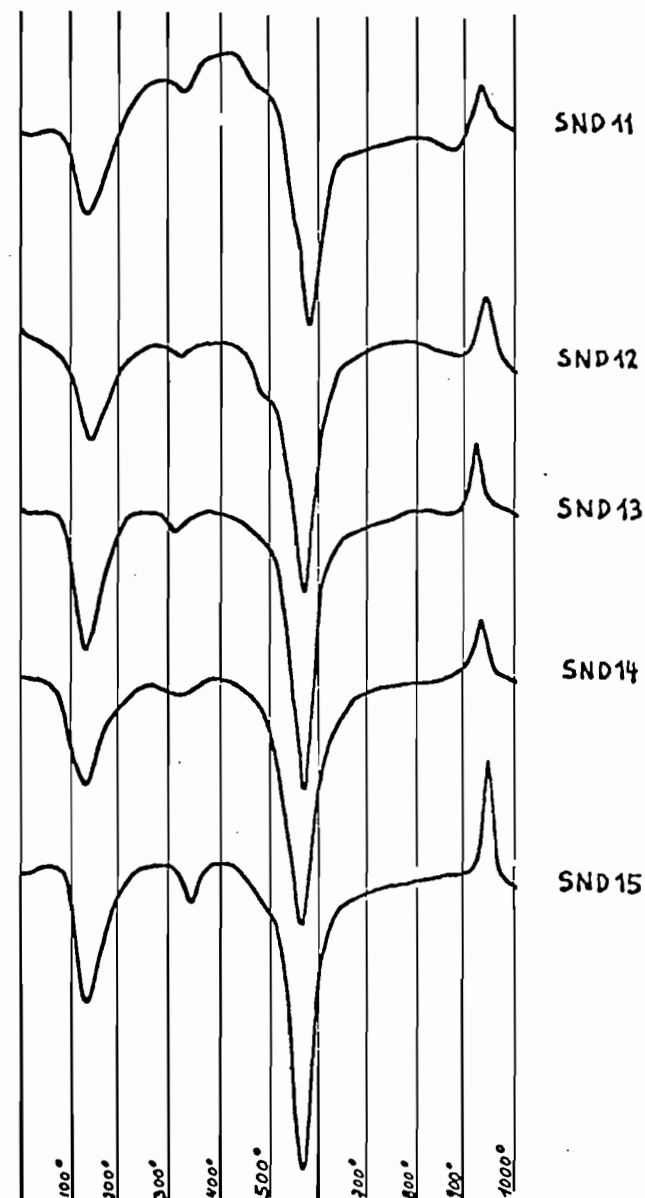


Fig. 48
 COURBES D'ANALYSE THERMIQUE DIFFÉRENTIELLE
 DE LA FRACTION MINÉRALE INF. A 2 μ
 DU PROFIL SND 1

PROFIL SND 1

----- après chauffage de 15' à 70°

0 - 10 cm
(0-50 Å)

25 Å

3 Å

4 Å

5 Å

6 Å

7 Å

8 Å

9 Å

10 Å

25 - 35 cm.
(0-50 Å)

50 - 60 cm.
(0-2 Å)

100 - 110 cm
(0-2 Å)

160 - 170 cm
(0-2 Å)

Figure n° 49

la quantité d'halloysite diminue vers la surface et corrélativement la quantité de métahalloysite augmente (Tableau 12).

Dans tous ces sols, il existe des quantités souvent non négligeables de minéraux qui ont des pics situés entre 12 et 15 Å (voir entre 13 et 19 Å) impossibles à déterminer actuellement de façon précise. Dans quelques cas (SND 195 et 202) il a été possible de montrer que le glycérolage n'affecte pas ces minéraux et que le chauffage de 5 heures à 490° les laisse indifférents ou presque seulement un léger affaissement vers 12 - 13 Å. Il s'agit vraisemblablement là de minéraux dérivant de montmorillonites; leur origine est discutée dans la troisième partie.

- Autres minéraux :

Hydroxydes et oxydes de fer : Dans tous les horizons A et B, on trouve une quantité plus ou moins importante de goethite. L'hématite et la magnétite partiellement oxydée en maghémite s'observent partout en quantités variables (sauf dans le profil SND 17). Parfois on note de l'ilménite (profil SND 20) et de la lépidocrocite (profil SND 19).

Hydroxydes d'aluminium : Les profils de sols ferrallitiques faiblement désaturés sont pratiquement exempts de gibbsite. Seuls, les sols moyennement désaturés en contiennent de faibles quantités.

Oxydes de titane : Tous les profils contiennent une quantité plus ou moins importante d'anatase.

Quartz : Tous les profils montrent dans leur partie supérieure de faibles quantités de quartz. Parfois la roche-mère est quartzifère, comme la lave du profil SND 1 et le trachyte du profil SND 17; mais la majeure partie du quartz des horizons supérieurs de ces sols provient d'apports éoliens, actuels et anciens.

Silicates primaires : Tous ces sols contiennent des silicates de la roche-mère en voie d'altération. Dans les profils ferrallitiques faiblement désaturés on trouve jusque dans les horizons de surface des plagioclases et des pyroxènes. Les sols ferrallitiques moyennement désaturés ne montrent, dans la partie supérieure du solum (horizons A et B), que des pyroxènes et de la hornblende; les plagioclases ne se rencontrent que dans les horizons profonds C et C/R.

- 6) Microscopie électronique : Divers échantillons des profils SND 1 et 7 ont été observés au microscope électronique pour préciser le faciès des différents constituants et particulièrement celui de l'halloysite. Les planches V, VI, VII montrent les principales formes observables; ce sont :
- Des formes en plaquettes, d'ailleurs rares, bien développées, plus ou moins hexagonales, dont la taille est de l'ordre de (planche VII photo 7 (P))
 - Des formes en plaquettes, également pseudo-hexagonales, souvent à bords enroulés mais dont la taille est de l'ordre du dixième du micron (planche V photo 1 et planche VII photo 8 (P))
 - Des amas irréguliers de taille généralement inférieure à 0,2 d'aspect granulaire qui pourraient correspondre aux oxydes de fer amorphes (planche V photo 2 et planche VI photo 6, (a))
 - Des formes tubulaires irrégulières, le plus souvent deux à trois fois plus longues que larges; leur longueur dépasse rarement 0,3 (planche V photo 1 (t))
 - Des formes glomérulaires, enroulées, ou à structures en écailles concentriques qui ne dépassent que très rarement 0,4 de diamètre (planche V photo 3, planche VI photo 5 et 6 et planche VII photo 9). Ces glomérules ressemblent à ceux décrits dans des produits d'altération par Sudo et Takahashi 1955,

Birrel et al. 1955 (Sieffermann et Millot, 1968; Sieffermann, Yehl et Millot, 1968; Sieffermann et Millot, 1969.). Les éléments glomérulaires ne sont pas forcément ronds ou ovoïdes, mais peuvent avoir un aspect rectangulaire (planche VI photo 4 (g)). Dans de nombreux cas, l'enroulement semble fait de parties plus ou moins rectilignes (planche VI photo 5). Dans d'autres cas, ces éléments semblent se détacher des glomérules (planche VI photo 6). Parfois ces enroulements semblent faits de bandes d'une centaine d'angstroems de largeur, elles-mêmes formées d'une succession de zones plus denses de 20 à 30 Å d'épaisseur (planche VIII (b))

Les faciès glomérulaires et tubulaires représentent environ 90 % des échantillons examinés (planche VII photo 9)

Il convient de signaler ici que les raies des séquences 001, aux rayons X, apparaissent mieux après agitation aux ultra-sons, autrement dit après dislocation partielle des glomérules. Ceci montre que ces glomérules ne sont pas amorphes mais formées de substances cristallisées.

Des essais de microdiffraction électronique ont été tentés sur un groupe de glomérules et sur un amas de particules planes. Les clichés obtenus montrent dans les deux cas une nature cristalline. Les anneaux obtenus par microdiffraction correspondent aux distances réticulaires suivantes : 4,42 Å (0,99 cm), 2,4 - 2,5 Å (17,6), 1,75 Å (2,58 cm) et 1,56 Å (2,93 cm). Ces distances réticulaires sont compatibles avec un minéral de la famille de la kaolinite.

d) Utilisation culturelle :

Les sols ferrallitiques faiblement et moyennement désaturés sont dans leur ensemble peu utilisés du point de vue agricole, malgré une fertilité certaine. Leur exploitation serait possible, en saison des pluies, grâce à un minimum d'aménagements, pour faciliter la pénétration de l'eau dans le sol. L'utilisation agricole des zones planes devrait a priori être plus rentable que l'exploitation pastorale actuelle.

P L A N C H E V

- Photo 1 - Ech. - Formes tubulaires irrégulières d'halloysite (t) et petites plaquettes pseudo-hexagonales (P). (X 85.000).
- Photo 2 - Ech. - Amas d'oxyde de fer amorphe d'aspect granulaire (a) (X 125.000).
- Photo 3 - Ech. - Formes glomérulaires d'halloysite (g). (X 190.000).

P L A N C H E VI

- Photo 4 - Ech. - SND 15 - Particule d'halloysite à structure concentrique de forme rectangulaire (g). (X 225.000).
- Photo 5 - Ech. - SND 15 - Formes glomérulaires d'halloysite à structure en écailles concentriques (g) - parties plus ou moins rectilignes qui semblent se détacher (r). (X 140.000).
- Photo 6 - Ech. - SND 15 - Amas d'oxyde de fer amorphe (a), formes glomérulaires d'halloysite (g) et fragment rectiligne d'halloysite (r). (X 230.000).

P L A N C H E VII

- Photo 7 - Ech. - SND 74 - Grande plaquette hexagonale d'environ 1 (P). (X 27.500).
- Photo 8 - Ech. - SND 74 - Petites plaquettes pseudo-hexagonales à bord enroulés (p). (X 145.000).
- Photo 9 - Ech. - SND 15 - Vue générale montrant la proportion de glomérules et de plaquettes (X 53.000).
- Photo 10 - Ech. - SND 15 - Formes d'halloysite à aspect de papier froissé (f). (X 114.000).

P L A N C H E VIII

- Photo 11 - Ech. - SND 15 - Détail de la structure en bandes et lames de l'halloysite (b). (X 500.000).

PLANCHE V

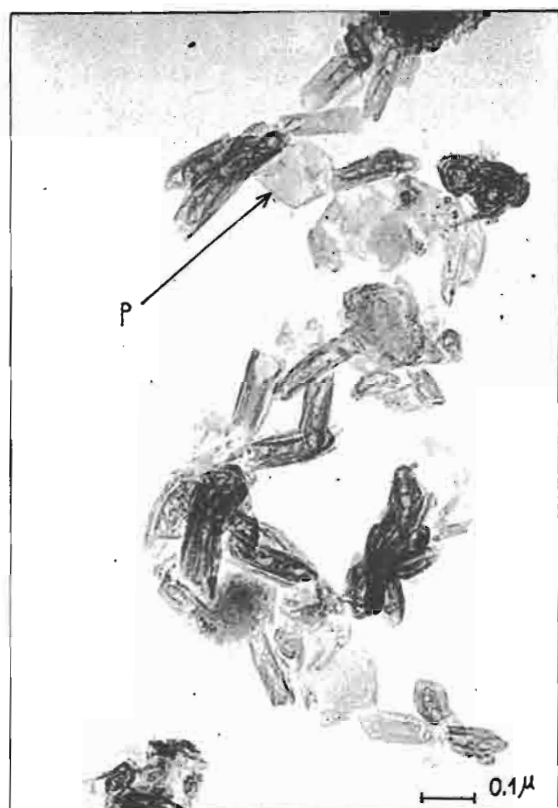


Photo 1

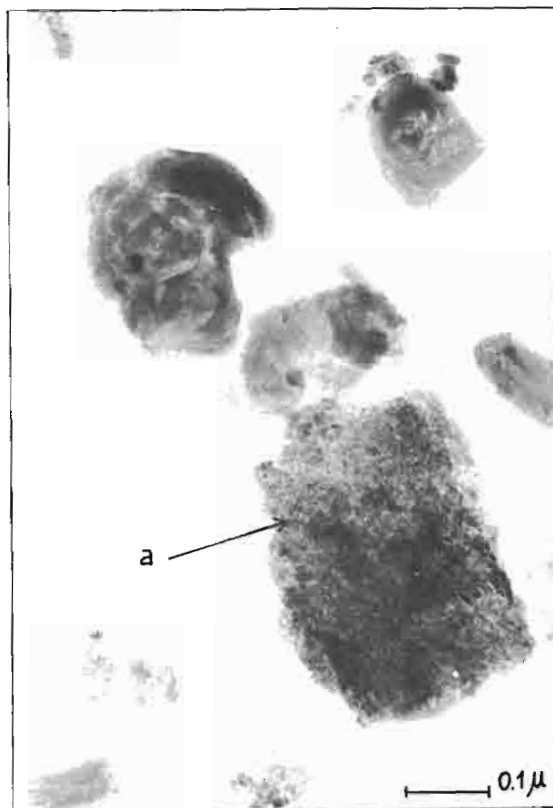


Photo 2

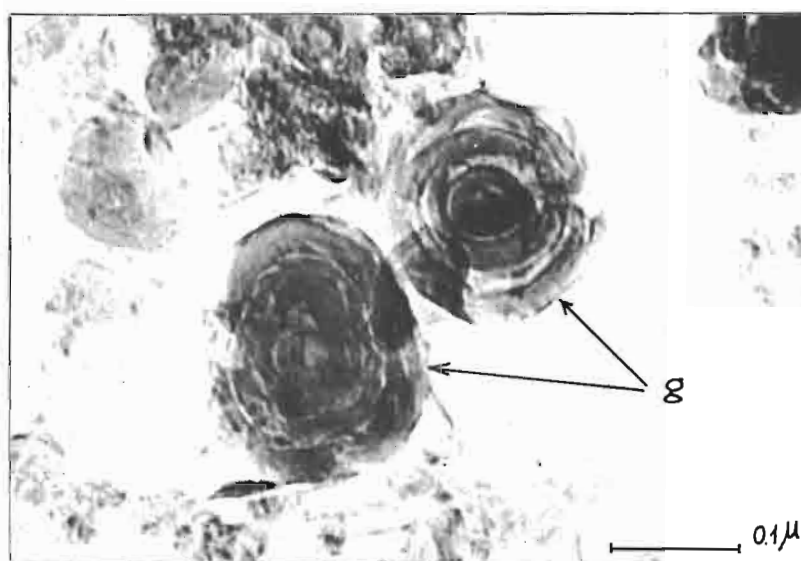


Photo 3

PLANCHE VI



Photo 4

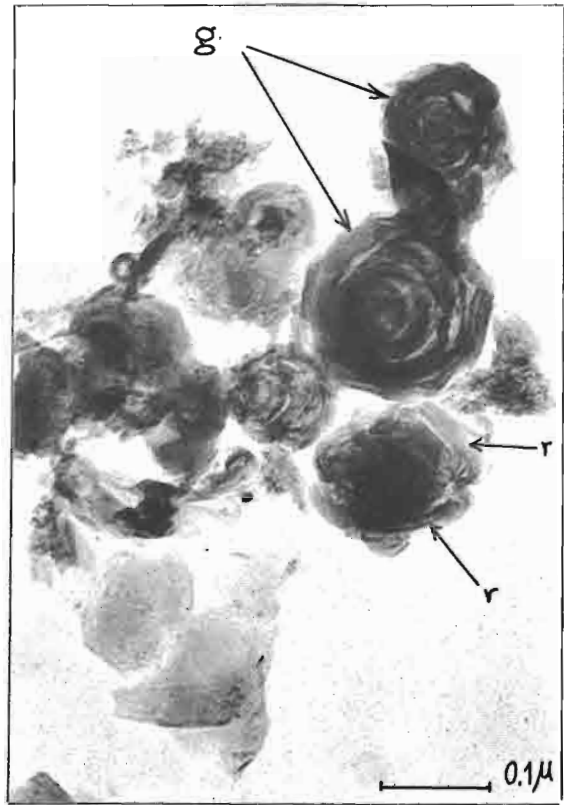


Photo 5

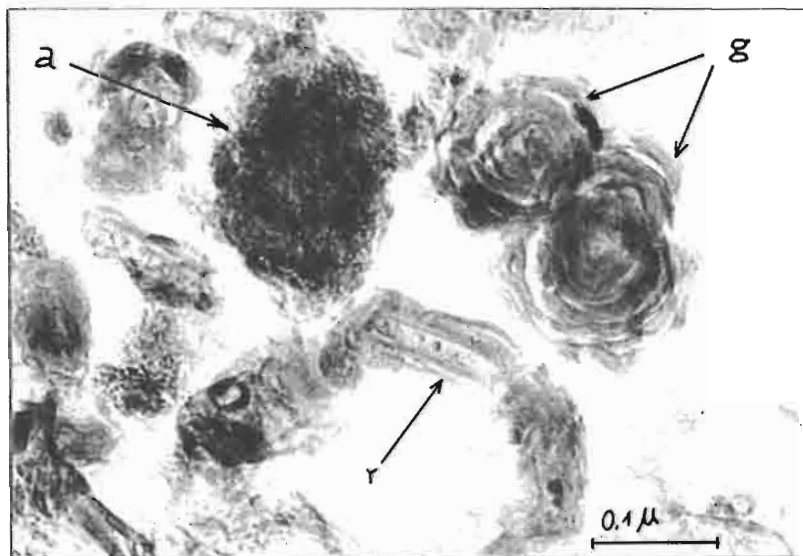


Photo 6

PLANCHE VII

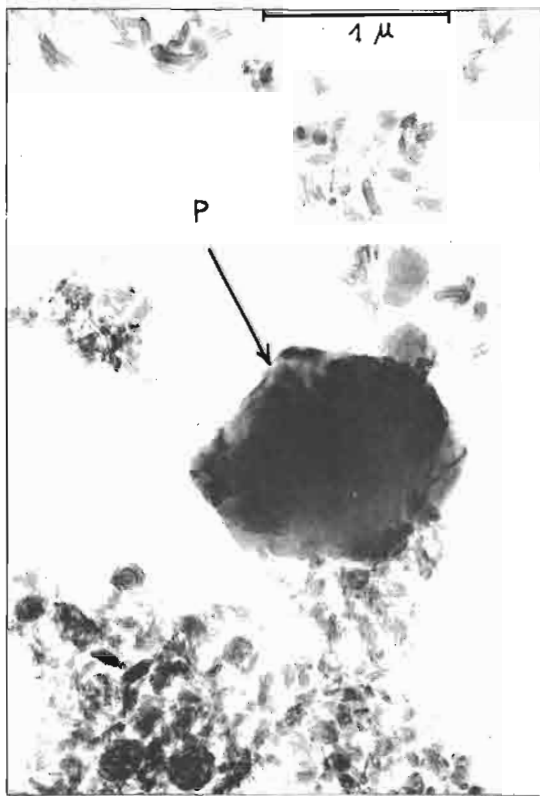


Photo 7

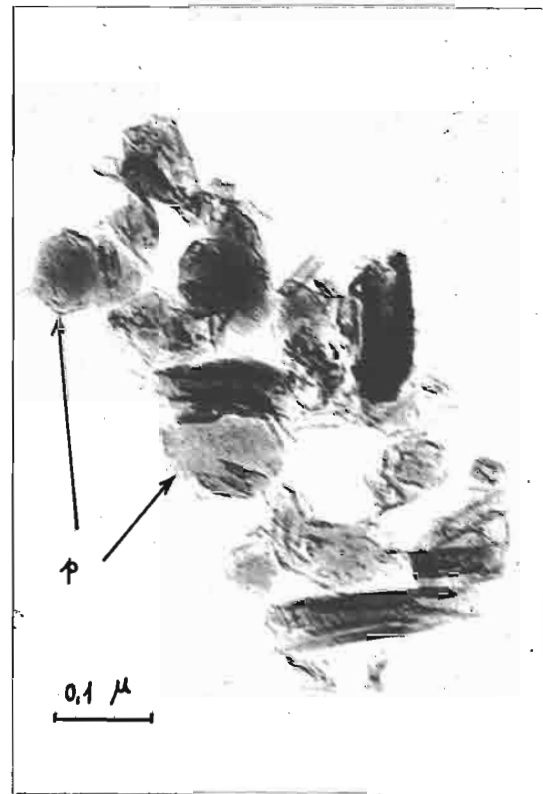


Photo 8

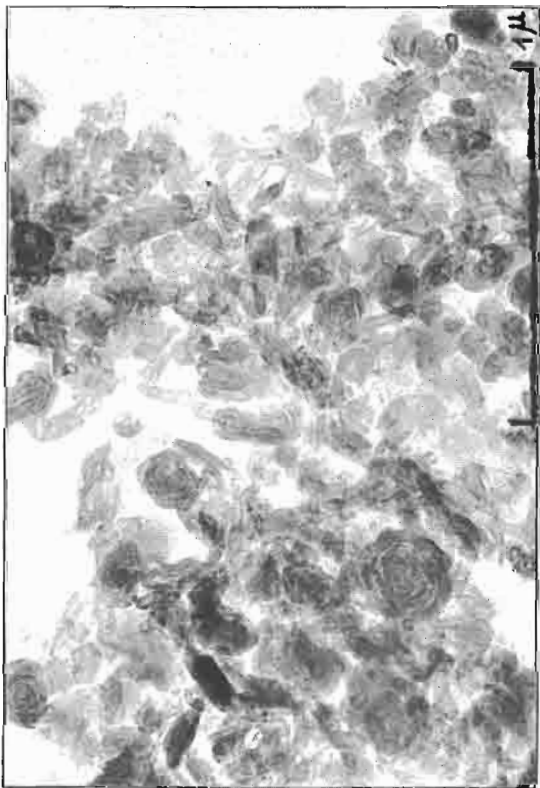


Photo 9

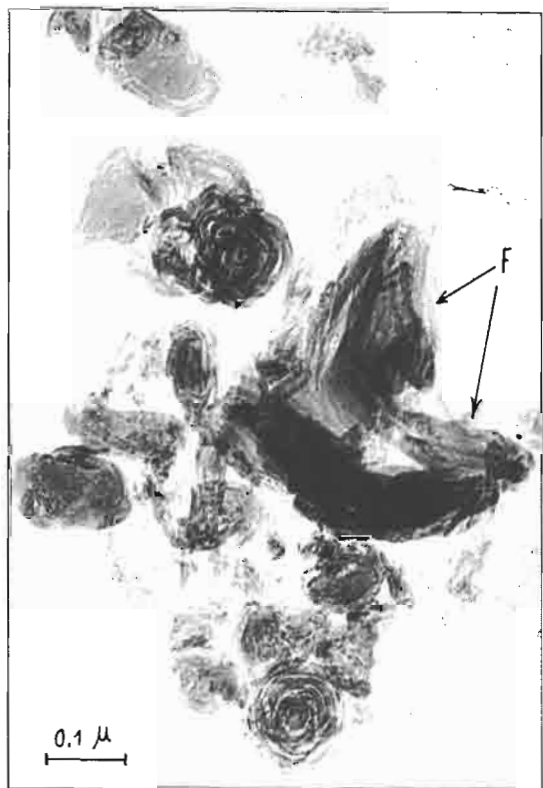


Photo 10

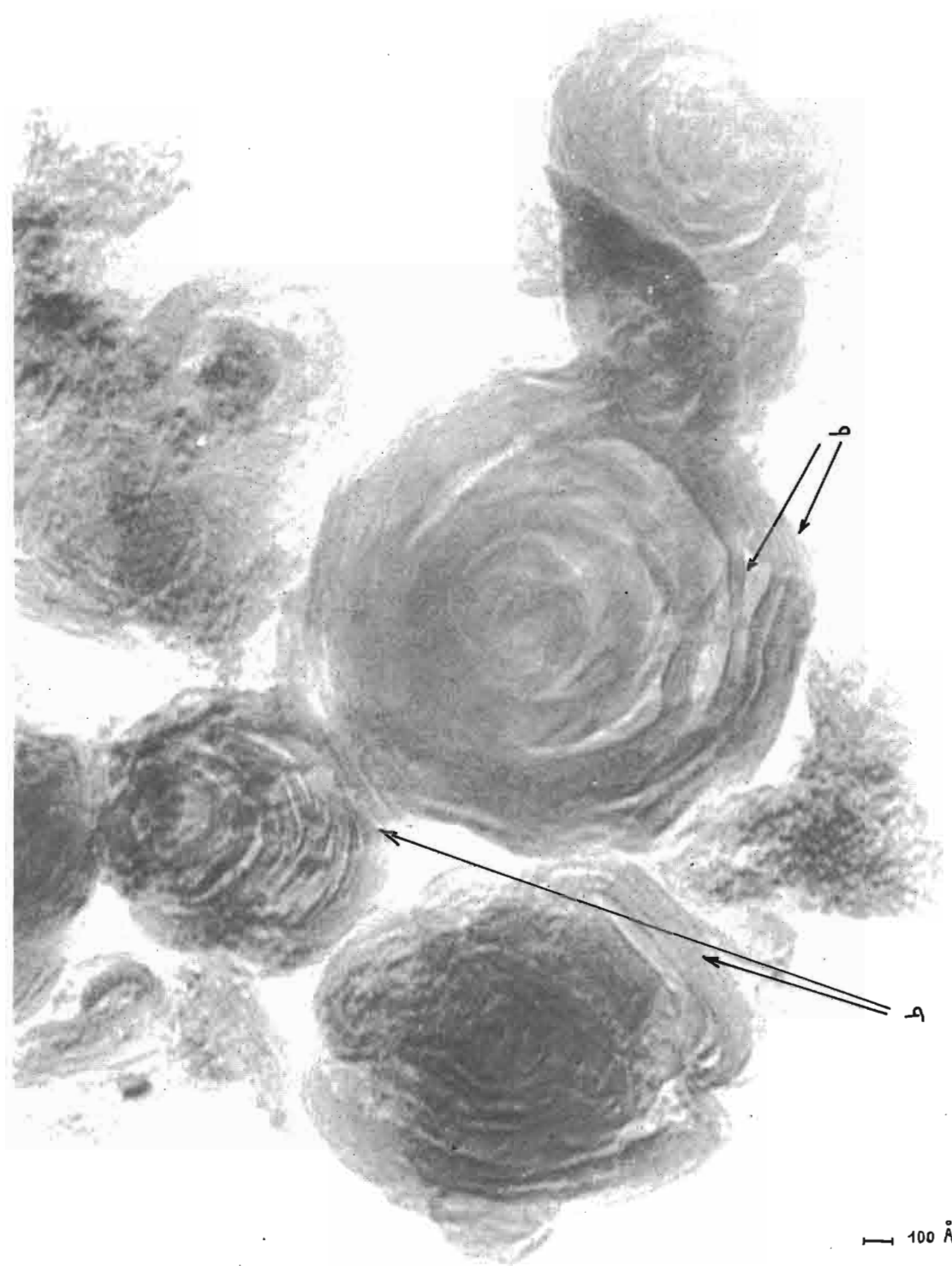


Photo 11

E. LES SOLS FERRALLITIQUES FORTEMENT DESATURÉS DE L'ADAMAOUA

Des sols rouges épais d'une dizaine de mètres et plus, dérivés de basaltes, couvrent près de 13.000 km² sur le plateau de l'Adamaoua depuis Tignère jusqu'à Meiganga. Ces sols ont été signalés, décrits, et en partie cartographiés par différents auteurs depuis plusieurs années déjà (Laplante, Bachelier 1953; Bachelier 1954, 1955, 1957; Humbel 1966, 1967; Sieffermann, Besnus et Millot, 1968). Les 11 profils sur lesquels l'étude analytique est basée sont tous situés dans un rayon de 100 km autour de N'Gaoundéré. Une vingtaine de profils des régions de Tignère et de Meiganga ont été analysés partiellement. L'altitude des gisements se situe entre 960 et 1.300 mètres. Les basaltes dont dérivent ces sols sont, d'après tous les géologues, plus anciens que ceux qui portent les sols faiblement et moyennement désaturés et qui ne couvrent que 280 km². Leur âge exact est inconnu. Roch (1953) les attribuait au Crétacé, mais Lassère (1959) après la cartographie géologique au 1/500.000^e les date du Quaternaire ancien. Ce dernier âge nous paraît le plus vraisemblable; car si dans l'ensemble les centres d'émission ne sont pas reconnaissables, il subsiste néanmoins des traces d'appareils volcaniques (Humbel 1966). Que ces derniers aient pu se conserver depuis le Crétacé, paraît peu probable. D'ailleurs la disposition du réseau hydrographique laisse penser qu'il y avait plusieurs gros centres d'émission dans la zone de N'Gaoundéré : l'un au nord dans la région de Moundel-Atikou, un autre au nord-ouest entre Bagarmi et Mandourou; d'autres au sud et à l'est, dont un probablement à l'emplacement de la zone du volcanisme récent. L'intérêt de ces sols vient du fait qu'ils évoluent sous les mêmes conditions climatiques que les sols décrits précédemment qui sont développés sur des basaltes plus jeunes. Ils doivent nous permettre de préciser une étape plus poussée de l'évolution ferrallitique dans le milieu tropical à climat alternant.

a) Description des profils :

Parmi les profils examinés, certains sont uniformément argileux, d'autres montrent un horizon gravillonnaire. Les descriptions morphologiques ci-après correspondent à trois des principaux faciès observables.

- 1) Profil SND 4 à faciès argileux : Le profil SND 4 est situé à 4 km au sud-est du village d'Hangloa, sur la piste qui relie Mayanga à la route nationale N'Gaoundéré - Tignère. Le profil s'est développé, à 1.100 m d'altitude sur une coulée de basalte-andésite. Le centre d'émission situé au nord-est ne peut plus être localisé avec précision. La surface du sol ne montre aucune trace d'érosion; elle est couverte de très nombreuses déjections de vers de terre, ce qui dénote une activité intense de la microfaune du sol. La description correspond à l'aspect offert en début de saison des pluies.

0 - 20 cm : Brun-rouge à brun-rouge foncé à sec (2,5 YR A 3/4 à 4/4), de texture argileuse avec une bonne teneur en matière organique et de nombreuses racines de graminées. La structure est fragmentaire polyédrique à grumelleuse de faible cohésion se débitant en grumeaux de 0,1 à 3 cm de diamètre. L'horizon est frais et la terre faiblement plastique. La porosité est forte.

20 - 70 cm : Horizon de transition entre A et B, qui présente toutes les caractéristiques de l'horizon B, mais montre une teneur en matière organique progressivement décroissante vers le bas. La couleur à sec est rouge foncé (10 R 4/6); la texture franchement argileuse. La quantité de racines diminue par rapport à A. La structure reste fragmentaire, elle présente

une cohésion légèrement plus élevée qu'en A mais malgré tout, faible. La terre est faiblement plastique; malgré la forte teneur en argile la porosité reste excellente.

- 70 - 450 cm : Rouge à rouge foncé (10 R 4/6 à 3/6) argileux,
B₂ OX sans matière organique, sans éléments grossiers et sans concrétions. La structure reste fragmentaire, à cohésion moyenne, et la terre est plastique entre les doigts. Malgré son épaisseur et sa texture lourde cet horizon garde une porosité convenable.
- 400 - 600 cm : Horizon de transition entre B et C dans lequel la
BC couleur passe progressivement du rouge foncé (10 R 3/4 à 3/6) au gris bleuâtre (5 B 6/1 à 5/1). Dans les parties gris bleuâtres, on reconnaît la structure originelle de la roche. La texture reste argileuse, la cohésion est plus forte que dans l'horizon B et corrélativement la porosité diminue légèrement.
- 600 cm et plus : Horizon de roche entièrement argilisée, massif, à
C structure conservée de teinte gris bleuâtre (5 B 6/1 à 5/1). A huit mètres de profondeur, la roche intacte n'a pas été atteinte. Mais elle a été prélevée latéralement dans la vallée d'un affluent du mayo Rô qui attaque à cet endroit vigoureusement le haut plateau. C'est un basalte à grands cristaux d'olivine.

- 2) Profil SND 23 à horizon gravillonnaire peu important: Ce faciès peut s'observer à 22 km au sud-est de N'Gaoundéré sur la route nationale N'Gaoundéré - Meïganga, entre les villages de Djouroum et Oumaroumakan. Une chaîne de cinq profils disposés depuis le sommet

d'une colline jusqu'au fond du thalweg a été étudiée. L'altitude du lieu est de 1.100 mètres. Comme pour le profil précédent aucune érosion spectaculaire de surface n'est visible et l'activité des vers de terre est tout aussi intense, des termitières champignon se rencontrent sur tout le flanc de la côte. En surface du sol, on n'observe ni microrelief, ni gravillon. La description ci-après correspond à l'aspect en saison des pluies.

- 0 - 15 cm : Horizon rouge très foncé (10 R 3/2 à 3/3) de texture
A argileuse, assez riche en matière organique et en racines de graminées. La structure est fragmentaire, polyédrique à grumeleuse, de cohésion moyenne, se débitant en morceau de 0,5 à 10 cm de diamètre. L'horizon est frais à humide mais non suintant, et la terre plastique. La porosité est bonne.
- 15 - 60 cm : Horizon de transition, qui se distingue de l'horizon
B₁ OX de surface par sa teneur en matière organique plus faible régulièrement décroissante de haut en bas; sa forte teneur en argile le rapproche déjà de l'horizon B. La couleur est rouge très foncé à rouge foncé (10 R 3/4 à 3/6). Les racines sont encore abondantes. La structure est fragmentaire de type polyédrique, la cohésion des agrégats est plus faible que dans l'horizon de surface. Comme dans l'horizon précédent la terre est fraîche à humide, plastique et présente une bonne porosité.
- 60 - 235 cm : Argileux, faiblement organique de couleur rouge
B₂ OX foncé (10 R 3/6). La structure est fragmentaire, polyédrique comme dans l'horizon précédent, mais la cohésion des agrégats est un peu plus élevée. La terre reste fraîche à humide, plastique et garde malgré la forte teneur en argile une bonne porosité.

- 235 - 255 cm : Mince horizon d'accumulation de gravillons. Les
 B₃ OX cn concrétions forment moins de 30 % de l'horizon, la plupart sont rondes à ovoïdes de 0,5 à 2 cm de diamètre, leur teinte est rouge foncé (10 R 3/6). Parmi les gravillons on rencontre quelques rares débris de quartz, très fortement imprégnés d'oxydes de fer, et de nombreux grains de magnétite d'1 mm à 1cm.
- 255 - 350 cm : Partie inférieure de la zone d'accumulation des
 B₄ OX sesquioxides. Cet horizon ressemble beaucoup à B₂OX; il n'en diffère que par une porosité légèrement moindre.
- 350 - 470 cm : Zone de transition entre B et C dans lequel le ba-
 B C salte argilisé à structure conservée apparaît et augmente progressivement vers la base. En même temps, les teintes passent du rouge foncé (10 R 3/6 au gris-bleuâtre (5 B 5/1 à 6/1), en passant par le gris-brun clair (10 YR 7/2) et le brun pâle (10 YR 6/3). Le changement de couleur est rarement progressif; le plus souvent des poches pénètrent profondément dans la masse bleuâtre. Simultanément, la texture devient moins argileuse, plus limoneuse. En même temps que le basalte argilisé apparaît, la cohésion augmente et la macroporosité baisse.
- 470 - 900 cm : Horizon de roche entièrement altérée en argile
 CG mais à structure conservée, de couleur gris-bleuâtre (5 B 6/1 à 5/1).
- Vers 900 cm : on commence à trouver des rognons de roche solide il s'agit d'un basalte à grands cristaux d'olivine.

3) Profil SND 11 à faciès gravillonnaire : Ce profil est situé à 28 km au nord de N'gaoundéré à un points les plus élevés du

l'Adamaoua (1.485 m) entre le village de Moungei et le Hosseré Djaral (1) Comme pour les deux profils précédents la surface du sol ne montre aucune érosion spectaculaire. L'activité des vers est intense, si on en juge par l'abondance de leurs déjections en surface du sol. Les termitières sont plus rares que pour les deux profils précédents. La description qui suit donne l'aspect du profil en saison des pluies.

0 - 20 cm : Horizon bien humifère, brun-rouge foncé (2,5 YR 3/4)
 A riche en racines de graminées. La texture est argileuse et la structure fragmentaire de type polyédrique à grumelleuse de cohésion moyenne. L'horizon est frais et la terre faiblement plastique entre les doigts; la porosité est bonne.

20 - 90 cm : Horizon de transition, à teneur en matière organique plus faible que l'horizon de surface régulièrement décroissante de haut en bas; il se rapproche de l'horizon B par sa teneur élevée en argile. Les racines sont encore nombreuses, la couleur est rouge assez sombre (10 R 3/6 à 10 R 4/4). La structure est fragmentaire de type polyédrique, la cohésion des agrégats diminue vers la base de l'horizon. Comme en A la terre est fraîche, faiblement plastique et présente une bonne porosité.

90 - 180 cm : Argileux, de couleur rouge foncé (2,5 YR 3/6), sans
 B₁ OX matière organique. Les caractéristiques de structure, d'humidité et de perméabilité sont celles de l'horizon précédent.

180 - 330 cm : Horizon à concrétions qui débute vers 1,80 m. La
 B₂ OX, cn densité des gravillons augmente progressivement, atteint son maximum (40 %) vers 2,3 mètres et diminue ensuite. Les gravillons sont ronds à ovoïdes,

(1) Terme Foulbé qui signifie : colline ou Mont.

de dureté faible et de teinte rouge-rouille; leur plus grande fréquence de taille se situe entre 2 .. et 8 mm. La base de l'horizon est plus humide et de porosité plus faible.

- 330 - 400 cm : Zone de transition entre B et C de teinte générale
B C rouge foncé (2,5 YR 3/6) et de texture argileuse. Vers la base, apparaissent des débris de basalte argilisé à structure conservée dont la couleur varie du rouge-verdâtre au bleuâtre. L'horizon ne présente qu'une faible porosité; il est humide et plastique.
- 400 - 550 cm : Horizon d'altération dans lequel le basalte à struc-
C ture conservée, entièrement argilisé, augmente progressivement vers la base. La teinte du basalte argilisé est rouge, verte ou bleuâtre; les changements de couleur sont rapides; la texture du basalte argilisé est limoneuse. Vers 5,50 mètres on rencontre des boules contenant un noyau de basalte peu altéré; les pellicules d'altération, concentriques, entourant ces noyaux sont gris-bleuâtres.

L'examen des profils observés appelle les remarques suivantes : Les profils sont épais de type A, B CX, BC et C avec un horizon A humifère, un horizon B souvent concrétionné et un horizon C d'altération.

- L'horizon A est caractérisé par une teneur relativement forte en matière organique intimement mélangée à la fraction minérale du sol et par sa structure grumeleuse.
- L'horizon de transition B₁ OX, épais de 40 à 70 cm présente les caractères dominants d'un horizon B; il est défini par la décroissance régulière du taux de matière organique.

- L'ensemble des horizons B est caractérisé par son épaisseur (supérieure à 4 mètres), par une concentration en argile (B, OX) ou en concentration (B, OX, cn) et par sa teinte foncée dans les planches 2,5 YR et 10 R. La structure est le plus souvent faiblement développée, de type polyédrique; l'architecture de la roche n'y est jamais conservée.
- L'horizon de transition B C est caractérisé par l'apparition progressive d'éléments de roche altérée à structure conservée, de teintes gris-bleuté. La texture devient moins argileuse.
- L'horizon C est souvent épais, la roche-mère est entièrement altérée mais sa structure est reconnaissable; les teintes gris bleutées dominent et indiquent la généralisation des conditions réductrices.

b) Caractéristiques physiques et chimiques :

- 1) Granulométrie : Il s'agit de sols lourds. La teneur en éléments inférieurs à 2 se situe autour de 50 % dans les horizons A, entre 60 et 85 % dans les horizons B et B C et entre 30 et 20 % en C. La teneur en limon présente corrélativement un minimum (8 à 18 %) dans les horizons B, contre 15 à 20 % en A et 20 à 30 % en C. Dans les horizons d'altération, on trouve à l'analyse mécanique 40 à 45 % de "sables". Ces sables examinés au microscope et étudiés aux rayons X se montrent constitués pour moitié de minéraux argileux et se présentent sous forme de grains durs de 50 à 2 000 , translucides et blanchâtres. Ils résistent parfaitement au traitement de l'analyse mécanique et ne sont dispersables que par une agitation prolongée aux ultrasons. Les résultats fournis par l'analyse granulométrique pour ces horizons sont en conséquence à interpréter avec prudence : pratiquement les minéraux argileux sont déjà présents en même quantité que dans les horizons B, les vrais sables sont rares et constitués essentiellement de

petits grains de quartz, de magnétite et d'anatase. Dans les horizons B, la teneur en argile peut laisser par suite de la présence des gravillons; l'analyse montre que ceux-ci contiennent, tout comme les sables de l'horizon d'altération, une proportion importante de phyllites.

- 2) Matières organiques : La matière organique décroît dans les profils de haut en bas : 4 à 6 % en surface, 2 à 3 % à 30 cm, 1 à 2 % à 60 cm et environ 1 % à 1 m de profondeur. Ces teneurs sont seulement moitié de celles qu'on observe sous les mêmes conditions climatiques, dans les sols jeunes à halloysite (8 à 9 %) (Sieffermann et Millot, 1968). Ceci peut s'expliquer en partie par une production moindre de matière végétale sur ces sols. Le rapport C/N de 13 à 15 en surface est assez élevé; il augmente généralement d'une à trois unités vers 30 cm et ensuite, retombe vers 60 cm de profondeur à une valeur proche de celle de la surface.

Des déterminations de composés humiques par la méthode Tiurin (modifié Duchaufour) ont été faites par Thomann sur cinq profils de ce type de sols. La figure n° 50 montre les concentrations des différentes fractions organiques dans la terre totale des profils SMD 23, 10 et 11.

Les dosages effectués permettent de donner les indications suivantes :

- La teneur en acides humiques gris varie dans l'horizon de surface entre 0,05 et 0,27 %; elle baisse rapidement avec la profondeur et devient pratiquement nulle vers 50 cm. Ils représentent 1,5 à 5 % de la matière organique totale de l'horizon de surface.
- Les acides humiques bruns représentent dans l'horizon de surface 0,25 à 0,80 % de la terre totale, leur taux décroît rapidement avec la profondeur, ils disparaissent entre 50 cm

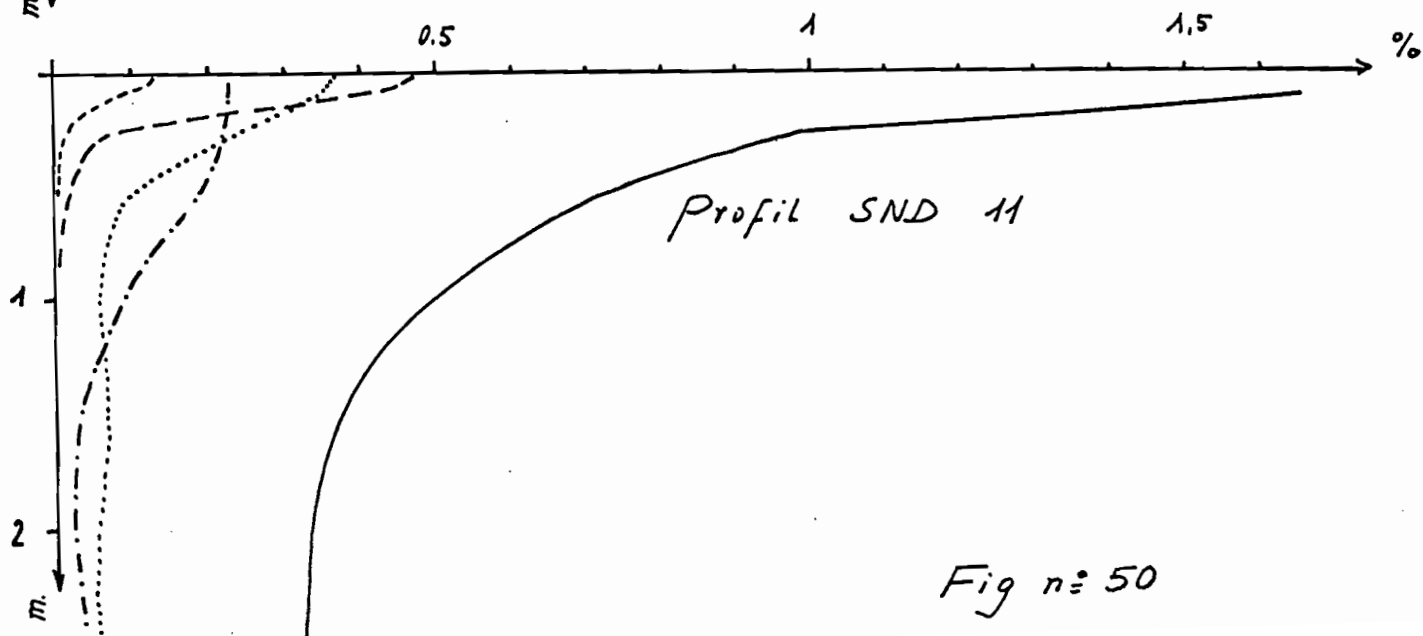
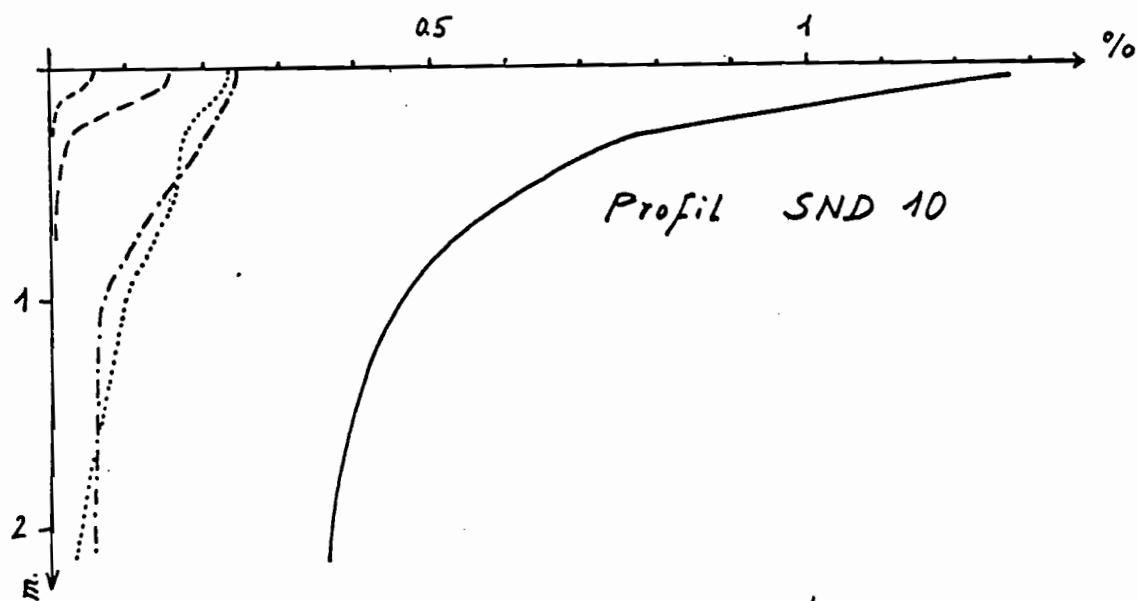
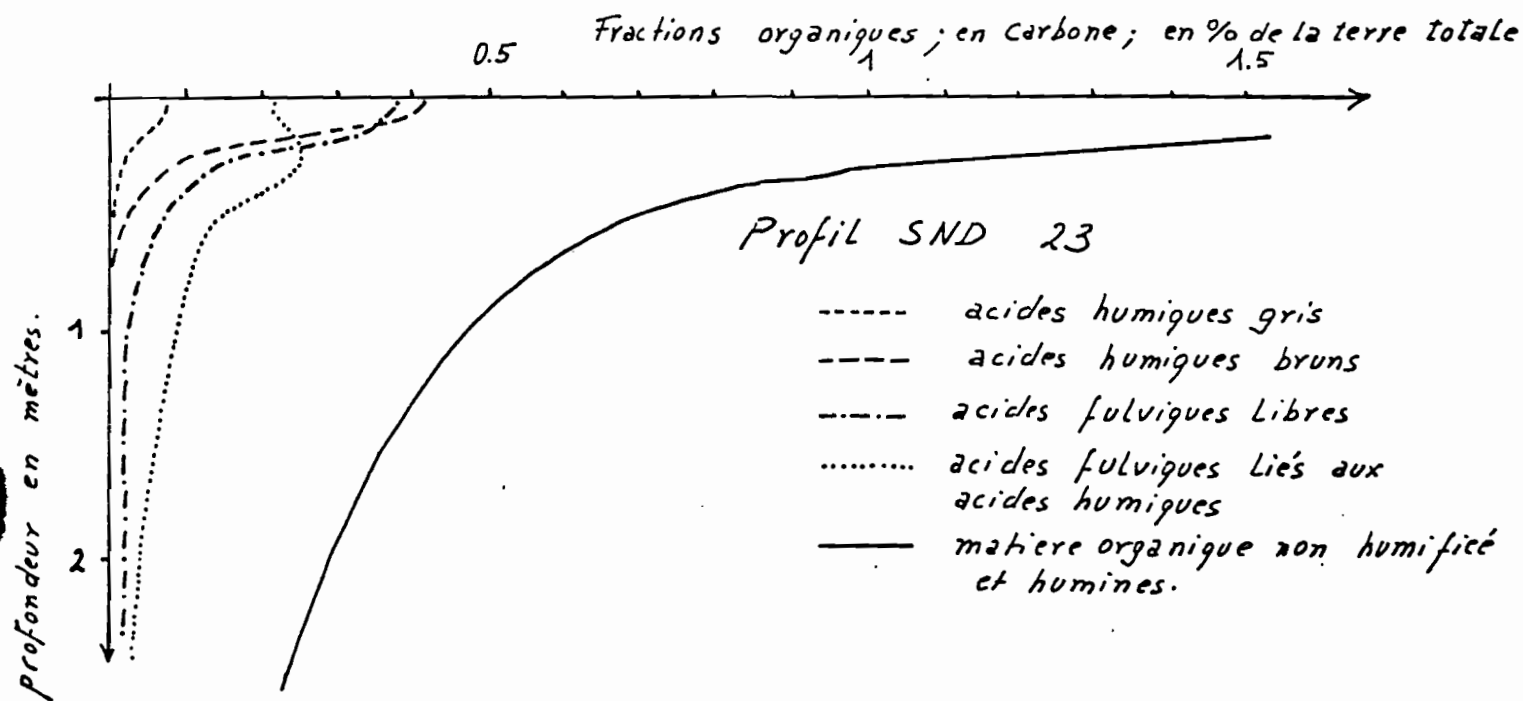


Fig n° 50

et 1 m de la surface. Ils constituent 8 à 16 % de la matière organique de l'horizon A.

- Les teneurs en acides fulviques sont plus élevées et ces acides ne disparaissent qu'entre 4 et 5 m. de profondeur : ils représentent dans l'horizon de surface 0,7 à 1,1 %; à 1 m de profondeur 0,17 à 0,32 % et à 2 m 0,13 à 0,2 % de la terre totale; ce qui représente 17 à 27 % de la matière organique totale.

3) pH de ces sols : Le pH se situe en surface entre 5,6' et 6; il augmente légèrement dans les horizons B (6,3 à 6,5) et ensuite décroît de BC en C : à la base des profils, très près de la roche en voie d'altération, on note des pH de 4,8 à 4,2.

4) Etude du complexe absorbant : (Tableau n° 13)

- La capacité d'échange de la terre fine est faible : elle se situe entre 20 et 15 méq. % dans l'horizon A, entre 10 et 5 méq. % en B et entre 8 et 13 méq. % en C.
- La valeur moyenne de la somme des bases échangeables oscille en surface entre 11 et 3 méq. %, entre 3 et 0,5 méq. % dans les horizons B, et entre 0,5 et 5 méq. % dans l'horizon C. Ces valeurs sont très faibles; surtout en B et en C; 3 méq. % ne représentent, exprimés en CaO, que 0,07%. Ces bases échangeables sont essentiellement constituées par 2/3 de calcium et 1/3 de magnésium. Les teneurs en potassium ne dépassent pas 0,5 méq. % en surface, (soit 0,025 % K_2O) et oscillent en B et en C autour de 0,07 méq. % (0,003 % K_2O). Les teneurs en sodium échangeable sont tout a fait insignifiantes, partout inférieures à 0,003 % Na_2O .

TABLEAU N° 13

| | Ech. n° | Horizons | prof. cm. | meq % | | | | S | T | S/T% | pH |
|---------------|----------|----------------------|--------------|------------------|------------------|----------------|-----------------|-----|------|------|-----|
| | | | | Ca ⁺⁺ | Mg ⁺⁺ | K ⁺ | Na ⁺ | | | | |
| profil SND 23 | SND 231 | A | 5 | 5.5 | 2.2 | 0.5 | 0.01 | 8.2 | 15.9 | 51 | 6.3 |
| | " 232 | B ₁ ox | 25 | 0.8 | 0.3 | 0.2 | 0.01 | 1.3 | 9.2 | 14 | 5.9 |
| | " 233 | " | 55 | 0.3 | 0.3 | 0.1 | 0.01 | 1.1 | 7.5 | 15 | 5.6 |
| | " 234 | B ₂ ox | 105 | 0.2 | 0.1 | 0.1 | 0.01 | 0.6 | 6.0 | 9 | 6.4 |
| | " 235 | " | 200 | 0.2 | 0.1 | 0.1 | 0.01 | 0.4 | 6.0 | 7 | 5.6 |
| | " 236 | B ₃ ox ch | 240 | 0.7 | 0.3 | 0.1 | 0.01 | 1.0 | 6.1 | 17 | 5.8 |
| | " 237 | B ₄ ox | 310 | 0.7 | 0.3 | 0.1 | 0.01 | 1.0 | 6.0 | 16 | 5.7 |
| | " 238 | BC | 360 | 0.7 | 0.3 | 0.1 | 0.01 | 1.1 | 7.1 | 16 | 5.9 |
| | " 239 | " | 470 | 0.6 | 0.2 | 0.1 | 0.01 | 0.9 | 7.6 | 11 | 6.1 |
| | " 239/1 | CG | 600 | 0.8 | 0.2 | 0.1 | 0.01 | 1.2 | 8.7 | 13 | 5.8 |
| | " 239/2 | " | 770 | 1.8 | 0.2 | 0.2 | 0.10 | 2.4 | 9.9 | 23 | 5.7 |
| profil SND 10 | SND 101 | A | 5 | 1.5 | 0.7 | 0.4 | 0.01 | 2.5 | 14.2 | 17 | 5.7 |
| | " 102 | B ₁ ox | 15 | 0.6 | 0.3 | 0.1 | 0.01 | 1.0 | 10.9 | 9 | 5.5 |
| | " 103 | " | 55 | 0.7 | 0.4 | 0.1 | 0.01 | 1.2 | 9.9 | 12 | 5.3 |
| | " 104 | B ₂ ox ch | 100 | 0.5 | 0.2 | 0.1 | 0.01 | 0.8 | 9.1 | 8 | 6.0 |
| | " 105 | " | 205 | 0.7 | 0.1 | 0.1 | 0.01 | 0.9 | 7.9 | 11 | 6.4 |
| | " 107 | B ₃ ox | 345 | 1.6 | 1.0 | 0.1 | 0.18 | 2.9 | 8.4 | 35 | 5.4 |
| | " 109/1 | " | 410 | 1.8 | 1.0 | 0.1 | 0.17 | 3.1 | 9.3 | 35 | 5.4 |
| | " 109/4 | " | 580 | 2.1 | 1.5 | 0.1 | 0.09 | 3.8 | 10.5 | 36 | 5.1 |
| | " 109/7 | BC | 580 | 2.1 | 2.1 | 0.1 | 0.12 | 4.4 | 11.4 | 39 | 5.0 |
| | " 109/10 | CG | 665 | 2.4 | 2.4 | 0.1 | 0.15 | 5.1 | 10.4 | 49 | 4.9 |
| profil SND 4 | SND 41 | A | 10 | 4.0 | 2.8 | 0.6 | 0.01 | 7.4 | 75.3 | 48 | 6.1 |
| | " 42 | B ₁ ox | 30 | 0.5 | 0.2 | 0.2 | 0.01 | 0.8 | 9.1 | 5 | 5.2 |
| | " 43 | " | 65 | 0.3 | 0.3 | 0.1 | 0.01 | 0.7 | 7.7 | 9 | 5.5 |
| | " 44 | B ₂ ox | 105 | 0.3 | 0.2 | 0.1 | 0.01 | 0.6 | 7.9 | 7 | 5.5 |
| | " 45 | " | 205 | 0.2 | 0.3 | 0.1 | 0.01 | 0.6 | 6.3 | 8 | 6.3 |
| | " 46 | " | 320 | 0.2 | 0.1 | 0.1 | 0.01 | 0.4 | 4.5 | 8 | 6.5 |
| | " 47 | " | 355 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.01 | 0.3 | 5.1 | 6 | 6.5 |

REPARTITION ET SOMME (S) DES BASES ECHANGEABLES.
CAPACITE D'ECHANGE (T), TAUX DE SATURATION (S/T) ET pH.

- Le degré de saturation du complexe absorbant se situe entre 50 et 15 % en surface ; il baisse ensuite dans les horizons B à des valeurs entre 10 et 6 % et ne remonte que faiblement en C (20 à 40 %)

5) Réserves minérales : Les réserves minérales en alcalins et alcalino-terreux sont faibles et reflètent la longue histoire qu'ont subie ces sols sous des climats lessivants. Les moyennes ci-dessous ont été établies à partir de dix profils pour les divers horizons.

| Horizons | A | B ₁ | B ₂ - B ₄ | BC | C |
|-------------------------|------|----------------|---------------------------------|------|-------|
| Ca ⁺⁺ méq. % | 9,5 | 7 | 7 | 6 | 7 |
| CaO % | 0,27 | 0,195 | 0,195 | 0,17 | 0,195 |
| Mg ⁺⁺ méq. % | 6,3 | 5,8 | 5,1 | 9 | 12,5 |
| MgO % | 0,13 | 0,12 | 0,10 | 0,18 | 0,25 |

Les éléments alcalins sont encore plus lessivés que les alcalino-terreux : le potassium oscille en surface entre 0,05 et 0,02 % K₂O et en profondeur entre 0,02 et 0,01 % K₂O ; les teneurs en sodium sont partout inférieures à 0,03% Na₂O.

Le phosphore total est variable ; généralement compris entre 0,8 et 1,5 ‰. Dans presque tous les cas il est plus élevé dans l'horizon de surface : la moitié des profils montrent en A des teneurs de 3 à 5 ‰ de P₂O₅.

c) Etude de la fraction argileuse :

- 1) Analyses chimiques : Les tableaux n° 14 et 15 groupent des analyses de fractions inférieures à 2 microns, terres totales et roches-mères de quelques profils (SND 23, 11, 4 et 26). Ces tableaux permettent les remarques suivantes :

en % d'échantillon sèche a 110°

| Ech n° | Horizons | Prof cm. | Nature | | | | | | | | | | | | | | PERTE 20-110° | rapp molec. $\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$ |
|---------|------------------|----------|--------|------------------|--------------------------------|------|------|--------------------------------|--------------------------------|------------------|-------------------|------------------|-------------------------------|----------------|--------------------|-------|------------------|--|
| | | | | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | MgO | CaO | Fe ₂ O ₃ | Mn ₂ O ₄ | TiO ₂ | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | Mat. Organ. | PERTE 110/1000° | Σ | | |
| SND 231 | A | 5 | T.T. | 29.4 | 26.7 | 0.6 | <0.2 | 21.6 | 0.19 | 4.1 | <0.03 | 0.1 | 0.25 | 5.4 | 11.7 | 100.0 | 8.8 | |
| " 232 | B _{10x} | 25 | " | 28.2 | 29.2 | 0.5 | " | 21.9 | 0.16 | 4.2 | " | 0.05 | 0.20 | 2.8 | 12.9 | 100.1 | 8.5 | |
| " 233 | " | 55 | " | 22.8 | 29.6 | 0.6 | " | 22.7 | 0.16 | 4.3 | " | " | 0.20 | 1.5 | 13.0 | 99.9 | 11.6 | |
| " 234 | B _{20x} | 105 | " | 26.8 | 28.9 | 0.5 | " | 23.7 | 0.16 | 4.0 | " | " | 0.20 | 0.7 | 14.9 | 99.9 | 16.7 | |
| " 235 | " | 200 | " | 26.7 | 28.3 | 0.4 | " | 23.6 | 0.18 | 4.5 | " | " | 0.15 | 0.5 | 13.8 | 98.2 | 17.4 | |
| " 236 | B _{30x} | 240 | " | 26.2 | 30.0 | 0.5 | " | 22.8 | 0.16 | 4.2 | " | " | 0.16 | 0.3 | 13.9 | 98.3 | 7.6 | |
| " 237 | B _{40x} | 310 | " | 27.4 | 29.6 | 0.5 | " | 24.4 | 0.21 | 4.7 | " | " | 0.17 | 0.1 | 13.2 | 100.3 | 7.6 | |
| " 238 | BC | 360 | " | 29.3 | 28.4 | 0.5 | " | 23.6 | 0.22 | 4.7 | " | " | 0.25 | 0 | 12.5 | 99.5 | 8.6 | |
| " 239 | " | 470 | " | 30.1 | 27.4 | 0.6 | " | 24.3 | 0.24 | 5.0 | " | 0.1 | 0.28 | 0 | 11.5 | 99.5 | 8.8 | |
| " 239/1 | " | 600 | " | 30.0 | 26.6 | 0.7 | 0.2 | 25.4 | 0.31 | 4.9 | 0.03 | 0.1 | 0.30 | 0 | 11.4 | 99.9 | 13.3 | |
| " 239/2 | CG | 770 | " | 31.2 | 27.1 | 0.7 | 0.2 | 25.3 | 0.33 | 5.0 | " | 0.1 | 0.30 | 0 | 11.2 | 101.5 | 13.5 | |
| " 239/3 | R | 950 | R | 45.7 | 11.8 | 15.2 | 8.65 | 11.9 | 0.20 | 2.4 | 1.6 | 1.2 | 0.50 | 0 | 0.7 | 99.8 | 0.3 | |

ANALYSE CHIMIQUE DE LA TERRE TOTALE DU PROFIL SND 23
Tableau n° 14.

| Ech n° | Horizons | prof. cm. | Nature | en % d'échantillon sèche a 110° | | | | | | | | | | | | | | PERTE 20-110° | vapp molec. SiO ₂ / Al ₂ O ₃ |
|---------|------------------|-----------|--------|---------------------------------|--------------------------------|------|------|--------------------------------|--------------------------------|------------------|-------------------|------------------|-------------------------------|----------------|---------------------|------|-----|------------------|--|
| | | | | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | MgO | CaO | Fe ₂ O ₃ | Mn ₃ O ₄ | TiO ₂ | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | Mat. Organ. | PERTE 110°/1000° | Σ | | | |
| SND 231 | A | 5 | < 2μ | 26.7 | 35.1 | 0.17 | <0.2 | 17.6 | 0.08 | 4.5 | <0.03 | 0.02 | 0.15 | | 15.6 | 99.9 | 2.7 | 1.3 | |
| " 232 | B _{10x} | 25 | " | 24.6 | 32.4 | 0.19 | " | 19.0 | 0.08 | 4.4 | " | " | 0.15 | | 17.4 | 98.3 | 2.9 | 1.3 | |
| " 233 | " | 55 | " | 23.4 | 34.1 | 0.18 | " | 18.0 | 0.07 | 4.6 | " | " | 0.15 | | 16.4 | 96.9 | 2.7 | 1.2 | |
| " 234 | B _{20x} | 105 | " | 22.0 | 34.0 | 0.16 | " | 20.1 | 0.09 | 3.6 | " | " | 0.15 | | 17.3 | 97.5 | 2.4 | 1.1 | |
| " 235 | " | 200 | " | 22.3 | 34.0 | 0.17 | " | 20.4 | 0.10 | 3.7 | " | " | 0.10 | | 16.1 | 96.8 | 2.8 | 1.1 | |
| " 236 | B _{30x} | 240 | " | 29.6 | 33.9 | 0.35 | " | 14.1 | 0.06 | 4.8 | " | " | 0.10 | | 15.8 | 98.7 | 2.7 | 1.5 | |
| " 237 | B _{40x} | 310 | " | 26.6 | 33.4 | 0.18 | " | 15.3 | 0.07 | 4.6 | " | " | 0.12 | | 16.0 | 96.3 | 2.9 | 1.4 | |
| " 238 | BC | 360 | " | 33.6 | 33.0 | 0.13 | " | 11.1 | 0.05 | 4.3 | " | " | 0.16 | | 15.3 | 97.7 | 3.4 | 1.7 | |
| " 239 | " | 470 | " | 34.9 | 33.0 | 0.13 | " | 11.6 | 0.08 | 4.1 | " | " | 0.20 | | 14.7 | 98.7 | 3.1 | 1.8 | |
| " 239/1 | " | 600 | " | 36.6 | 32.4 | 0.09 | " | 12.6 | 0.07 | 3.4 | " | " | 0.20 | | 14.0 | 99.4 | 4.9 | 1.9 | |
| " 239/2 | CG | 770 | " | 36.2 | 32.1 | 0.09 | " | 12.0 | 0.10 | 3.3 | " | " | 0.20 | | 14.0 | 98.0 | 4.4 | 1.9 | |
| " 239/3 | R | 950 | R | 45.7 | 11.8 | 15.2 | 8.7 | 11.9 | 0.20 | 2.4 | 1.6 | 1.2 | 0.50 | | 0.7 | 99.8 | | | |
| SND 112 | B _{10x} | 25 | < 2μ | 31.2 | 33.1 | 0.25 | <0.2 | 11.7 | 0.04 | 6.1 | <0.03 | 0.02 | 0.10 | | 16.5 | 99.0 | 2.7 | 1.6 | |
| " 116 | B _{30x} | 200 | " | 30.9 | 32.8 | 0.25 | " | 10.7 | 0.04 | 8.8 | " | " | 0.08 | | 14.7 | 98.3 | 2.5 | 1.6 | |
| " 119/1 | BC | 400 | " | 28.0 | 31.6 | 0.25 | " | 16.2 | 0.05 | 7.1 | " | " | 0.10 | | 14.9 | 98.2 | 2.7 | 1.5 | |
| " 119/3 | C | 550 | " | 37.6 | 33.9 | 0.29 | " | 6.7 | 0.09 | 1.0 | " | " | 0.15 | | 17.4 | 97.2 | 3.9 | 1.9 | |
| " 119/4 | R | 600 | R | 40.0 | 14.6 | 7.2 | 10.6 | 16.0 | 0.20 | 5.3 | 1.0 | 0.9 | 0.40 | | 3.7 | 99.9 | 3.8 | | |
| SND 43 | B _{10x} | 65 | < 2μ | 25.2 | 36.0 | 0.25 | <0.2 | 13.7 | 0.04 | 3.1 | <0.03 | 0.02 | 0.06 | | 18.8 | 97.2 | 2.4 | 1.2 | |
| " 45 | B _{20x} | 205 | " | 21.4 | 36.5 | 0.12 | " | 17.6 | 0.07 | 3.6 | " | " | 0.03 | | 17.9 | 97.3 | 2.1 | 1.0 | |
| SND 263 | B _{10x} | 55 | < 2μ | 23.4 | 33.0 | 0.19 | <0.2 | 19.5 | 0.08 | 3.5 | <0.03 | 0.02 | 0.10 | | 18.2 | 98.0 | 2.6 | 1.2 | |

COMPOSITION CHIMIQUE DES FRACTIONS INFÉRIEURES A 2 μ
DES PROFILS SND 23, 11, 4 ET 26.
TABLEAU N° 15.

- Dans la partie supérieure des profils (horizons A et B OX), les rapports moléculaires $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ des fractions inf. à 2 μ sont bas et oscillent souvent entre 1 et 1,5.
- A partir des horizons, où le basalte argilisé à structure conservée apparaît (horizon B C), ces rapports augmentent et tendent avec la profondeur vers 2.

Ces deux points laissent prévoir des minéraux argileux de la famille de la kaolinite à la base, et des mélanges de ces minéraux et d'alumine dans le haut des profils.

- A partir des horizons de roche entièrement altérée à structure conservée (horizons C et CG) la perte en eau de 20 à 110° passe de 3 à 5 %, et oriente vers la présence de minéraux hydratés (halloysite), ou de produits amorphes.
- Les teneurs en fer sont élevées, et souvent plus importantes dans les zones gris-bleuté des profils que dans les zones rouges supérieures. (Tableau n° 14)
- Les taux de TiO_2 des fractions inférieures à 2 microns sont élevés et se maintiennent souvent au long du profil au double de celui de la roche-mère.
- Les très faibles teneurs en CaO des analyses de terres totales montrent que les plagioclases sont déjà totalement détruits. Les teneurs en MgO de 0,4 à 0,7 %, principalement liées aux fractions supérieures à 2 microns, indiquent qu'il subsiste encore de petites quantités de minéraux ferro-magnésiens en cours d'altération.

2) Capacité d'échange de la fraction inférieure à 2 microns :

Pour les horizons A et BA, six déterminations donnent des valeurs comprises entre 3,4 et 5,5 méq. pour 100 g. d'extrait inférieur à 2 microns. Ces valeurs sont faibles si

on les compare à celles courantes de la kaolinite (7 à 15 méq. %). Une dizaine de mesures effectuées sur les horizons B se situent toutes entre 7,5 et 11 méq. % et pourraient correspondre à un minéral de type kaolinite. Pour les horizons C et CG trois mesures ont données 14, 17 et 20 méq. pour 100 g.; ces valeurs sont élevées vis-à-vis des valeurs courantes de la kaolinite et faibles comparées à l'halloysite (20 à 28 méq. %. Elles pourraient correspondre à un mélange. Ces valeurs sont plus faibles que celles mesurées sur les fractions inférieures à 2 microns des sols ferrallitiques faiblement désaturés (30 à 50 méq. %), et moyennement désaturés (20 à 25 méq. %)

- 3) Mesures de surfaces spécifiques : Quize mesures de surfaces spécifiques faites sur des fractions inférieures à 2 microns des profils SND 23, 18, 10, 5 et 4 montrent que celle-ci varie peu avec la profondeur : toutes se situent entre 55 et 85 m²/g. Ces surfaces relativement élevées et les faibles capacités d'échange nous permettent de conclure à des particules de petite taille. Une kaolinite à grands cristaux, comme celle de Zettlitz donne des surfaces de l'ordre de 30 m²/g.
- 4) Analyse thermique différentielle : Des analyses thermiques ont été effectuées sur cinq profils de ce groupe : SND 23, 11, 10, 5 et 4. La figure n° 51 groupe les courbes du profil 23 qui est bien représentatif.
 - Sur tous les échantillons, le crochet situé entre 550 et 600° et le crochet exothermique entre 920 et 980° indiquent un minéral de la famille de la kaolinite. L'examen de l'ensemble des diagrammes du profil laisse voir que ce minéral diminue quantitativement, dans la fraction argileuse vers le haut du sol.

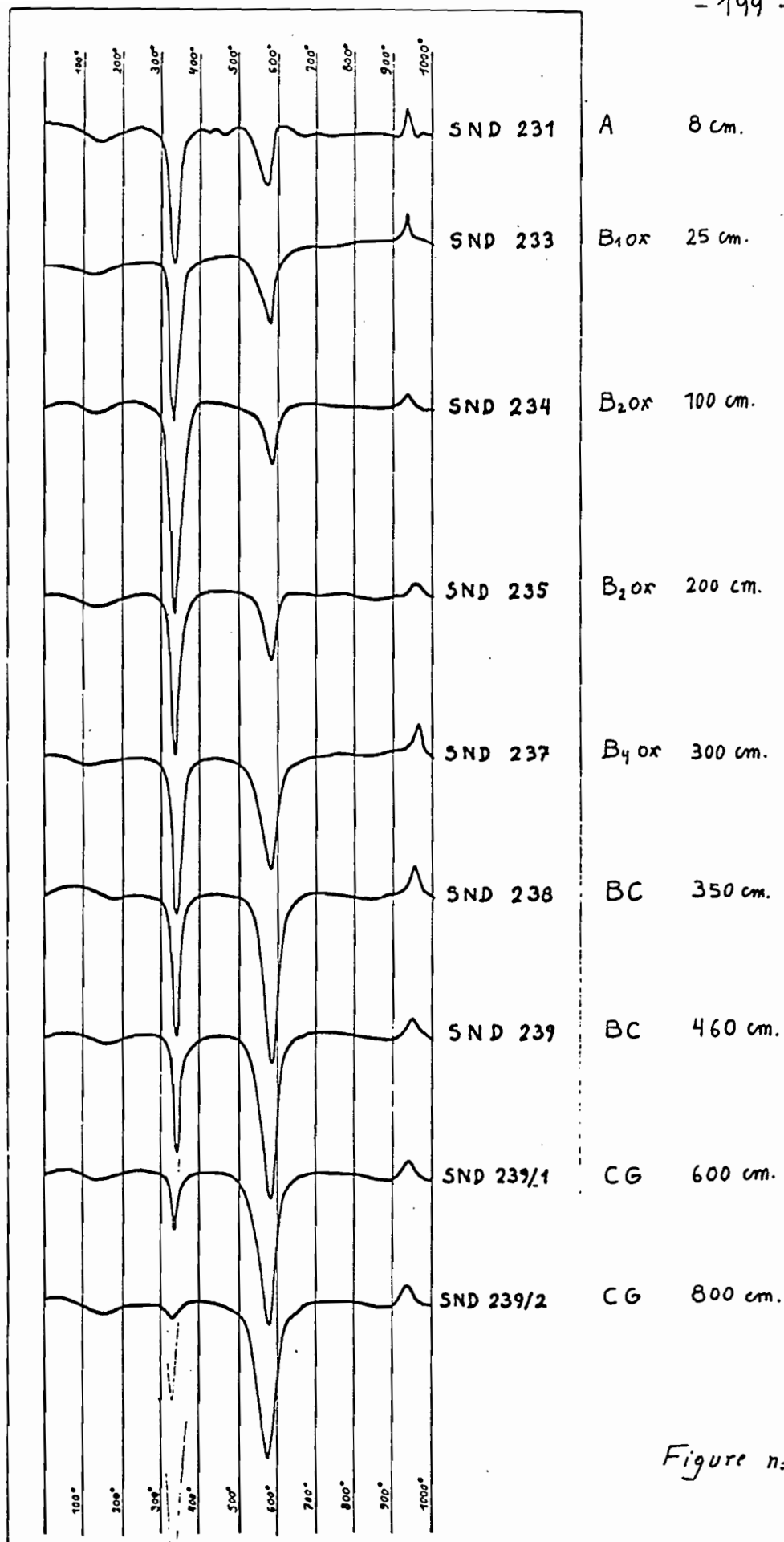


Figure n° 51

Courbes d'analyse thermogravimétrique du profil SND 23.
SUR Fraction inférieure - 2 microns

- La gibbsite, et accessoirement des hydrates de fer, sont responsables du pic endothermique entre 310 et 350°; la figure montre que celui-ci augmente vers le haut du profil et qu'il est pratiquement absent dans l'horizon CG.

L'absence de crochet endothermique vers 140° indique l'absence de substances amorphes fortement hydratées (allophanes)

- 5) Diffraction de rayons X : Quatre vingt échantillons des 11 profils cités ont été examinés par diffraction de rayons X, en dépôt orienté d'extrait inférieur à 2 microns; trente échantillons ont été examinés en poudre désorientée.

- Phyllites :

Dans la plupart des profils on observe dans les horizons isovolumes de profondeur simultanément de l'halloysite, de la métahalloysite et de la kaolinite désordonnée. L'halloysite est plus abondante dans les fractions supérieures à 2 microns de ces horizons (Tableau n° 17). Dans tous ces profils l'halloysite diminue vers le haut; elle disparaît dans les horizons rouges, et simultanément les teneurs en métahalloysite et en kaolinite désordonnée augmentent. Dans le haut des profils la teneur en kaolinite désordonnée est toujours supérieure à celle en métahalloysite.

Presque tous les profils montrent des quantités variables de minéraux qui donnent des raies de diffraction entre 12 et 15 Å. Ces phyllites ne gonflent pas au glycérolage et le chauffage de 5 heures à 490° les laisse soit indifférent ou provoque un léger affaissement vers 12 - 13 Å. Généralement leur taux se maintient constant, d'un horizon à l'autre, dans un profil donné; parfois même on note une augmentation quantitative vers les horizons de surface. Leur analyse chimique est actuellement impossible, car il est impossible de les séparer des autres minéraux argileux.

Composition minéralogique de la fraction inférieure à 2 microns du profil SND 23

| HORIZON | N° Echantillon | prof en cm. | COMPOSITION GLOBALE EN % (1) | | | | | | | | DETAIL DE LA FRACTION PHYLLITEUSE (2) | | | (3) |
|---------------------|-------------------|-------------------|------------------------------|------|--------|-------|-------|------|--------|------------------|--|--------|-------|-----|
| | | | PHYL. | GIB. | Al am. | MAGN. | MAGH. | HEM. | Fe am. | TiO ₂ | HAL. | METAH. | KAOL. | |
| A | 231 | 8 | 57 | 13 | 4 | | | 9 | 9 | 4.5 | | 35 | 65 | 47 |
| B _{1ox} | 232 | 25 | 53 | 12 | 4 | | | 10 | 9 | 4.4 | | 40 | 60 | 70 |
| | 233 | 55 | 50 | 16 | 4 | | | 9 | 9 | 4.6 | | 40 | 60 | 69 |
| B _{2ox} | 234 | 100 | 47 | 17 | 4 | | | 9 | 11 | 3.6 | | 40 | 60 | 70 |
| | 235 | 200 | 48 | 17 | 4 | | | ←9→ | 11 | 3.7 | tr | 40 | 60 | 65 |
| B _{3ox} en | 236 | 250 | 64 | 9 | 3 | | | ←7→ | 7 | 4.8 | tr | 50 | 50 | 43 |
| B _{4ox} | 237 | 300 | 57 | 12 | 3 | | | ←8→ | 7 | 4.6 | tr | 50 | 50 | 67 |
| BC | 238 | 350 | 73 | 3 | 2.3 | | | ←7→ | 4 | 4.3 | 5 | 60 | 35 | 69 |
| | 239 | 460 | 75 | 2 | 2.0 | | | ←9→ | 3 | 4.1 | 5 | 70 | 25 | 70 |
| CG | 239/1 | 600 | 79 | tr | 1.5 | | | ←10→ | 3 | 3.4 | 10 | 80 | 10 | 66 |
| | 239/2 | 800 | 78 | 0 | 1.3 | | | ←9→ | 3 | 3.3 | 10 | 80 | 10 | 59 |

Tableau
n° 16

1. Proportions des différents constituants calculées d'après les analyses chimiques.
2. Proportions des minéraux phylliteux d'après les R.X. Elles sont chiffrées de 1 à 100 de façon que la somme soit égale à 100.
3. Teneur en % de la fraction inférieure à 2 μ dans la terre totale.

Abréviations : PHYL. : fraction phylliteuse. — GIB. : gibbsite. — Al.am. : alumine amorphe exprimée en Al₂O₃. — MAGN. : magnétite. — MAGH. : maghémite. — HEM. : hématite. — Fe.am. : fer amorphe exprimé en Fe₂O₃. — TiO₂ : anatase. — HAL. : halloysite. — METAH. : métahalloysite. — KAOL. : kaolinite désord. selon b.

Note : Ce tableau ne comprend pas Mn₂O₃, ni l'eau d'hydratation du fer et de l'alumine amorphe.

Composition minéralogique de la fraction supérieure à 2 microns du profil SND 23

| HORIZON | N° Echantillon | prof en cm. | COMPOSITION GLOBALE EN % (1) | | | | | | | | DETAIL DE LA FRACTION PHYLLITEUSE (2) | | | (3) |
|---------------------|-------------------|-------------------|------------------------------|-------|------|--------------------------------|------------------|--------------------------------|------|--|--|--------|-------|-----|
| | | | QUA. | PHYL. | GIB. | Fe ₂ O ₃ | TiO ₂ | Mn ₃ O ₄ | Pyr. | | HAL. | METAH. | KAOL. | |
| A | 231 | 8 | 20 | 26 | 17 | 25 | 3.9 | 0.3 | | | | 40 | 60 | 59 |
| B _{1ox} | 232 | 25 | 25 | 21 | 16 | 28 | 3.5 | 0.3 | | | | 40 | 60 | 30 |
| | 233 | 55 | 29 | 17 | 16 | 32 | 3.4 | 0.4 | | | | 40 | 60 | 31 |
| B _{2ox} | 234 | 100 | 31 | 16 | 14 | 31 | 4.7 | 0.4 | | | | 40 | 60 | 30 |
| | 235 | 200 | 29 | 13 | 18 | 30 | 6.0 | 0.3 | | | tr | 50 | 50 | 35 |
| B _{3ox} en | 236 | 250 | 12 | 25 | 26 | 30 | 3.8 | 0.2 | | | tr | 60 | 35 | 57 |
| B _{4ox} | 237 | 300 | 9 | 37 | 6 | 41 | 4.6 | 0.5 | | | 5 | 70 | 25 | 33 |
| BC | 238 | 350 | 2 | 32 | 4 | 51 | 5.3 | 0.6 | | | 10 | 80 | 10 | 31 |
| | 239 | 460 | 2 | 32 | tr | 54 | 6.8 | 0.6 | | | 20 | 70 | 10 | 30 |
| CG | 239/1 | 600 | 0.5 | 35 | 0 | 46 | 7.8 | 0.8 | | | 30 | 60 | 10 | 34 |
| | 239/2 | 800 | 0.5 | 47 | 0 | 44 | 7.2 | 0.6 | tr | | 30 | 60 | 10 | 41 |

Tableau
n° 17.

1. Proportions des différents constituants calculées d'après les analyses chimiques.
2. Proportions des minéraux phylliteux d'après les R.X. Elles sont chiffrées de 1 à 100 de façon que la somme soit égale à 100.
3. teneur en % de fraction supérieure à 2 μ dans la terre totale.

Abréviations : QUA. : quartz. — PHYL. : fraction phylliteuse. — GIB. : gibbsite et alumine amorphe exprimés en Al₂O₃ 3H₂O. — Fe₂O₃ : fer total exprimé en oxyde anhydre. — TiO₂ : anatase. — Mn₃O₄ : en oxyde anhydre. — HAL. : halloysite. — METAH. : métahalloysite. — KAOL. : kaolinite désord. selon b. — Pyr. : pyroxènes.

- Autres minéraux :

Hydroxydes d'aluminium : Dans dix des onze profils étudiés on trouve 10 à 30 % de gibbsite dans les horizons A et B. Seul le profil SND 10 situé en position de drainage médiocre, près de l'étang de N'Dang, ne montre que de faibles quantités de gibbsite, et dans le seul horizon A. Dans tous les cas, cette gibbsite s'observe aux rayons X aussi bien dans les fractions supérieures qu'inférieures à 2 microns.

Les horizons profonds sont presque tous exempts de gibbsite. La boehmite est rare et n'a été observée que dans le haut d'un seul profil (SND 3) en mélange avec de la gibbsite.

Hydroxydes et oxydes de fer : Dans la partie supérieure et moyenne des profils, on note une quantité importante d'hématite et de goethite; ces deux minéraux sont plus abondants dans les fractions supérieures à 2 microns de ces horizons. A la base des profils, la magnétite partiellement transformée en maghémite est très fréquente, parfois on observe de l'ilménite. Dans tous les profils la quantité de magnétite et de maghémite diminue vers le haut tandis que simultanément la teneur en hématite augmente. (Tableau n° 16).

Oxydes de titane : Tous les échantillons contiennent 3 à 8 % d'anatase. Généralement à la base des profils la fraction supérieure à 2 microns est plus riche en TiO_2 que l'inférieure à 2 microns; dans le haut des profils c'est l'inverse.

Quartz : De nombreuses roche-mères de ces sols se rapprochent des andésites et contiennent une petite quantité de quartz, comme les laves des profils SND 23 et 10; le quartz s'observe alors aux rayons X dès les horizons

d'altération profonds à structure conservée. Cependant tous les profils, sans exception, montrent dans leur partie supérieure, jusque vers 3 mètre de profondeur, une teneur en quartz de 6 à 10 %, souvent croissante vers le haut. Cet enrichissement en quartz des horizons supérieurs s'observe également dans les sols ferrallitiques faiblement et moyennement désaturés, même dans les profils situés sur les appareils d'émission ou tout apport latéral par mélange et remaniement peut-être exclu. L'origine la plus probable de ce quartz semble l'apport éolien, du cours des périodes arides du quaternaire.

Silicates primaires : Un des traits les plus caractéristiques de ces sols est l'absence, dans la quasi totalité du profil, de silicates alumineux et ferrifères primaires altérables. Seuls les horizons profonds à structure conservée montrent, et uniquement à leur base, de petites quantités de minéraux ferro-magnésiens en cours d'altération. Les feldspaths en cours d'hydrolyse ne s'observent qu'au contact presque direct de la roche-saine.

- 6) Produits amorphes : Les produits amorphes ont été dosés dans quatre extraits inférieurs à 2 microns du profil SND 23 par la méthode cinétique de Segalen. Les résultats obtenus sont figurés dans le tableau suivant :

| | | Oxyde de fer amorphe en % Fe_2O_3 anh. | Alumine amorphe en % Al_2O_3 anh. | SiO_2 amorphe |
|-----------|--------|--|--|---------------------------|
| SND 232 | 25 cm | 9 | 3 | 0 |
| SND 234 | 100 cm | 11 | 4 | 0 |
| SND 239 | 460 cm | 2,8 | 1,5 | 0 |
| SND 239/2 | 800 cm | 3,3 | 2,3 | 0 |

Des dosages effectués sur les diverses fractions granulométriques du même profil montrent que la teneur en produits amorphes double presque dans la fraction 20 à 200 μ , mais qu'elle est également exempte de silice amorphe.

Certains profils (SND 5) montrent des teneurs en fer amorphes total plus élevées : 15 % dans les horizons rouges supérieurs, 18 % dans les horizons C isovolumes gris-bleuâtre; mais l'alumine totale amorphe varie peu : 3,5 % dans le haut, 2 % à la base.

- 7) Composition minéralogique : Grâce à l'exploitation simultanée des diffractogrammes de rayons X, de l'analyse chimique, et des produits amorphes la composition minéralogique quantitative d'un profil bien représentatif de ce groupe SND 23, a pu être tentée. Les tableaux n° 16 et 17 donnent la composition quantitative des constituants de la fraction inférieure et supérieure à 2 microns de ce profil; seule l'évaluation des proportions des diverses phyllites est approximative.

L'examen de ce tableau montre :

- Dans les horizons BC et C la teneur totale en phyllites est de 67 %; la métahalloysite domine sur la kaolinite désordonnée et l'halloysite est présente. La gibbsite est absente. Dès l'horizon CG les feldspaths et minéraux alumineux de la roche mère ont déjà disparu.
- Dans les horizons A et B la teneur totale en phyllites baisse à 40 %. La kaolinite désordonnée suivant l'axe b domine sur la métahalloysite; l'halloysite a disparu. La gibbsite apparaît en quantité importante : 19 %.

Dans certains profils (SND 4 et 6) la teneur en gibbsite des horizons supérieurs atteint 28 et 30 %. Dans d'autres situés au bas de pentes, quelques pourcents seulement de

gibbsite s'observent, et uniquement dans les horizons A. (SND 10). Aucun profil ne montre de gibbsite dans les zones altérées, à structure conservée, gris-bleuâtre de profondeur, même en position d'excellent drainage.

- 8) Microscopie électronique : Pour préciser la morphologie des différents constituants des échantillons des zones caractéristiques des profils SND 23 et 4 ont été examinés au microscope électronique.

La base du profil SND 23 (Planche X photo 1 et 2; planche XI photo 3) nous montre :

- 1) des plaquettes hexagonales de 0,04 à 0,2 μ de kaolinite désordonnée, et de nombreuses formes tubulaires irrégulières et ouvertes deux à trois fois plus longues que larges qui correspondent à la métahalloysite. (photo N°1)
- 2) des formes glomérulaires d'halloysite de 0,1 à 0,4 μ environ de diamètre (photo n° 2)
- 3) des particules d'oxyde de titane de 0,2 à 2 μ , qui montrent la macle caractéristique de la Sagenite (photo n°3)

La partie supérieure des profils SND 23 et 4 (planche XI photo n° 4 et planche XII photo n° 5 et 6)

- 1) des plaquettes pseudohexagonales à hexagonales de 0,02 à 0,2 μ (photo n° 5 et 6) enrobées d'amas granulaires qui les cimentent plus ou moins, il est vraisemblable que ces amas granulaires correspondent à la gibbsite et aux hydrates de fer et d'alumine amorphes et les plaquettes à la kaolinite désordonnée.
- 2) la photographie n° 4 nous montre les formes tubulaires de la métahalloysite petite et corrodées entourées de masses irrégulières de produits amorphes.

Utilisation agricole : Les sols ferrallitiques désaturés sont des sols pauvres, peu cultivés. Leur utilisation agricole en saison des pluies nécessiterait rapidement des apports d'engrais organiques et chimiques. Prés des bas-fond suffisamment humides ils peuvent convenir à l'installation de cultures vivrières. Ce sont des sols à vocation essentiellement pastorale et forestière.

° °
°

LEGENDE DES PLANCHES X XI et XII

1. Echantillon SND 239/2 : Plaquettes hexagonales de kaolinite désordonnée selon b (K) et formes tubulaires éclatées de métahalloysite (mh) (cliché Yehl) (X 190.000)
2. Echantillon SND 239/2 : Formes glomérulaires d'halloysite (h) et formes tubulaires éclatées de métahalloysite (mh). (cliché Yehl)(X 90.000)
3. Echantillon SND 239 : Oxyde de titane montrant la macle de la sagenite (cliché Sieffermann)(X70.000)
4. Echantillon SND 234 : Formes tubulaires éclatées et corrodées de métahalloysite (mh). Amas de produits amorphes ferro-alumineux et paquet d'anatase altérée (A) (cliché Yehl) (X 110.000)
5. Echantillon SND 234 : Formes pseudohexagonales de kaolinite désordonnée selon b (K) et amas de produits amorphes ferriques et alumineux (am.) (cliché Eberhardt) (X 120.000)
6. Echantillon SND 43 : Formes pseudohexagonales de kaolinite désordonnée selon b (K) et produits amorphes ferriques et alumineux (am) (cliché Sieffermann) (X 112.000).

° °
°

PLANCHE X

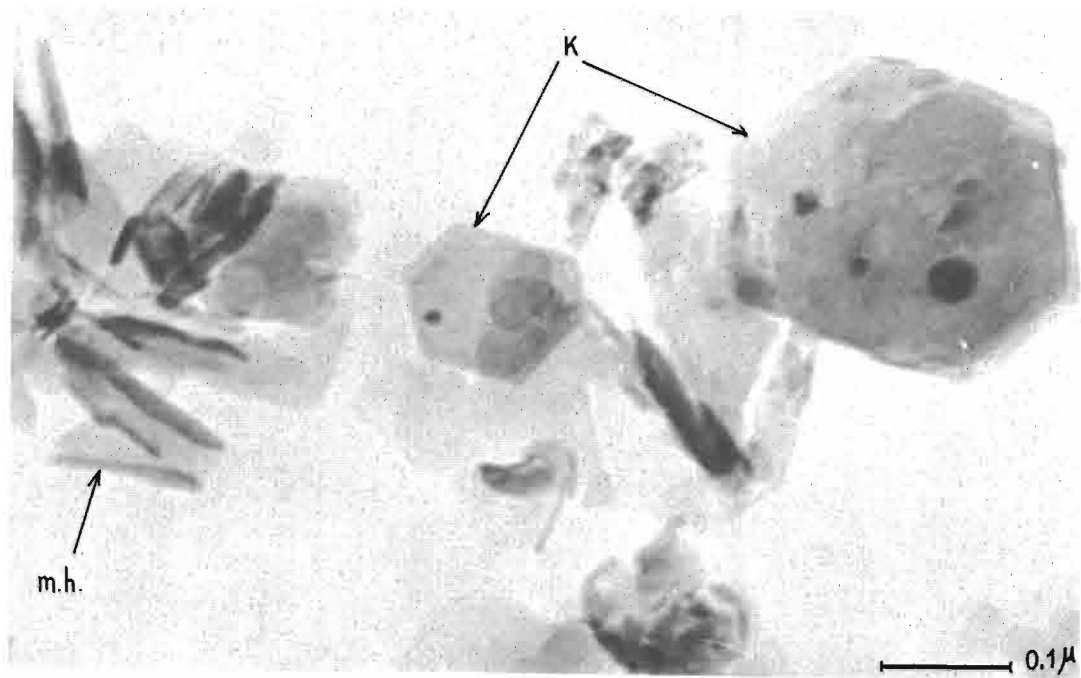


Photo 1

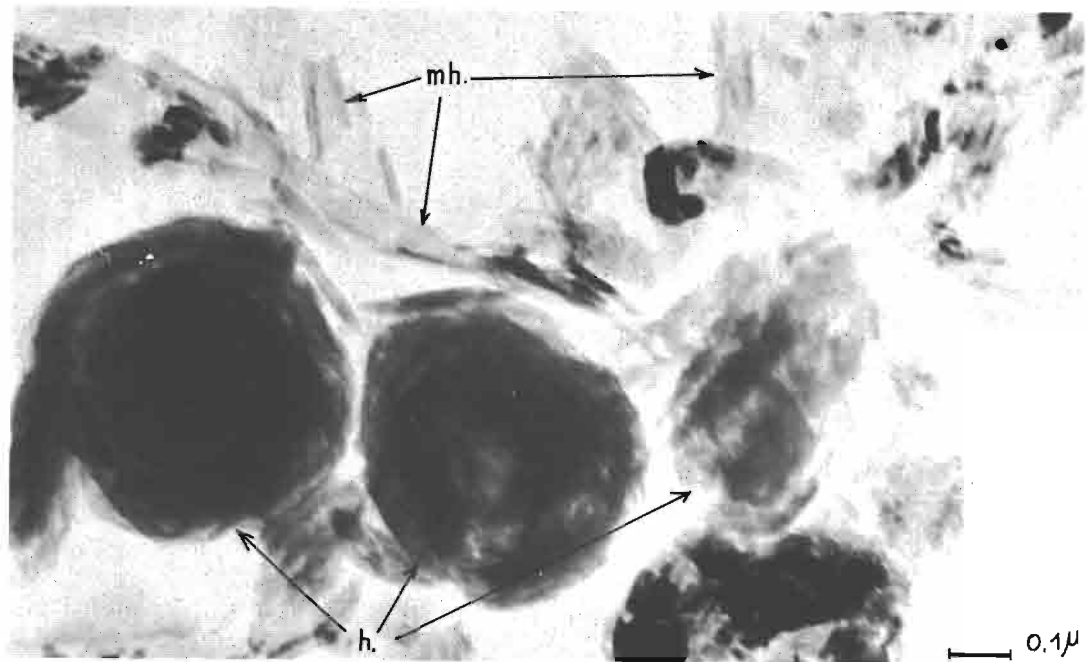


Photo 2

PLANCHE XI

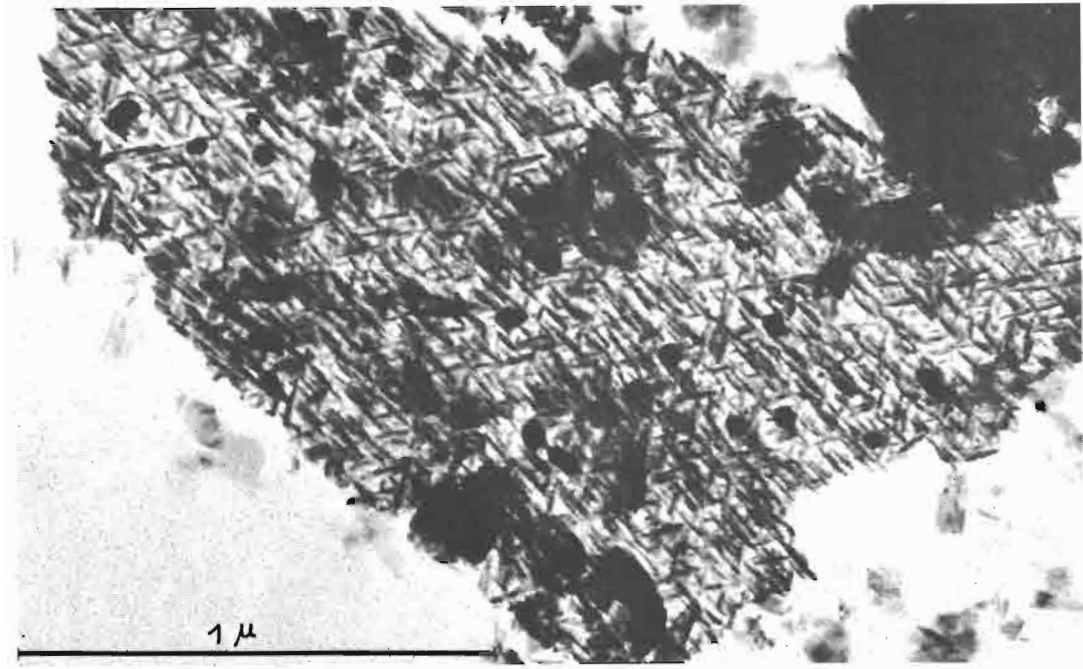


Photo 3

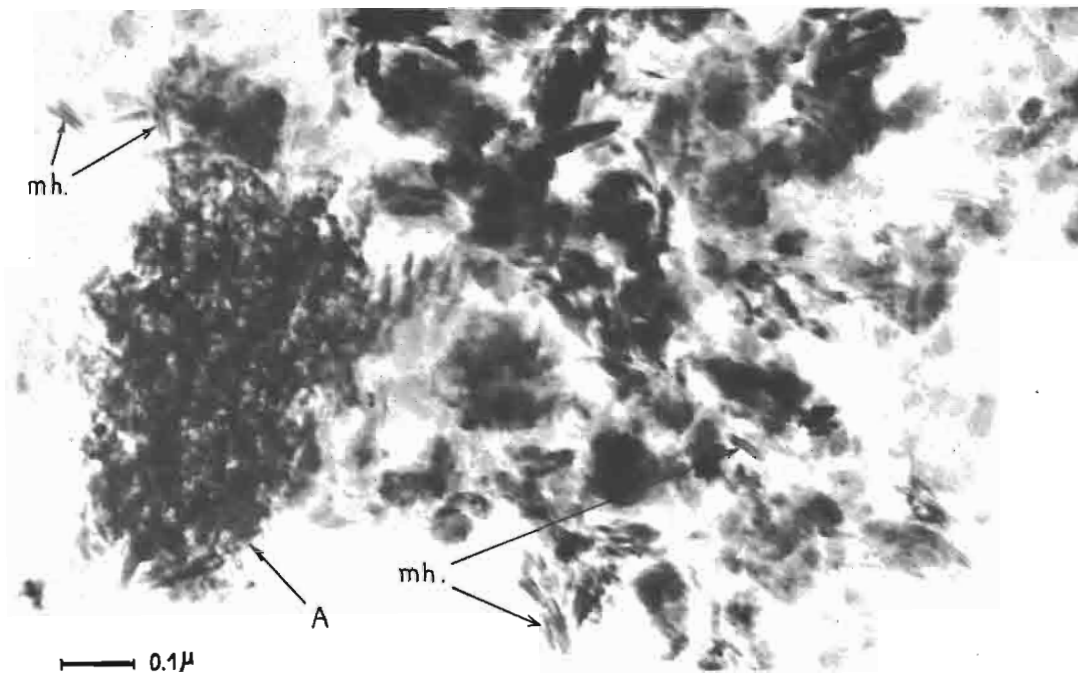


Photo 4

PLANCHE XII

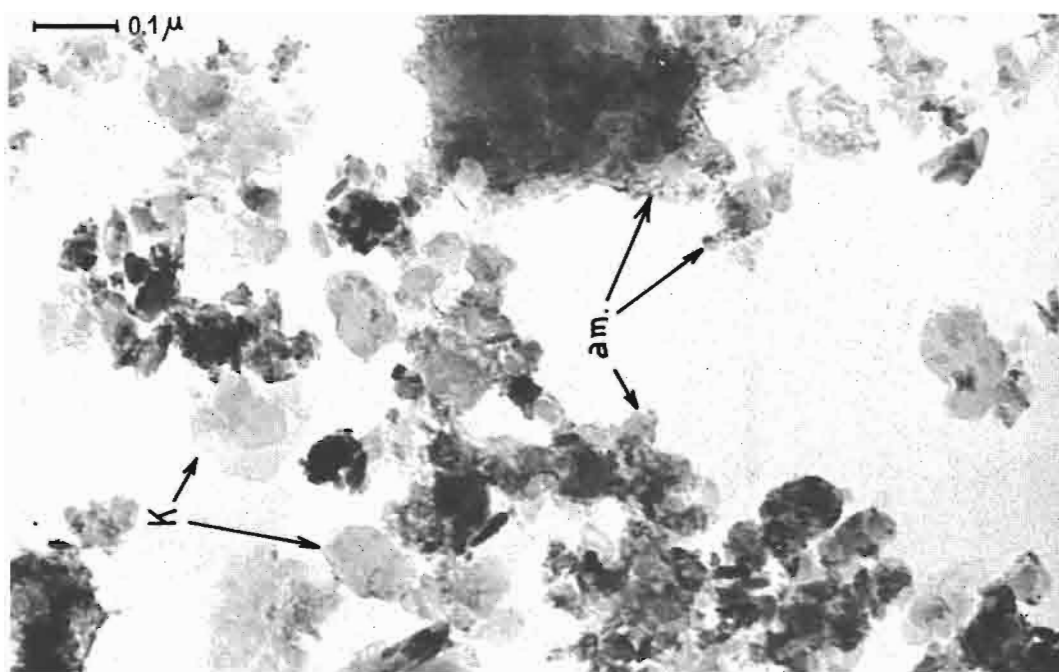


Photo 5

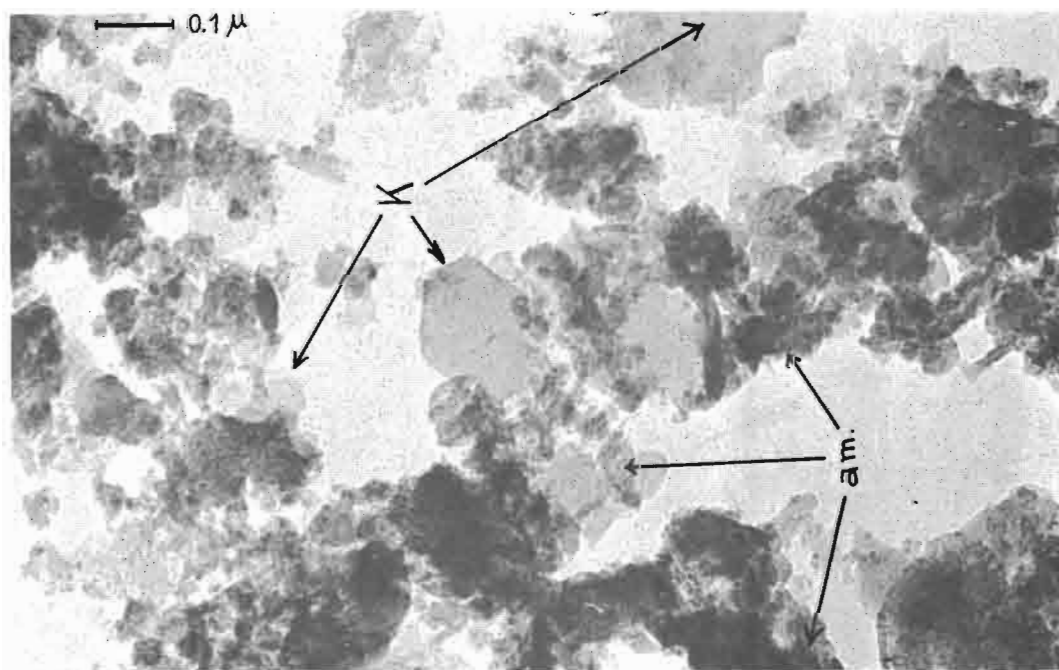


Photo 6

TROISIEME PARTIE

I. GENESE DES PRODUITS MINERAUX SECONDAIRES DANS LA ZONE EQUATORIALE . TRES HUMIDE.

A. Les allophanes.

a) Allophanes et pluviosité.

Il ressort des chapitres relatifs aux faits exposés qu'au Cameroun trois catégories de sols seulement contiennent des teneurs importantes en allophane dans leurs horizons. Ce sont, classés selon leur richesse en allophane décroissante : Les andosols de la zone équatoriale très pluvieuse, les andosols du Moungo et les sols bruns eutrophes tropicaux du Moungo. Si, en se référant au chapitre "climatologie", on classe ces trois catégories de sols selon la hauteur des précipitations qu'ils reçoivent on constate qu'elles se rangent dans le même ordre: les sols les plus riches en allophane sont aussi ceux qui reçoivent les plus fortes précipitations. Si enfin on les classe selon la durée de la saison sèche qu'ils subissent on trouve la même succession inversée : les sols les plus riches en allophane sont ceux qui subissent le moins de dessiccation.

Les relations étroites entre les sols à allophane et les conditions de forte humidité ont été observées par de nombreux auteurs dans diverses parties du monde : Tamura et Jackson (1953) décrivent des sols sur roches volcaniques, riches en produits amorphes, dans les zones les plus pluvieuses des îles Hawaii. Colmet-Daage et Cucalon (1965)(1968) signalent la décroissance des taux d'allophane dans les sols sur cendres andésitiques d'Equateur, quand on passe des zones humides aux zones à saison sèche. Fieldes écrit en 1966 que les conditions d'humidité permanente favorisent le maintien des allophanes. Alcayaza (1965) montre comme Colmet-Daage et Cucalon

qu'au Chili, l'augmentation de la teneur en allophane va de pair avec l'augmentation de la pluviosité. Au Japon, Wada et Aomine (1966) décrivent des altérations en allophan sous des conditions climatiques chaudes et humides. En Israël, Singer (1966) décrit le parallélisme entre l'augmentation de la pluviosité et celle de la teneur en produits amorphes silico-alumino-ferrugineux des sols sur basaltes. Enfin, White (1967) constate au contraire, au Soudan oriental, dans une zone à saison sèche importante, l'absence d'allophane; dans des sols formés sur des cendres volcaniques et de ce fait conforme la nécessité du facteur humidité au maintien de l'allophane. De toutes ces observations un fait essentiel se dégage; Le maintien de l'allophane est favorisé par un climat pluvieux à faible évaporation; l'allophane ne s'accumule que faiblement dans les régions à climat alternant, à longue saison sèche.

Dans le chapitre descriptif et analytique des andosols et des sols bruns entrophes tropicaux du Mounjo, qui subissent une saison sèche, j'ai montré que l'allophane était présente à la base des profils et diminuait quantitativement vers le haut. Cette variation verticale, dans les profils, de la teneur en allophane peut s'expliquer, comme dans la séquence géographique précédente, par l'importance respective de l'humidité et de la sécheresse: L'allophane se forme dans les horizons profonds qui restent toujours humides, sinon frais: elle se forme en quantité moindre, ou se transforme en halloysite et en métahalloysite dans les horizons qui subissent une dessiccation périodique. (Ce problème sera examiné plus loin)

b) Allophanes et soutirage permanent des solutions.

Les sols à allophanes décrits dans la littérature sont fréquemment développés sur des cendres volcaniques et des produits pyroclastiques très perméables. Les coulées de basaltes du Cameroun sont de même des formations très perméables. Dans la zone très pluvieuse du Mont Cameroun l'eau ne stagne jamais en surface des andosols,

même au mois d'août, qui reçoit portant à lui seul près de 2.000 mm de pluie. Les profils d'andosols et de sols bruns eutrophes du Moungo qui sont décrits dans les chapitres de faits, sont tous des sols bien drainés. Mais dans cette même zone existent quelques secteurs de sols sur basaltes mal drainés à leur base (Sieffermann 1960) qui sont soit des sols hydromorphes soit des termes de passage entre les sols hydromorphes et les sols bruns eutrophes. Ces profils montrent tous dans leur fraction inférieure à 2 m une dominance de montmorillonite dans leurs horizons B et C. Cette montmorillonite est probablement néoformée, dans ce milieu partiellement confiné et mal soutiré, selon les mécanismes décrits par Millot 1964; Trauth, Paquet, Lucas et Millot 1967; Tardy et Paquet H. 1969. Ceci montre que la permanence de l'humidité ne peut à elle seule expliquer la formation et l'accumulation de quantités importantes d'allophanes. Le soutirage permanent des solutions est un second facteur nécessaire.

c) Allophanes et nature de la roche-mère.

Les deux conditions nécessaires, humidité et soutirage permanent des solutions, que nous venons de dégager ne sont cependant pas les seules qui conditionnent l'accumulation d'allophane. La roche-mère, indépendamment de sa perméabilité et de sa teneur en éléments vitreux; dont nous avons vu l'influence en fin de la première partie; semble jouer un rôle par sa composition. L'influence de ce facteur est difficile à saisir : Beaucoup de roches volcaniques acides forment, dans la zone intertropicale, des reliefs à pentes accusées, peu favorables au maintien de sols; et, lorsque des altérations s'observent il est difficile d'estimer la part, dans leur formation, qui revient au verre, à la moindre perméabilité et à la composition chimique. Les observations de Kirkmann, Mitchell et Farmer (1966) permettant cependant de penser que l'influence de la composition de la roche est importante : Ces auteurs en comparant des sols développés respectivement sur des matériaux volcaniques acides et basiques, de même perméabilité, dans les mêmes conditions climatiques

observent dans le sol sur matériaux basiques un taux plus élevé (14%) de produits silico-alumineux amorphes que dans le sol sur matériaux acides (6 %). L'absence de roches volcaniques acides dans la partie du Cameroun où sont localisés les andosols ne m'a pas permis de faire des observations sur ce facteur, et ne me permet pas ici d'en dire davantage.

d) Allophanes et matières organiques :

Les facteurs que nous venons d'examiner : humidité, soutirage des solutions, perméabilité et nature de la roche-mère, ne suffissent cependant pas encore pour expliquer l'accumulation d'allophane. En effet dans la grande majorité des horizons profonds, toujours humides et bien soutirés, des profils de sols ferrallitiques fortement désaturés de l'Adamaoua et du Moungo, le basalte s'altère en halloysite et métahalloysite en donnant d'épais horizons à structure intégralement conservée. Ce type d'altération ne correspond pas à une simple particularité locale car il se produit sur plusieurs milliers de km². L'altération rapide des roches volcaniques en minéraux de la famille de la kaolinite a été observée dans de nombreuses régions du globe par de très nombreux auteurs dont Sudo et Takahashi, 1956; Birrel, Fieldes et Williamson, 1955; Bates, 1960; Singer, 1966, Colmet-Daage et coll. 1967; Segalen, 1957; Sieffermann, Besnus et Millot, 1968. La transformation de feldspaths en minéraux de la famille de la kaolinite est connue depuis longtemps (Von Selle, 1876; Hickling 1908; Sommers, 1910; Denison, Fry et Gile 1929; Ross et Kerr, 1930; Dittler, 1933; Coerens et Engelhardt 1938; Alexander et coll. 1943; Sand, 1956; Tardy, 1969 etc...) Les horizons à architecture conservée que j'ai décrit dans les sols ferrallitiques fortement désaturés de l'Adamaoua ont une porosité généralement supérieure à 50 %, leur densité apparente est très faible (1,13 à 1,25), ils sont pratiquement exempts de produits amorphes contenant de la silice. L'altération semble progresser sans formation d'allophane, ou par un stade allophanique si fugace

qu'il est difficile à saisir. Le milieu dans lequel progresse ce type d'altération est située entre 7 et 15 mètres de profondeur et diffère essentiellement de celui des andosols par deux éléments :

- il ne contient pas de composés organiques
- il est réducteur

Le dernier élément n'est en réalité que particulièrement distinctif car le milieu est également réducteur dans de nombreux andosols. Le premier facteur est beaucoup plus caractéristique. Les recherches bibliographiques montrent que l'épaisseur du solum des andosols n'exède généralement pas 3 mètres (si on ne prend pas en considération les sols enterrés) Or nous savons qu'à cette profondeur les acides fulviques existent en quantités importantes dans les andosols et même encore dans les sols ferrallitiques fortement désaturés de l'Adamaoua (1 à 2 g. par kg de terre). Par contre dans les horizons profonds des sols ferrallitiques désaturés ces acides n'existent plus. Ce fait autorise à émettre l'hypothèse que la présence des acides fulviques pourrait empêcher l'évolution des gels silico-alumineux dans les andosols, leur absence, au contraire, permette la transformation rapide de ces mêmes gels en minéraux cristallisés.

L'importance du rôle des produits de dégradation de la matière organique, dégagé ici par élimination successive des autres facteurs est confirmée par les travaux de chercheurs japonais et néozélandais. Ces auteurs mettent en évidence que l'allophane donne rapidement avec les produits de décomposition des matières organiques des complexes "allophano organiques" dans lesquels la composante organique acquiert des propriétés nouvelles, en particulier une beaucoup plus grande résistance à la dégradation biologique. En 1963 Tokudome et Kanno montrent l'existence de complexes entre les hydroxydes, l'allophane et les composés humiques dans les andosols du Japon. En 1964 et 1965 les mêmes auteurs montrent que dans les profils d'andosols le taux d'acides fulviques, de la fraction

organique, croît avec la profondeur; et que dans l'archipel Nippon le taux d'allophane des sols augmente du nord vers le sud, plus chaud et plus humide. Kobo et Fujusawa montrent en 1963 que la capacité d'adsorption d'acides humiques de l'allophane est plus élevée que celle de la montmorillonite et des minéraux de la famille de la kaolinite. Les mêmes auteurs montrent que les minéraux argileux saturés Fe et surtout Al adsorbent plus d'acides humiques que s'ils sont saturés en Ca; et font remarquer le rôle particulièrement important des hydroxydes de fer et d'alumine amorphes dans cette fixation. Broadbent, Jackman et M Nicoll (1964) montrent par des expérimentations sur des sols à allophanes et des sols à métahalloysite :

- 1) la formation de complexes allophano-organiques
- 2) la plus grande résistance de la partie organique de ces complexes à la dégradation biologique.
- 3) Que la métahalloysite ne confère pas d'effet protecteur à la matière organique. Kyuma et Kawaguchi (1964) constatent d'une part que les produits d'altération à allophane fixent dix fois plus de polyphénols, provenant de tanin de noisetier, que des produits d'altération provenant de grès, et d'autres part observent par la spectrographie infra-rouge des changements dans la structure des polyphénols mis au contact de l'allophane. Wada et Inoue (1967) comparent, par des expériences semblables à celles de Broadbent et coll., le comportement de la montmorillonite et de l'allophane vis à vis des matières organiques naturelles. Ils observent un pouvoir fixateur de composés organiques 3 à 7 fois supérieur pour l'allophane et une augmentation de la résistance à la dégradation biologique des matières organiques complexées. Les substances organiques fixées en moindre quantités par la montmorillonite présentent au contraire une diminution de la résistance à la dégradation.

La matière organique des andosols du Cameroun est beaucoup plus difficile à détruire que celle de tous les autres sols du pays, souvent trois attaques successives à l'eau oxygénée concentrée ne suffisent pas. Nous avons vu dans le chapitre descriptif des andosols le remarquable parallélisme entre la teneur en matière organique et en colloïdes minéraux dans ces sols, leur teneur élevée en acides fulviques et leur richesse en hydroxydes d'alumine et de fer. Ces faits, et le maintien même des allophanes sous les très fortes précipitations que reçoivent les sols que j'ai décrits, permettent, à la lumière des travaux cités, de penser que la majeure partie de la fraction inférieure à 2μ des andosols de la zone très pluvieuse est formée de complexes principalement allophano-fulviques.

Si dans les complexes organo-allophaniques la partie organique acquiert des propriétés nouvelles il est permis de penser qu'il pourrait en être de même de la partie minérale. Le fait paraît d'autant plus vraisemblable que des transformations d'allophane en halloysite ont été décrites dans des horizons de sols où précisément la matière organique est en cours de destruction et dans lesquels son renouvellement est stoppé : Aomine et Miyauchi (1963) montrent et datent de 8 à 9.000 ans un sol sur cendres volcaniques, enterré, à halloysite et allophane (35 et 37 %) recouvert par 1,4 mètre de cendrée plus récente altérée elle en allophane (70 %)

Dans cinq profils complets de sols ferrallitiques fortement désaturés sur basaltes les déterminations de composés humiques ont montré que les acides fulviques disparaissent entre 4 et 5 mètres de profondeur. (Sieffermann, Besnus et Millot 1966). Dans les horizons profonds de ces sols, où la néoformation de l'halloysite est massive, il n'y a plus d'acides fulviques.

En conclusion, le facteur "acides organiques", toujours présent dans les andosols, apparaît comme un élément fondamental, nécessaire au maintien et à l'accumulation de l'allophane. L'absence

de ce facteur explique pourquoi dans les altérations profondes des sols ferrallitiques sur basaltes il ne s'accumule pas de produits amorphes silico-alumineux.

B. Gibbsite, kaolinite et montmorillonite des andosols.

Dans la zone équatoriale très humide la fraction inférieure à 2 des andosols contient simultanément jusqu'à 10 % de belles plaquettes de kaolinite, 10 à 20 % de gibbsite et jusqu'à 10 % de montmorillonite. Les allophanes présentent toujours le faciès de flocons amorphes et jamais celui de l'imogolite fibreuse. On n'observe pas de formes glomérulaires d'halloysite et pas de tubes. Tous ces sols contiennent dans leur partie supérieure de nombreuses diatomées; les débris de leurs tests, souvent inférieure à 2 microns du sol. Ces test montrent en microscopie électronique tous les stades de dissolution.

Dans ces profils peu épais qui évoluent sous une température élevée une forte pluviosité et une végétation luxuriante, les minéraux de la roche mère sont dissous rapidement en présence d'une matière organique abondante et riche en acides fulviques. Les analyses d'eau des rivières de cette zone montrent essentiellement une intense évacuation de la silice et des bases; et une relativement faible évacuation du fer, inférieure à celle qu'on observe dans des sols plus évolués. Une partie de la silice et de l'alumine libérée est maintenue sur place sous forme de complexes organo-allophaniques. J'ai montré que malgré une importante réserve de minéraux dans tous les horizons ce milieu allophano-organique est fortement désaturé et légèrement acide.

a) La formation de la Gibbsite.

Dans le milieu dont nous venons de rappeler les caractéristiques la gibbsite est avec la kaolinite le minéral secondaire quantitativement le plus important. L'origine de la gibbsite dans ce milieu peut s'expliquer de deux manières :

- soit directement au dépens des minéraux alumineux de la roche-mère;
 - soit indirectement à partir des complexes allophano-organiques.
- 1 - La formation directe de la gibbsite à partir des feldspaths, dans des conditions d'excellente évacuation de la silice a été montrée par de nombreux auteurs (Lacroix 1913, Harrison, 1933; De Lapparent, 1939; Hardy et Rodrigues, 1939; Gordon et Tracey, 1952; Millot et Bonifas, 1955; Bonifas, 1959; Leneuf, , 1959; Delvigne, 1965; Nakamura et Sherman 1965; Tardy, 1969.

Dans le micromilieu d'un plagioclase en cours d'altération, le soutirage de la silice et des cations alcalino-terreux et alcalins vers le milieu extérieur à faible concentration cationique est intense, l'alumine libérée a peu de chances de se trouver au contact de matières organiques complexantes, et peut dans ce milieu désionisé cristalliser en gibbsite.

- 2 - Il est possible également qu'une partie de la gibbsite se forme par l'intermédiaire de produits amorphes alumino-organiques. Il est certain qu'une partie des feldspaths et des pyroxènes s'altère dans ces sols en présence de substances organiques. L'alumine libérée peut alors donner des complexes alumino-organiques ou silico-alumino-organiques. Nous ne savons pas si une allophane pour laquelle nous déterminons un rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ donné correspond bien à un produit unique ayant partout ce rapport, ou à un mélange de complexes purement alumino-organiques et d'autres silico-alumino-organiques à rapports plus élevés. Il serait osé d'affirmer que de tels complexes purement alumino-organiques n'existent pas. Nous avons déjà vu que les produits amorphes alumineux ou silico-alumineux se lient aux matières organiques, y provoquent des modifications structurales, et forment avec elles des complexes de plus grande longévité. Les matières organiques de ces complexes ne sont cependant pas indestructibles, elles se dégradent seulement

plus lentement. (Broadbent et coll., 1964; Wada et Inone, 1967). Il est possible que la partie minérale de ces complexes, après destruction de la composante organique, ne possède plus les mêmes propriétés qu'elle avait au départ. L'hypothèse paraît d'autant plus vraisemblable que nous savons qu'une simple dessiccation à l'air libre suffit pour modifier radicalement, et irréversiblement, les propriétés physico-chimiques des allophanes. (Colmes-Daage et coll., 1964, 1965) La synthèse de la kaolinite a été d'ailleurs réalisée par Siffert et Wey, 1961; (Siffert, 1962) précisément à partir d'un complexe alumino-oxalique, dans lequel l'aluminium est hexacoordonné; c'est l'alumine obtenue par "dislocation" de ce complexe, en présence de silice, et après élimination de la composante organique par précipitation sous forme d'oxalate de calcium insoluble, qui a permis à ces auteurs la synthèse de la kaolinite. Il est permis de penser que la partie minérale, provenant de la dislocation de tels complexes organiques, pourrait donner, dans ce milieu très désaturé, de la gibbsite. L'hypothèse permettrait d'expliquer pourquoi on observe également dans ces sols de la gibbsite dans les fractions inférieures à $0,5\mu$. Les valeurs de pH (5 à 6) de ce milieu ne sont en effet pas suffisantes pour solubiliser l'alumine comme ion Al^{+++} .

En conclusion : dans le milieu ici envisagé la gibbsite peut naître directement dans les minéraux alumineux et principalement les plagioclases en cours d'altération. L'hypothèse d'une seconde origine par l'intermédiaire de complexes organiques n'est pas invraisemblable; les deux mécanismes pourraient fonctionner simultanément.

Une seconde conclusion importante, qui découle du maintien même de la gibbsite dans ce milieu hyperpercolé et organique est : la lenteur de la chélation de l'alumine sous forme de

"gibbsite". La mobilisation et l'exportation de la "gibbsite" par les substances organiques; avancée par Schaufelberger, 1951 et Schatz et coll. 1954; semble être une opération difficile ou impossible à réaliser avec des complexes allophano-organiques. On voit mal, en effet, comment pourrait s'accumuler de la gibbsite néoformée dans ce milieu, lessivé en permanence et contenant en moyenne 50 à 70 g. d'acides fulviques, humiques, hémato-mélaniques et humines par kilogramme de sol, si ce mécanisme était rapide.

b) La formation de la kaolinite.

Dans la zone très pluvieuse, la famille des kandides est uniquement représentée par la kaolinite bien cristallisée. Aucun cas semblable, de sol sur roche basaltique à allophane et kaolinite s.s. sans halloysite et métahalloysite, ne semble figurer dans la littérature scientifique. L'absence d'halloysite et de métahalloysite exclut, dans cette zone, la genèse de la kaolinite par l'intermédiaire de ces deux minéraux selon la séquence : Halloysite \rightarrow Métahalloysite \rightarrow Kaolinite avancée par Ross et Kerr, 1934; Alexander et coll, 1943; Bates et Comer, 1955, 1959; Fieldes, 1955; Kovalev et Dyakonov, 1959; Dritsch et Kas Kashaev, 1960, sans pour autant mettre en doute la possibilité de cette filiation ailleurs. L'origine de la kaolinite dans les andosols de la zone très humide peut s'expliquer, comme pour la gibbsite, de deux manières :

- par formation au sein des minéraux alumineux en cours d'altération, et principalement des feldspaths.
- par formation à partir de l'alumine des allophanes, ou de leurs complexes, et de la silice des solutions.

1 - La formation de la kaolinite au sein des minéraux primaires
en cours d'altération peut s'envisager, par l'intermédiaire

d'un stade "solution" éphémère, selon les mécanismes décrits par Millot, 1964. De nombreux chercheurs ont observé des feldspaths transformés en kaolinite, on décrit de telles transformations (Von Sell, 1876; Hickling, 1908; Somers, 1910; Galpin, 1912; Denison et coll 1929; Ross et Kerr, 1930; Dittler, 1933; Correns et Engelhardt, 1938; Alexander et coll. 1943; Sand, 1956; Lelong, 1967; Fujisawa, 1967). Dans les andosols de la zone très pluvieuse du Mont Cameroun comme au sein d'un plagioclase en cours d'altération, le micromilieu peut varier, et le soutirage de la silice peut, pour des raisons très locales, être plus ou moins intense. On peut concevoir que le soutirage des solutions dans quelques cas soit tel qu'il crée une concentration en silice juste favorable à la synthèse de la kaoninite (Tardy, 1969). Les conditions générales au sein d'un tel micromilieu : pH peu acide faible concentration en bases, absence de substances organiques susceptibles de complexer l'aluminium et de la maintenir sous forme de gel, peuvent favoriser un passage rapide de l'aluminium à l'état hexacoordonné, et rendre possible la formation de kaolinite. Ce mécanisme permet de concevoir la transformation, avec conservation de la forme, d'un certain nombre de plagioclases ou autres minéraux en kaolinite. Ensuite, dans le solum, la microfaune et la flore désagrègeraient ces pseudomorphoses et dissémineraient les plaquettes de kaolinite.

Si un tel mécanisme peut se concevoir, il suppose néanmoins beaucoup de conditions. La plus difficile à réaliser semble celle d'eau sans substances organiques, ou produits organiques solubles de dégradation. Le solum des andosols de cette zone contient en effet en moyenne (horizons A et B) par kilogramme : 20 à 30g. d'acides fulviques, 8 à 10 g. d'acides humiques et 20 à 25 g. d'humines et d'acides hématomélaniques; ce qui est beaucoup.

2 - La formation de la kaolinite à partir de l'alumine des complexes allophano-organiques et de la silice des solutions.

Nous avons vu au paragraphe précédent, consacré à la gibbsite, la grande probabilité de complexes alumino-organiques et silico-alumino-organiques, et la vraisemblance de transformations dans la composante minérale de ces complexes (probablement hexacoordination de l'aluminium). Selon un mécanisme très voisin de celui réalisé expérimentalement par Wey et Siffert (1961, 1962) l'alumine libérée lentement au cours de la dégradation de la partie organique de ces complexes pourrait réagir avec la silice des solutions, ou celle libérée de concentrations locales de silice, pour donner de la kaolinite. Nous savons que de telles concentrations locales de silice existent en abondance dans ces sols sous la forme de débris de test de diatomées à tous les stades de dissolution, et précisément dans les horizons supérieurs de ces sols, au contact même des complexes allophaniques. Sous les précipitations élevées que reçoivent ces sols, les eaux qui percolent facilement à travers les horizons supérieurs ont toutes les chances d'avoir une concentration en silice trop faible pour donner de la kaolinite avec l'alumine libérée des complexes allophaniques. Mais la présence locale de la silice des diatomées permet de concevoir le mécanisme, malgré la forte pluviosité; et simultanément permet d'expliquer, selon le micro environnement, la formation de gibbsite, là où il n'y a pas de telles concentrations de silice. L'augmentation quantitative de cette kaolinite vers le haut des profils s'explique aisément par la plus grande abondance de débris de diatomées. Le fait que nous observons ici de la kaolinite bien cristallisée est normal : le milieu, mis à part les plus fortes concentrations locales de silice, est fortement désaturé, on sait (Millot 1964) que dans de telles conditions la croissance des

cristaux est régulière et donne des édifices présentant peu de désordres structuraux. La fréquente grande finesse de ces plaquettes de kaolinite, et leur petite taille, souvent inférieure à $0,1\mu$, permet de penser que c'est ce mécanisme de formation qui est prépondérant dans le cas de ces andosols.

3 - L'Inhibition de la resiliification de la gibbsite par les complexes allophaniques.

On peut s'étonner que je n'envisage pas ici la néoformation de la kaolinite à partir de la gibbsite, au contact des concentrations locales de silice des tests de diatomées, ou par la silice des solutions, selon le schéma avancé par de nombreux auteurs : Harrison, 1933; De Lapparent, 1939; Hardy et Rodrigues, 1939; Goldman et Tracey, 1946; Carrol et Jonas 1947; Gordon, 1952; Fieldes, 1955; Delvigne 1965; Sans nier la réalité des transformations là où ces auteurs les ont observées, diverses raisons font cependant que ce mécanisme ne se produit pas dans les andosols, ou très peu seulement :

- la resolubilisation de l'alumine de la gibbsite cristallisée est difficile, sinon impossible, à concevoir dans la gamme de pH (5,1 à 6,4) que nous montrent ces sols.

(Krauskopf, 1956; Wey, 1962)

- nous avons vu au paragraphe précédent, sur la gibbsite, que du fait même du maintien de la gibbsite dans ce milieu contenant, en moyenne, 50 à 70 g. de composés humiques par kilogramme (acides fulviques, humiques, hématomélaniques et humines) et parfois bien davantage; la formation de chélates ou de complexes organiques à partir de la gibbsite cristallisée paraît une opération difficile et lente. La raison essentielle de cette non chélation de la gibbsite paraît le fait que nous n'avons pas ici à faire à

des acides fulviques libres, exercent leur pleine acidité, mais à des complexes allophano-organiques.

- Diverses observations de terrain font penser que la résilicification de la gibbsite ne se produit pas non plus en l'absence de matières organiques : Il existe dans le Centre Cameroun, sur le plateau du N'Gaou-Ndal une couche très poreuse purement gibbsitique, d'un mètre de puissance, à 29 mètres de profondeur, dans la zone de la nappe phréatique. Cette couche surmontée d'une formation kaolinique indurée, mais perméable, de 6 mètres d'épaisseur; et repose sur des altérations exclusivement kaoliniques, non indurés, à 40 % de porosité. Cet ensemble date, selon les auteurs, de l'Eocène ou du Crétacé et la couche bauxitique est restée à l'état de gibbsite, (moins de 1 % de SiO_2 à l'analyse totale) et ses limites sup. et inf. sont brutales. Dans l'ouest Cameroun,

Dans l'ouest Cameroun, à 6 km au nord-ouest du volcan Kouti, des colluvions de sols ferrallitiques à gibbsite dérivés de basaltes du quaternaire moyen ont comblé une zone mal drainée créée par une coulée de barrage du même volcan.

Ces colluvions ont gardé, sous le niveau inférieur de la nappe phréatique, toute leur gibbsite intacte. La raison ici du maintien de la gibbsite, en l'absence de substances organiques, semble l'environnement kaolinique et de sa difficile dissolution entre les pH 5,1 et 6,4 (Krauskopf, 1956; Wey, 1962)

En accord avec ces observations, Nakamura et Sherman, 1965; mettent en évidence que dans les roches basiques de l'île Mani (Archipel des Hawaïi) les plagioclases s'altèrent, selon des micro conditions locales de drainage, qui règlent l'évacuation plus ou moins intense de la silice, soit en

halloysite soit en gibbsite; mais que cette gibbsite une fois formée ne se resiliçifie plus. Shermann et Matsusaka (1965) montrent que lorsqu'on place dans des conditions de drainage médiocre des sols contenant des gels alumineux amorphes et de la gibbsite les gels d'alumine amorphe seuls se resiliçifient, mais par les agrégats cristallins de gibbsite qui persistent.

En conclusion on peut dire que la resiliçification de la gibbsite en kaolinite dans les andosols ne semble pas une chose rapide et aisée; les raisons principales en sont la difficile solubilisation de la gibbsite aux pH compris entre 5,1 et 6,3, et sa difficile chélation par les substances organiques complexées. Pour ces raisons je pense que la majeure partie de la kaolinite de ces sols s'édifie avec l'alumine des complexes allophaniques, tout comme la gibbsite.

c) La formation de la montmorillonite.

La présence simultanée de montmorillonite, kaolinite et gibbsite dans des sols aussi percolés et désaturés que le sont les andosols de la zone pluvieuse est un fait surprenant. Aucune référence bibliographique ne signale ce minéral dans des sols sur basaltes évoluant sous des conditions climatiques analogues. La teneur en montmorillonite peut atteindre 10 % de la fraction inférieure à 2 μ ; le minéral s'observe dans tous les profils de la zone très pluvieuse aussi bien dans les horizons de surface que dans ceux de profondeur. L'impossibilité d'isoler cette montmorillonite du mélange allophane, kaolinite et gibbsite fait que nous ne savons rien de sa composition chimique. Son comportement est celui d'une montmorillonite typique; elle gonfle facilement au glycérolage à 18 Å et se rabat entièrement au chauffage à 10 Å. Les profils de la zone

pluvieuse ne montrent que des traces d'édifices à comportement de vermiculite. L'origine de la montmorillonite peut en principe se concevoir à partir des feldspaths, des minéraux ferromagnésiens et des produits amorphes.

1 - L'origine de la montmorillonite à partir des feldspaths.

- L'hypothèse que la montmorillonite se forme à partir de la séricite des feldspaths selon la filière Séricite Vermiculite Montmorillonite peut être envisagée (Tardy 1969). Les analyses ne montrent cependant que des traces de ce qui pourrait être de la vermiculite et pas de sericite.
- La néoformation totale au sein des plagioclases moyennement basiques peut être envisagée par un mécanisme analogue à celui de la formation de kaolinite. Des microconditions locales de mauvais soutirage des solutions pourraient maintenir dans les plagioclases en cours d'altération des teneurs suffisantes en silice et en bases pour permettre la néoformation du minéral (Tardy, 1969). Cependant le fait que la plupart des plagioclases de nos roches-mères ont des teneurs en anorthite comprises entre 45 et 90 % rend le mécanisme par manque de silice peu probable. Il est en effet difficile d'imaginer que, sous les précipitations que reçoivent ces sols, des apports de silice puissent avoir lieu vers le sein des feldspaths en cours d'altération.

2 - L'origine de la montmorillonite à partir des produits amorphes.

Il est difficile, sinon impossible, d'expliquer la formation de la montmorillonite par un mécanisme analogue à celui imaginé pour la formation de la kaolinite à partir de l'alumine des complexes allophaniques. En effet, s'il est aisé de trouver des concentrations locales de silice

suffisantes il est impossible, vu la désaturation du milieu et la forte pluviosité de concevoir des concentrations suffisantes en cations pour réaliser sa formation. Sans concentrations cationiques importantes sa néoformation est difficilement imaginable (Milot, 1964) L'origine de la montmorillonite à partir de l'alumine des allophanes paraît peu probable.

3 - L'origine de la montmorillonite à partir des minéraux ferro-magnésiens.

L'altération des pyroxènes et des périclites avec formation de montmorillonite peut se concevoir dans les sols de cette zone climatique. La particularité de ces minéraux de s'altérer au début par un réseau de craquelures permet d'admettre, avec les fortes précipitations de la zone pluvieuse, que l'évacuation des cations alcalino-terreux est très tôt suffisamment rapide pour que les pH dans les zones d'attaque n'atteignent jamais des valeurs suffisantes pour solubiliser l'alumine. L'altération de l'olivine est étudiée depuis longtemps (Hanney, 1877; Iddings, 1892; Ross et Shannon, 1926; Bradley, 1945; Prider et coll, 1942; Brown et Stephen, 1950; Ming-Shan-Sun; 1957); sa transformation en montmorillonite est vraisemblable car ses réflexions caractéristiques se doublent fréquemment au cours de l'altération d'un pic à 14 Å qui se déplace au glycérolage à 17 Å.

La formation de la montmorillonite à partir des minéraux ferro-magnésiens est concevable; si cette filiation est exacte les montmorillonites de ces sols pourraient être partiellement ferrifères et magnésiennes. Dans les andosols de la zone très pluvieuse qui sont des sols jeunes, la majeure partie de la montmorillonite proviendrait des olivines qui s'altèrent plus tôt que les pyroxènes.

L'absence dans ces sols, particulièrement riches en produits amorphes alumineux, de montmorillonite Al est un fait très significatif :

- 1) Il montre que l'alumine des produits amorphes de ces sols n'est pas "réactive et confirme l'idée de complexes allophano-organiques.
- 2) Il souligne, par la cohabitation de gibbsite fine et de montmorillonite H, l'inertie chimique de la gibbsite cristallisée.

Nous verrons ultérieurement que dans les andosols et les sols bruns entrophes du Moungo ces montmorillonites se chargent rapidement en alumine et deviennent des minéraux à comportement de vermiculite. Et que cette transformation est précisément maximale là où la teneur en produits amorphes alumineux est minimale, là où les complexes allophano-organiques se dégradent.

d) L'action des substances organiques sur les minéraux néoformés :

Les sols de cette zone laissent voir des plaquettes de kaolinite généralement très minces, non corrodés, hexagonales, associées, à la montmorillonite. Dans ces sols les acides fulviques constituent la composante dominante de la matière organique totale; leur taux moyen, dans les horizons A et B réunis, se situe entre 20 et 30 g. par Kg. de terre. Le milieu du solum est très fortement désaturé, et ces acides fulviques ont leur acidité maximale. Au vu de ces données on est en droit de se demander comment dans un tel milieu la kaolinite et la montmorillonite peuvent se maintenir. Les phénomènes de destruction de minéraux argileux par des substances organiques, ou podzolisation, qui figurent dans la littérature (Duchaufour 1967) font généralement état de conditions beaucoup moins rigoureuses.

La présence de kaolinite et de montmorillonite dans ces andosols signifie en toute rigueur que leur vitesse de formation est supérieure à leur vitesse de dégradation. On ne peut dans le cas présent ni confirmer ni infirmer l'action destructive des produits organiques sur les minéraux argileux. En effet si la formation des minéraux argileux est plus rapide que leur diminution quantitative dans les horizons de surface tant que ceux-ci renfermeront de la matière première (minéraux primaires) susceptible d'alimenter la formation des minéraux argileux. On peut dire que, dans ce milieu particulier, exceptionnellement riche en acides fulviques, d'acidité maximale, et particulièrement favorable à l'évacuation d'éventuels produits de dégradation, les phénomènes de destruction des minéraux argileux par les substances organiques ne sont pas évidents; et s'ils ont lieu leur vitesse est inférieure à celle de la néoformation des minéraux argileux.

En fait les conditions dans les andosols sont tout à fait différentes de celles où les acides fulviques libres exercent un effet podzolisant; le milieu des andosols n'est pas riche en acides fulviques, il est riche en complexes "allophanorganiques". Le pH très peu acide de ces sols; tout à fait anormal pour des teneurs aussi élevées en acides fulviques et une si forte désaturation; en est la preuve.

Ceci explique la non destruction des minéraux argileux néoformés.

Une conclusion importante se dégage : La présence d'alumine "libre" et d'acides fulviques n'est pas forcément un indice de destruction de minéraux argileux.

II - GENESE DES PRODUITS MINERAUX SECONDAIRES DANS LA SEQUENCE :
ANDOSOLS DU MOUNGO - SOLS BRUNS EUTROPHES TROPICAUX - SOLS FAIBLE-
MENT ET MOYENNEMENT DESATURES DE L'ADAMAOUA.

Nous avons vu dans les chapitres descriptifs que les sols de ces zones évoluent sous des climats qui se distinguent de celui du flanc sud-ouest du Mont Cameroun par l'existence d'une saison sèche et des précipitations moindres. Les sols varient de sols jeunes, morphologiquement très proches des andosols de la zone à forte pluviosité du Mont Cameroun, à des sols ferrallitiques faiblement et moyennement désaturés, plus vieux et plus riches en minéraux argileux dans leurs horizons supérieurs.

A. Rappel des principaux constituants de ces sols.

La teneur en allophane dans cette séquence diminue insensiblement des andosols aux sols ferrallitiques faiblement et moyennement désaturés, et dans les profils toujours de la base vers les horizons de surface. Parfois à l'allophane s'associe un produit fibrillaire caractérisé par une ébauche de structure : l'imogolite.

Tous ces sols contiennent simultanément de l'halloysite et de la métahalloysite. La teneur en halloysite décroît vers les sols ferrallitiques faiblement et moyennement désaturés et dans les profils de la base vers le sommet. Inversement la teneur en métahalloysite croît vers les sols ferrallitiques et moyennement désaturés, et dans les profils de la base vers le sommet.

Tous ces sols contiennent un minéral que j'ai qualifié dans les chapitres descriptifs "d'édifice à comportement de vermiculite". Cette "vermiculite" augmente toujours quantitativement vers le haut des profils et des andosols vers les sols bruns eutrophes, puis diminue de nouveau vers les sols ferrallitiques faiblement et moyennement désaturés.

*au lieu de dit
qu'il n'y a pas
pg 210*

La gibbsite existe en quantités variables dans les andosols et les sols bruns eutrophes; d'une façon générale elle diminue quantitativement vers les sols bruns eutrophes, puis disparaît dans les sols ferrallitiques faiblement et moyennement désaturés. Dans les profils où elle existe la gibbsite diminue généralement du sommet vers la base.

Tous les profils contiennent de la kaolinite désordonnée en petites plaquettes dont la quantité augmente légèrement vers le haut des profils. La proportion, dans la fraction inférieure à 2μ , de ce minéral reste à peu près constante des Andosols aux sols ferrallitiques faiblement et moyennement désaturés.

Tous ces sols contiennent de petites quantités de montmorillonite; ce minéral diminue quantitativement des andosols vers les sols bruns-eutrophes puis disparaît dans les sols ferrallitiques faiblement et moyennement désaturés.

Enfin signalons que ces sols contiennent de petites quantités de minéraux à comportement de chlorites dont la teneur augmente vers les sols ferrallitiques faiblement et moyennement désaturés.

Parfois dans les profils audiques on observe de petites quantités de minéraux non déterminés à aspect morphologique d'attapul-gite ou de sépiolite.

Tous les profils contiennent encore des taux importants de matières organiques, riches en acides fulviques; mais on note une diminution de moitié de la matière organique totale des andosols vers les sols bruns-eutrophes.

B. La diminution quantitative de l'allophe des andosols aux sols bruns eutrophes.

Dans les andosols du Mounjo et les sols bruns eutrophes l'allophe se localise dans les horizons inférieurs; elle disparaît.

presque dans les sols ferrallitiques faiblement et moyennement désaturés de l'Adamaoua. L'allophane diminue, pour des sols d'âge semblable, progressivement avec l'augmentation de la saison sèche; et pour des sols évoluant sous un même climat avec l'âge du sol.

De façon similaire la matière organique diminue quand la durée de la saison sèche augmente et quand l'âge du sol croît. La diminution de la teneur en produits amorphes silico-alumineux dans le haut des profils semble directement liée à l'augmentation de l'intensité de la dessiccation que subissent ces horizons.

Dans les horizons inférieurs des andosols et des sols bruns eutrophes, qui restent frais ou humides, la formation d'allophane: à partir de l'alumine des minéraux primaires se poursuit comme chez les andosols de la zone très pluvieuse. Les matières organiques et principalement les acides fulviques sont toujours présents en quantités suffisantes dans ces horizons pour maintenir les produits amorphes alumineux et aluminosiliceux qui se forment.

La formation globale de produits amorphes, directement liée à l'hydrolyse des minéraux primaires, est moindre que chez les andosols de la zone très pluvieuse par suite de la pluviosité moindre. On peut admettre que la formation des matériaux amorphes dans les horizons inférieurs de ces sols a lieu principalement durant les périodes pluvieuses. Pendant les périodes d'arrêt des précipitations la roche-mère à la base des profils, dans un milieu humide mais non percolé, pourrait s'altérer principalement en minéraux argileux par suite de la concentration temporaire en silice des solutions.

Le fait que ce sont les sols les plus arrosés qui montrent dans leurs horizons supérieurs les plus fortes teneurs en produits amorphes permet de dire :

- 1) Que la diminution des produits silico-alumineux dans les horizons de surface n'est pas due à un lessivage.
- 2) Que la dessiccation joue un rôle essentiel dans la disparition des allophanes des horizons supérieurs lorsqu'on va des andosols vers les sols bruns eutrophes.

Le fait que la diminution du taux de produits amorphes correspond toujours simultanément à une augmentation de la teneur en minéraux argileux dans les horizons supérieurs permet de penser que les complexes allophano-organiques ont été détruits et que leur silice et alumine ont contribué à la formation des minéraux argileux.

La destruction des complexes allophano-organiques sous l'effet de la dessiccation est d'autant plus vraisemblable que l'on connaît leur extrême fragilité à toute dessiccation, même à basse température. (Colmet-Daage 1965, 1967). Ce relâchement des liaisons organo-minérales dans la partie supérieure des profils a été observée par Lobitskaya (1966). Cet auteur montre une diminution considérable des liaisons entre les substances organiques et minérales des horizons profonds vers les horizons de surface.

La dislocation des complexes allophano-organiques, sous l'effet de la sécheresse, par départ des oxhydriles de l'allophane, se produit à un moment où l'évaporation et la concentration en cations des solutions en cours d'évaporation est maximale. On sait d'ailleurs que la désaturation de ces sols est moins forte que celle des andosols de la zone très pluvieuse. On peut penser que les parties organiques acides libérées se saturent à ce moment en cations alcalins et alcalino-ferreux.

La reformation des complexes allophano-organiques, au cours de la période pluvieuse suivante est difficile à concevoir:

Les substances organiques, par la fixation de cations, ont moins de radicaux acides; et nous savons que les allophanes déshydratés ne reprennent pas, ou seulement un très faible pourcentage, de leur oxhydriles.

Les matières organiques décomplexées perdent leur relative stabilité à la dégradation biologique, et ceci contribue à expliquer la décroissance de la teneur en matière organique qu'on observe des andosols du Moungo aux sols bruns eutrophes.

Les produits alumineux et silico-alumineux libérés des complexes peuvent alimenter la formation de gibbsite ou de minéraux argileux. Ces possibilités seront examinées dans les paragraphes suivants.

En conclusion on peut dire que la diminution progressive des allophanes des andosols du Moungo aux sols ferrallitiques faiblement et moyennement désaturés de l'Adamaoua est la conséquence directe de la dessiccation croissante que subissent périodiquement ces sols. Les complexes allophano-organiques sont détruits par la dessiccation, leur composante minérale peut alimenter la croissance de minéraux de néoformation.

C. La formation de l'halloysite et de la métahalloysite des andosols du Moungo aux sols ferrallitiques faiblement et moyennement désaturés de l'Adamaoua.

Les sols du versant très pluvieux du Mont Cameroun contenaient de la kaolinite s.s. mais pas d'halloysite ni de métahalloysite. Les sols de la zone du Moungo et de l'Adamaoua où une saison sèche intervient contiennent comme minéraux argileux dominants de l'halloysite, de la métahalloysite et de la kaolinite désordonnée. La succession de

profils que j'ai décrit sous le terme "andosols et sols bruns eutrophes du Moungo" est en fait une séquence dans le temps dont l'évolution est différente de celle des andosols de la zone pluvieuse du Mont Cameroun. Il est en effet vraisemblable que ces sols subissent depuis toujours l'effet annule périodique d'une saison sèche. Des sols similaires, jeunes, à halloysite et métahalloysite ont été décrits dans de nombreuses régions du monde (Simonett et Bauléké, 1963; Miyoshi, 1964; Hattori et Morita, 1964; Colmet-Daage et Cucalon, 1965, 1967; Colmet-Daage et Lagache, 1965; Fieldes et Furkert, 1966; Singer, 1966; Buondonno, 1966; Quantin 1967; Miyazawa, 1967; Masni et shoji, 1967; Moinereau, 1968; Favrot, 1968;

La somme halloysite + métahalloysite des fractions inférieures à 2μ augmente vers les sols ferrallitiques faiblement et moyennement désaturés. Dans ces derniers ces deux minéraux forment près de 75 % de la fraction inf. à 2μ . Chez les andosols l'halloysite représente environ les $3/4$ de la somme halloysite + métahalloysite; chez les sols ferrallitiques faiblement et moyennement désaturés, elle forme moins du quart de cette somme. En fait il ne s'agit pas d'un mélange car la forme 10 \AA se cantonne dans tous les cas à la base des profils et la forme métahalloysite dans les horizons supérieurs. Les deux minéraux se présentent soit sous la forme de tubes soit sous la forme de glomérules. Les formes glomérulaires à anatomie complexe sont toujours associées des quantités plus ou moins grandes de tubes et de produits allophaniques d'aspect floconneux. Par contre les profils dans lesquels ont été observé des substances fibrillaires semblables à l'imogolite des auteurs japonais ne contenaient que des formes tubulaires d'halloysite. Les profils à imogolite (trois observés au Cameroun) sont malheureusement en trop petit nombre pour permettre actuellement une génération de cette observation.

Signalons enfin, avant d'aborder l'origine de l'halloysite, que si les formes glomérulaires s'observent en abondance dans quelques cas d'altérations profondes, il ressort d'un grand nombre d'observations que dans ces altérations profondes (horizons B/C des sols ferrallitiques fortement désaturés du Moungo et de l'Adamaoua) les formes tubulaires sont beaucoup plus fréquentes que les formes glomérulaires. Dans les sols moins épais par contre les formes glomérulaires sont de loin dominantes. (Andosols et sols bruns eutrophes du Moungo; sols ferrallitiques faiblement et moyennement désaturés de l'Adamaoua).

La formation de l'halloysite dans ces derniers peut être envisagée de deux manières :

- soit à partir de l'alumine et de la silice des minéraux primaires, et principalement des plagioclases.
- soit à partir de l'alumine des complexes allophaniques et de la silice des solutions du sol.

a) La formation de l'halloysite dans les minéraux primaires:

L'halloysite peut naître indifféremment dans des altérations de roches basaltiques, rhyolitiques et même granitiques : (Funabiki et Sakamoto, 1958; Chang, 1963; Gac, 1968).

Des pseudomorphoses en halloysite ont été décrites par Alexander et coll., 1943 (de plagioclases); Fieldes et Williamson, 1955 (de feldspaths potassiques); Sand, 1952 (de feldspaths sodiques et potassiques) de Nakamura et sherman, 1965 (de plagioclases).

Birrel et coll, 1955; comme Sudo et Takahashi, 1956; pensent que l'halloysite se forme aussi bien à partir des verres volcaniques que par transformation des

feldspaths avec conservation de la structure. Nous avons montré nous-mêmes (Sieffermann, Besnus et Millot, 1968) que les "sables" des horizons profonds BC et C des sols ferrallitiques désaturés de l'Adamaoua contiennent 20 à 30 % de grains durs, translucides et blanchâtres de 0,05 à 2 mm : ce sont des pseudomorphes en halloysite de minéraux primaires. Allen, 1952, a observé que dans ce type de transformation la partie argileuse cristalline néoformée n'était séparée que de quelques dixièmes de millimètres des zones intactes du minéral primaire. Ces transformations ne peuvent se concevoir que par l'intermédiaire d'un stade gel fugace ou inexistant. La croissance des argiles néoformées semble progresser par réutilisation des ions presque au fur et à mesure qu'ils sont libérés du minéral primaire.

Dans les andosols et les sols bruns eutrophes, par la moindre pluviosité qu'ils reçoivent, et par la saison sèche annuelle, le soutirage de la silice est périodiquement interrompu et moins intense que dans les sols de la zone très pluvieuse. Il est permis de penser qu'au cours des phases d'arrêt du soutirage, dans les horizons inférieurs frais de ces sols, une partie des plagioclases s'altère de cette façon en minéraux argileux. Rien n'exclut à priori que l'altération change de direction, durant les phases de forte percolation, et que l'évacuation alors plus intense de la silice entraîne la formation de gibbsite.

La néoformation par ce mécanisme préférentiellement d'halloysite et de kaolinite désordonnée, au lieu de kaolinite bien cristallisée, peut s'expliquer par les concentrations cationiques plus élevées durant les phases d'arrêt des précipitations. Les valeurs des taux de

saturation et les teneurs en bases échangeables de ces sols sont en effet nettement plus élevées que ceux des andosols de la zone très pluvieuse. Le désordre croissant de l'empilement des silicates néoformés serait la conséquence directe de la désaturation moins poussée du milieu (Millot, 1964; Sieffermann, Yehl et Millot, 1968).

L'orientation des néoformations vers la kaolinite désordonnée ou vers l'halloysite ne semble pas dirigée par la nature des cations dominants alcalins ou alcalino-terreux (c'est-à-dire par la nature des feldspaths qui s'altèrent). Dans l'Adamaoua une phonolite riche en potassium et sodium et très pauvre en calcium et magnésium (Profil SND 17) s'altère avec conservation de la structure entièrement en halloysite tout comme, à quelque distance, sous le même climat, des basaltes riches en magnésium et calcium et pauvres en potassium et sodium.

Ceci conduit à penser que l'altération en minéraux de la "famille" de la kaolinite est conditionnée pour une large part par une fourchette déterminée en silice des solutions et que la nature du minéral kaolinique qui se forme est essentiellement dictée par la concentration totale en cations alcalins et alcalino-terreux présents.

La formation, au sein des minéraux primaires, d'une partie de l'halloysite des andosols et des sols bruns eutrophes du Moungo est concevable. Mais pour les mêmes raisons que j'ai évoquées à propos de la formation, à partir des minéraux primaires, de la kaolinite des andosols de la zone très pluvieuse (maintien de l'allophe à la base des profils et teneurs en acides fulviques encore élevées), on peut penser que ce mécanisme est relativement secondaire, dans le Moungo, dans les sols du pôle aride. Par contre

dans les sols bruns eutrophes où le taux d'acides fulviques tombe sensiblement, où l'allophane se maintient peu, ce mécanisme peut déjà être à l'origine d'une partie importante de l'halloysite présente. Dans les sols ferrallitiques faiblement et moyennement désaturés de l'Adamaoua, ce mécanisme joue certainement.

b) La formation de l'halloysite à partir de l'alumine des complexes allophaniques et de la silice des solutions.

Nous avons déjà vu dans le paragraphe sur la diminution de l'allophane des andosols aux sols bruns eutrophes du Moungo :

- 1) Que la disparition progressive des allophanes des zones supérieures des profils vers les sols bruns eutrophes, pouvait s'expliquer par la faible résistance à la dessiccation des complexes allophano-organiques.
- 2) Que cette diminution ne pouvait pas s'expliquer par un lessivage, et suggèrait la réutilisation rapide des parties minérales à des néoformations diverses.

On sait, par les chapitres de faits, que cette diminution du taux d'allophane est compensée approximativement par un taux identique de minéraux argileux; essentiellement par de l'halloysite et par de la métahalloysite.

Ces faits permettent d'émettre l'hypothèse de la formation de l'halloysite à partir de l'alumine des allophanes. Cette filiation allophane halloysite a été avancée ou suggérée par de nombreux auteurs (Sudo, 1953; Fieldes et al. 1955, 1966; Sudo et Takahashi, 1955; Yoshinaga et Aomine et Miyauchi, 1963; Robertson, 1963; Miyoshi, 1964; Besoain, 1964; De Munbrun et Chesters, 1964; Buondonno, 1966; Buondonno et Violante, 1966; Miyazawa, 1967; Masui

et Shoji, 1967; Sieffermann et Millot, 1968; Sieffermann, Yehl et Millot, 1968; Sieffermann et Millot, 1969).

Le mécanisme de cette genèse d'halloysite semble le suivant :

Périodiquement à chaque saison sèche, les complexes allophaniques, formés durant les périodes pluvieuses à partir des minéraux primaires encore abondants dans les horizons superficiels, se dissocient. L'halloysite se forme à partir de l'alumine libérée et de la silice des solutions; cette dernière est en effet suffisamment abondante du fait de la dessiccation même, de la pluviosité globale moindre et de la présence de minéraux primaires.

La néoformation préférentielle d'halloysite s'explique par les concentrations cationiques plus élevées durant les phases sèches : Les taux de saturation et les teneurs en bases échangeables de ces sols sont nettement plus élevées que ceux des andosols de la zone très pluvieuse. Le désordre structural élevé des minéraux néoformés est la conséquence directe de cette désaturation moins poussée du milieu (Millot, 1964; Sieffermann et Millot, 1969).

Ce mécanisme paraît d'autant plus vraisemblable que la forme très particulière, glomérulaire, de ces halloysites semble directement héritée de celle des allophanes. La réalité de cette cristallisation en halloysite, par silicification des complexes allophaniques peut être appuyée par le fait que divers auteurs : Sudo et Takahashi, 1955; Watanabé, 1963 a et b ont montré que dans les allophanes naturelles, on pouvait observer des flocons, sans structure apparente, qui donnaient déjà des anneaux en microdiffraction électronique. Watanabé (1963) note par ailleurs que des flocons de gels synthétiques ne donnent

jamais ces anneaux de microdiffraction.

Cette hypothèse de formation de l'halloysite sera retenue pour les andosols du Moungo, les sols bruns eutrophes du Moungo et les sols ferrallitiques faiblement et moyennement désaturés de l'Adamaoua. Elle rend compte correctement des faits d'observation : diminution du taux d'allophe dans les horizons supérieurs, augmentation de l'halloysite et forme glomérulaire de ce minéral. Elle explique également l'absence de kaolinite bien cristallisée : la dessiccation périodique du milieu provoque une charge ionique saisonnière, au début de la saison humide, qui nuit à la cristallisation régulière de la kaolinite.

Un autre point important déjà signalé (Sieffermann, Millot 1968) se dégage des chapitres de faits : Dans les andosols du Moungo, les sols bruns eutrophes tropicaux et les sols ferrallitiques faiblement et moyennement désaturés de l'Adamaoua la synthèse de l'halloysite se produit en milieu bien percolé, périodiquement soumis à la dessiccation et à pH voisin de la neutralité.

D. La transformation halloysite \rightarrow métahalloysite dans les andosols et les sols bruns eutrophes du Moungo et dans les sols ferrallitiques de l'Adamaoua.

La similitude morphologique de l'halloysite et de la métahalloysite a été précisée dans le chapitre relatif à la caractérisation des minéraux. Par ailleurs, il ressort des résultats analytiques que l'halloysite des andosols et des sols bruns eutrophes du Moungo, et celle des sols ferrallitiques faiblement et moyennement désaturés de l'Adamaoua, évoluent dans le haut de tous les profils normalement en métahalloysite. De très nombreux auteurs ont observé cette évolution.

Cependant dans les sols ferrallitiques fortement désaturés de l'Adamaoua, épais d'une dizaine de mètres, la métahalloysite s'observe déjà dans les horizons inférieurs, bleuâtres, constamment humides et à structure conservée.

Deux hypothèses sont possibles pour expliquer la formation de la métahalloysite :

- la première consiste à former la métahalloysite par deshydratation à partir de l'halloysite. Cette hypothèse rend compte de l'évolution de l'halloysite en métahalloysite dans les zones supérieures des profils qui subissent une dessiccation périodique.

Elle ne peut cependant pas être retenue pour la métahalloysite des zones inférieures des sols ferrallitiques fortement désaturés de l'Adamaoua.

- la seconde hypothèse consiste à faire naître directement la métahalloysite telle quelle dans les horizons profonds des sols ferrallitiques désaturés. Si cette hypothèse s'avérait inexacte, ce que nous ignorons, cela impliquerait que la transformation de l'halloysite en métahalloysite ne serait pas liée obligatoirement à la dessiccation.

E. . La diminution de la gibbsite des andosols du Moungo aux sols ferrallitiques faiblement et moyennement désaturés de l'Adamaoua.

La gibbsite diminue insensiblement des andosols aux sols bruns eutrophes tropicaux du Moungo; elle disparaît dans les sols ferrallitiques faiblement et moyennement désaturés de l'Adamaoua. Dans les profils le minéral se localise généralement dans les horizons supérieurs.

Dans les andosols du Moungo, sous des précipitations de 3 à 6 mètres, les complexes allophaniques ou aluminiques, formés

à partir des minéraux primaires encore abondants dans les horizons superficiels, peuvent, au cours de leur dégradation alimenter la néoformation de la gibbsite.

Cette genèse de gibbsite peut s'expliquer par le mécanisme déjà envisagé pour la formation de la gibbsite des andosols de la zone très pluvieuse : En effet, périodiquement à chaque saison des pluies, dans le haut des andosols du Moungo, les teneurs en silice et la charge ionique des solutions seront assez faibles pour permettre cette néoformation.

Cette hypothèse rend compte correctement de la diminution de la gibbsite au fur et à mesure que la pluviosité décroît, et que les solutions du sol contiennent plus de silice.

Dans les sols ferrallitiques faiblement et moyennement désaturés de l'Adamaoua, encore riches jusqu'en surface en minéraux primaires hydrolysables, la pluviosité moindre n'arrive plus à abaisser en saison des pluies le taux de silice des solutions suffisamment pour permettre la formation de gibbsite. Les complexes allophaniques et aluminiques de ces sols évoluent exclusivement en halloysite.

F. La "vermiculite" des andosols et des sols bruns eutrophes tropicaux du Moungo.

Dans les andosols de la zone très pluvieuse du Mont Cameroun le principal minéral à 14 Å présent est la montmorillonite. Les andosols du Moungo et les sols bruns eutrophes tropicaux du Moungo contiennent un minéral qualifié dans les chapitres de faits "d'édifice à comportement de vermiculite".

Ce minéral augmente des andosols aux sols bruns eutrophes tropicaux du Moungo, puis diminue considérablement dans les sols ferrallitiques faiblement et moyennement désaturés de

l'Adamaoua. Dans ces derniers apparaît, en dominance sur cette "vermiculite", un minéral à comportement de chlorite. Dans les sols ferrallitiques fortement désaturés la "vermiculite" disparaît et la "chlorite" subsiste seule.

Deux hypothèses sont possibles pour expliquer la genèse de la "vermiculite" et son augmentation des andosols aux sols bruns eutrophes tropicaux du Moungo.

- La première consiste à faire naître la "vermiculite" directement des minéraux primaires. Cette genèse a été envisagée par Kato, 1961, 1962; Kawasaki et Aomine, 1966; Wilson, 1966; Fujisawa, 1967; Miyazawa, 1967; et Tardy, 1969. Ainsi les conditions pédogénétiques des andosols et des sols bruns eutrophes tropicaux du Moungo seraient favorables à la néoformation de ce minéral; celles des andosols de la zone très pluvieuse et des sols ferrallitiques faiblement et moyennement désaturés ne le seraient pas.
- La seconde hypothèse consiste à faire dériver la "vermiculite" de la montmorillonite par absorption d'aluminium; ce minéral ne serait qu'un stade de la séquence :

Pyroxènes } → Montmorillonite → "Vermiculite" → "chlorite"
Olivine }

Cette seconde hypothèse semble, au Cameroun, la plus vraisemblable car elle rend compte correctement des faits d'observation :

Les milieux respectifs où l'on observe la montmorillonite, la vermiculite et la "chlorite" correspondent à des milieux dans lesquels la teneur en alumine des produits amorphes va en croissant : Le milieu des andosols de la zone très pluvieuse est celui où l'alumine est le plus inaccessible, c'est là qu'elle est le plus fortement liée

à la silice et aux matières organiques, c'est là seulement qu'on observe de la montmorillonite vraie. Le milieu des sols ferrallitiques est celui qui est le plus riche en gels purement alumineux, c'est là qu'on observe la "chlorite".

La montmorillonite des andosols de la zone très pluvieuse du Mont Cameroun et le "vermiculite" des sols bruns eutrophes du Moungo ne proviennent probablement pas de chlorites d'altération comme nous l'avions avancé en 1968 (Sieffermann, Yehl et Millot). En effet, le fait qu'on observe que des traces de chlorite et de vermiculite dans les andosols de la zone très pluvieuse du Mont Cameroun, qui sont des sols jeunes, et celui qu'on note le maximum de "chlorite" dans le haut des sols les plus évolués, qui ne contiennent plus de minéraux primaires, ~~rendent~~ cette origine peu probable.

Une séquence similaire à celle qui est retenue ici :

Allophane → Montmorillonite → AL-Vermiculite → AL-Chlorite
a été envisagée par Masui, Shoji et Uchiyama en 1966, et par Masui et Shoji en 1967.

III. EVOLUTION DES PRODUITS MINÉRAUX D'ALTERATION DANS LES SOLS PLUS ANCIENS DES MEMES REGIONS (SOLS FERRALLITIQUES FORTEMENT DESATURÉS)

A. La progression des altérations profondes des sols ferrallitiques fortement désaturés du Moungo et de l'Adamaoua.

Dans les sols ferrallitiques fortement désaturés du Centre et du Sud-Cameroun, les processus d'altération élaborent fréquemment, dans la moitié inférieure des profils, d'épais horizons à structure conservée (Sieffermann, Besnus et Millot, 1968). Les paragraphes relatifs aux sols ferrallitiques montrent que ces horizons sont fréquemment de couleur bleuâtre et constamment humides. Le milieu est généralement réducteur et la porosité est grande : 40 à 60 %; les minéraux primaires de la roche mère sont déjà totalement détruits. Dans ces horizons, la teneur en phyllites est de l'ordre de 80 %. Les minéraux argileux observés sont la métahalloysite, l'halloysite et la kaolinite désordonnée; la métahalloysite domine largement et représente près des $3/4$ de la fraction phylliteuse. Le faciès de la métahalloysite, dans l'Adamaoua, est principalement tubulaire; les formes glomérulaires sont plus rares que dans les altérations superficielles des andosols, sols bruns eutrophes et des sols ferrallitiques faiblement désaturés. Ces altérations semblent progresser par un stade "gcl" très réduit, et il n'y a pratiquement pas d'allophane. Les analyses montrent uniquement des produits amorphes ferrugineux et alumineux.

Enfin ces altérations isovolumes, en halloysite, métahalloysite et kaolinite désordonnée, s'observent aussi bien sur des basaltes que sur des trachytes phonolitiques très pauvres en calcium et magnésium. Tels sont les faits.

Au paragraphe "allophanes et matières organiques" nous avons vu que l'absence de substances organiques pouvait être avancée comme hypothèse pour expliquer la non accumulation de

produits amorphes silico-alumineux dans les altérations profondes que nous venons de rappeler.

La transformation des minéraux primaires en halloysite, métahalloysite et kaolinite désordonnée a été examinée au paragraphe "formation de l'halloysite et de la métahalloysite des andosols du Moungo..." (II, C, a). L'altération, dans les horizons profonds des sols ferrallitiques fortement désaturés de l'Adamaoua et du Moungo, progresse de façon semblable, par l'intermédiaire d'un stade gel très réduit, avec conservation de la forme des minéraux. Dans ce même paragraphe, il a été indiqué que l'orientation des néoformations vers l'un ou l'autre des minéraux de la famille de la kaolinite semblait indépendante de la nature des cations alcalins ou alcalino-terreux présents, c'est-à-dire de la nature des minéraux primaires qui s'altèrent. Un trachyte phonolitique donne les mêmes minéraux de néoformation qu'un basalte. L'hypothèse a été émise que les néoformations étaient orientées essentiellement par la charge ionique totale.

Les horizons profonds des sols ferrallitiques fortement désaturés de l'Adamaoua et du Moungo ne sèchent jamais, mais durant la saison sèche, l'écoulement des solutions dans ces horizons est ralentie ou arrêtée. Régulièrement dans ces horizons profonds la charge ionique change, et ceci permet d'émettre l'hypothèse que, périodiquement, il se forme dans ces horizons des minéraux de néoformation légèrement différents (kaolinite désordonnée, métahalloysite ou halloysite) à partir des mêmes minéraux primaires.

Le principal minéral argileux de ces horizons, la métahalloysite, se néoforme très probablement directement sans passer par le stade halloysite. Le faciès tubulaire de la métahalloysite, ici dominant, semble la conséquence de cette origine directe. La rareté des faciès glomérulaires dans l'Adamaoua peut

être corrélé avec la rareté des produits amorphes silico-alumineux.

Ces altérations en métahalloysite, dans les zones inférieures des sols ferrallitiques fortement désaturés, avec conservation de la structure de la roche sont très fréquentes au Cameroun.

Cependant, localement, dans ces horizons profonds, près de zones de soutirage préférentiel, tels que peuvent en créer la proximité de grands axes de drainages, la présence de diaclases ou l'existence d'horizons de perméabilité exceptionnelle, comme des couches scoriacées, l'altération peut être directement gibbsitique à structure conservée. Cette possibilité des minéraux primaires, et particulièrement des feldpaths, de s'altérer directement en gibbsite, dans d'excellentes conditions d'évacuation de la silice et des cations a été examinée au paragraphe "gibbsite, kaolinite et montmorillonite des andosols" (I, B, a, 1).

Ce type d'altération peut s'observer localement au Cameroun près d'Edéa, sur des roches dioritiques, à la plantation Song Dong, ou la proximité de rapides de la Sanaga crée un soutirage intense des solutions. Au chapitre des sols ferrallitiques faiblement et moyennement désaturés de l'Adamaoua, ce type d'altération a été indiqué pour un niveau très perméable du profil SND 20 sur basaltes. Dans l'ensemble cependant, l'altération directe en gibbsite semble plus rare au Cameroun que dans d'autres régions volcaniques et tropicales du monde.

B. L'évolution des minéraux secondaires dans les horizons superficiels des sols anciens. (Sols ferrallitiques fortement désaturés)

a) La dégradation de la métahalloysite dans les horizons supérieurs des sols ferrallitiques fortement désaturés de l'Adamaoua.

Dans la partie supérieure des sols ferrallitiques fortement désaturés du Centre Cameroun, périodiquement soumis à de longues dessications, la teneur totale en phyllites diminue, principalement au détriment de la métahalloysite. Corrélativement la gibbsite apparaît en quantité abondante, la teneur en kaolinite désordonnée augmente, et des teneurs non négligeables de produits amorphes alumineux et ferrugineux apparaissent.

Dans les zones supérieures où apparaît la gibbsite, comme dans les horizons sous jacents, à structure conservée, les minéraux primaires de la roche-mère sont déjà totalement détruits.

Ces faits indiquent une genèse de la gibbsite dans les horizons supérieurs des profils et deux hypothèses sont possibles :

- 1) La première consiste à attribuer la gibbsite à une période de pédogenèse ancienne où ce minéral naissait soit à partir des gels provenant de la destruction des feldspaths ou des autres minéraux primaires alumineux, soit directement à partir des minéraux alumineux eux-mêmes. Ainsi les horizons à gibbsite seraient le souvenir d'une étape jeune d'altération, suspendue aujourd'hui par approfondissement du sol.

Cette hypothèse ne sera pas retenue ici pour deux raisons;

- parce qu'on sait (Sieffermann et Millot, 1968) que dans la même région climatique, les sols ferrallitiques

faiblement et moyennement désaturés sur basaltes, encore riches en feldspaths, d'un ou deux mètres d'épaisseur, ne forment que de l'halloysite et de la métahalloysite. Aucune gibbsite n'apparaît, même en position d'excellent drainage. Les raisons de cette non formation de gibbsite ont été développées au paragraphe relatif à la diminution de la gibbsite des endosols du Moungo aux sols ferrallitiques faiblement et moyennement désaturés de l'Adamaoua (3° partie, II, F)

- parce que les sols ferrallitiques fortement désaturés de l'Adamaoua n'ont aucune chance, comme nous le verrons plus loin, d'avoir conservé dans le haut des profils les minéraux néoformés au cours des stades jeunes (III,B,C)

- 2) La deuxième hypothèse consiste à faire naître la gibbsite à partir des produits de dégradation de la métahalloysite. Cette hypothèse rend compte correctement des faits d'observation : destruction de la métahalloysite, augmentation des amorphes alumineux et développement important de la gibbsite, et ceci en l'absence de tout minéral primaire alumineux.

Cette genèse de la gibbsite dans les sols à partir de minéraux argileux a déjà été envisagée par différents auteurs (Sherman, 1950; Bates 1960; Segalen, 1957; Bonifas, 1959).

Si on cherche à pénétrer le mécanisme de cette genèse on peut reconstituer deux évolutions successives et parallèles : la dégradation de la métahalloysite en gels amorphes par solubilisation, et la cristallisation de la gibbsite à partir des gels temporairement maintenus à l'état de complexes alumino-fulviques. Ce mécanisme paraît vraisemblable, car on sait que la métahalloysite par son désordre structural plus grand se dissout plus rapidement que la

kaolinite désordonnée. La richesse en acides fulviques de ces sols permet le maintien de l'alumine libérée sous forme de complexes fulviques. Au cours des périodes sèches, une partie des complexes alumino-fulviques se détruisent, et, en l'absence de nappe et de silice disponible de minéraux primaires, alimentent la néoformation de gibbsite.

La désaturation du milieu et le manque de silice qu'entraîne ici l'abaissement de la nappe, sous l'effet de la dessiccation, qui dure cinq mois, apparaissent à nouveau, comme dans les andosols de la zone très pluvieuse du Mont Cameroun, comme des facteurs essentiels qui ont été soulignés par de nombreux auteurs (Gastuche et Herbillon, 1962; Millot, 1964; Pedro et Lubin, 1968; Segalen, 1965).

Ce mécanisme donne lieu à une accumulation lente de gibbsite dans les horizons qui subissent la dessiccation. Dans un premier stade, la métahalloysite disparaît; les horizons supérieurs des sols sont alors riches en kaolinite désordonnée et en gibbsite; dans un second stade, la kaolinite désordonnée se détruit à son tour. J'ai observé de tels sols, qui sont de véritables bauxites terreuses, en 1962, dans la région de Bamenda; leur description et leurs caractéristiques minéralogiques figurent page 84 et 85 de la notice explicative de la carte pédologique au 1/1000.000 du Cameroun oriental.

Les accumulations gibbsitiques qui se forment de cette manière peuvent, en l'absence d'érosion, évoluer en bauxites. L'importance des processus d'érosion, qui sont mis en évidence plus loin, (III, B, c) permettent d'affirmer que ce mécanisme n'a de chance d'aboutir à de la bauxite, que s'il a lieu dans des sols évoluant près du niveau de base, ou l'érosion mécanique sera réduite.

La position topographique actuelle des sols à gibbsite du Centre Cameroun fait que cette gibbsite n'a que très peu de chance de se maintenir et d'évoluer vers une formation bauxitique indurée.

b) L'évolution des minéraux argileux dans les horizons supérieurs des sols ferrallitiques fortement désaturés du Moungo.

Les sols ferrallitiques sur basaltes du Moungo ressemblent morphologiquement aux sols ferrallitiques fortement désaturés du Centre Cameroun. Ils ne subissent qu'une dessiccation périodique superficielle très réduite; la quasi-totalité du profil reste humide toute l'année. La teneur totale en phyllites reste à peu près constante des horizons B jusque vers 60 cm de la surface.

Dans la partie supérieure des profils, on observe une augmentation importante de la teneur en kaolinite désordonnée, simultanément le taux de métahalloysite et d'halloysite diminue, et des teneurs non négligeables en produits amorphes alumineux et ferrugineux apparaissent; il n'y a pas de gibbsite.

Dans les horizons A et B, comme dans les horizons sous-jacents à structure conservée, ne subsistent que des traces de minéraux ferro-magnésiens.

Ces profils montrent, comme leurs équivalents du Centre Cameroun, une augmentation du taux de kaolinite désordonnée dans les horizons supérieurs; mais aucune gibbsite n'apparaît.

Deux hypothèses sont possibles pour rendre compte de l'augmentation de la kaolinite désordonnée dans la partie supérieure des profils :

- La première consiste à expliquer l'augmentation de la kaolinite désordonnée dans le haut des profils par la solubilisation préférentielle de l'halloysite et de la métahalloysite. On sait que ces deux minéraux sont plus solubles que la kaolinite désordonnée (Huang, 1966). L'alumine provenant de leur dégradation serait évacuée. Cependant dans les horizons inférieurs des sols ferrallitiques du Moungo, la teneur en kaolinite désordonnée est faible; son augmentation rapide et importante dans le haut des profils oblige à concevoir la solubilisation d'une quantité considérable d'halloysite et de métahalloysite, et par conséquent à exprimer l'évacuation d'un taux important d'alumine. Cette hypothèse ne sera pas retenue ici, car l'absence systématique d'alumine dans les analyses d'eaux qui figurent dans les travaux hydrologiques rend l'évacuation de celle-ci peu probable.

- La seconde hypothèse consiste à faire naître une partie de la kaolinite désordonnée à partir de l'alumine de dégradation de l'halloysite et de la métahalloysite.

Ce mécanisme, dans ce milieu où les solutions sont toujours présentes, paraît vraisemblable, et rend compte correctement de l'augmentation considérable du taux de kaolinite désordonnée dans le haut des profils.

Les phyllites, dans les zones supérieures de ces sols, semblent recyclées en permanence vers des formes de mieux en mieux cristallisées, au fur et à mesure que la désaturation du milieu va en croissant.

Ce mécanisme pourrait aboutir, avec le temps, en l'absence d'érosion, à des sols formés de kaolinite très bien cristallisée sur de riches mères basiques. Dans cette voie, on peut signaler que des altérations isovolume

dérivant de roches volcaniques basiques, formées exclusivement de kaolinite très bien cristallisée, s'observent au Cameroun à la base du gisement bauxitique du N'Gaoundal. Or ce sont précisément les altérations les plus anciennes de roches basiques que nous connaissons dans ce pays, et justement protégées de l'érosion, mais non des percolations par une épaisse cuirasse bauxitique. Le diffractogramme type (VND 1 fig. N°) donné pour la kaolinite "stricto sensu" dans le chapitre "Constituants des sols" correspond à cette kaolinite du N'Gaoundal.

c) L'importance des processus d'érosion dans les sols ferrallitiques fortement désaturés.

Le volume total annuel d'eau qui s'écoule d'un bassin fluvial permet, avec la superficie du bassin, de connaître le volume moyen V d'eau que fournit annuellement chaque mètre carré du bassin. Ce volume V est caractéristique de chaque bassin.

La quantité de substances minérales en "solution" que contient un volume V d'eau, prélevé à la sortie du bassin, équivaut à ce que perd par dissolution par an chaque mètre carré du bassin.

Cette perte annuelle par mètre carré s'exprime en poids, mais elle peut être exprimée en hauteur de substance de même densité que la roche-mère par mètre carré, par an.

Une perte de $270 \text{ kg/m}^2/\text{an}$ équivaut à la perte d'une hauteur de $10 \text{ cm/m}^2/\text{an}$ de la même substance à l'état de densité 2,7.

La relation suivante permet la conversion de la perte pondérale P par m^2/an en hauteur de roche de densité d :

$$\text{hauteur équivalente de roche de densité } d \text{ en mm. } H = \frac{P}{d \cdot 1000}$$

Perte/ m^2/an en grammes
 ↘ densité de la roche sous-jacente

Que la fraction soluble provienne directement de la dissolution des minéraux primaires, ou de la dissolution des minéraux secondaires, n'a aucune importance; car toutes les substances minérales qu'évacuent les eaux sous forme soluble, proviennent en fin de compte de la roche sous jacente.

Les bassins qui évoluent sur des roches mères et sous des climats homogènes pour lesquels on connaît V de façon précise sont rares. Dans le Sud Cameroun on connaît cette valeur pour le bassin de la LOBE qui est situé entièrement en zone climatique équatoriale. Malheureusement on ne connaît pas pour ce fleuve la teneur moyenne en éléments solubles des eaux. Grâce aux prélèvements effectués par le Professeur Vincent, les eaux de la LIMBE et de la MOLIVE, deux rivières qui évoluent également sous le climat équatorial et qui drainent respectivement des sols jeunes sur basaltes et des sols ferrallitiques fortement désaturés ont pu être analysées. Les deux prélèvements de la LIMBE contiennent 93 et 95 p.p.m. de substances solubles (*), les deux prélèvements de la MOLIVE 46 et 27 p.p.m. (*)

Pour ces deux bassins on ne connaît pas la valeur de V . On peut néanmoins sur un bassin tel que celui de la LOBE faire un calcul avec une valeur faible comme 10 p.p.m. de substances solubles totales (*). On sait que dans le bassin de la LOBE chaque mètre carré évacue 1.700 litres d'eau par an par le fleuve ($V = 1,7 \text{ m}^3$)

Si l'eau de ce fleuve, à la sortie du bassin, contient en moyenne 10 p.p.m. ou 10 mg/litre, de substances minérales dissoutes, chaque mètre carré de bassin perd annuellement $10 \times 1.700 \text{ mg} = 17 \text{ g.}$ de substances minérales. Ces 17 grammes équivalent par mètre carré à la perte d'une hauteur de 0,0065 mm. de roche de densité 2,7. Cela paraît peu, mais

(*) sans les anions

pour une période géologique relativement courte, comme celle du Quaternaire et du Pliocène (12 Millions d'années) cela représente l'exportation totale de l'équivalent d'une hauteur de 78 mètres de roche saine sur toute la surface du bassin.

On sait par ailleurs que dans les altérations isovolumes en milieu tropical et équatorial les produits exportés représentent, selon le cas 50 à 65 % de la roche initiale (Bonifas, 1959; Delvigne, 1965; Lelong, 1968; Tardy, 1969). Les horizons profonds des sols ferrallitiques fortement désaturés de l'Adamaoua donnent des valeurs similaires (67 %).

L'évacuation hors du bassin de l'équivalent d'une hauteur de 78 mètres de roche signifie par conséquent, si aucune érosion n'avait lieu, que, selon le cas, une hauteur de 120 à 156 mètres de roche s'est altérée.

L'accumulation des produits de l'altération ne devrait entraîner qu'un faible abaissement de la "surface" du bassin, en l'absence d'érosion, car on sait que les produits non évacués, résiduels et néoformés, des altérations, occupent une hauteur voisine de celle de la roche qui a été altérée (légèrement supérieure selon Leneuf (1959), légèrement inférieure selon Lelong (1968) et Tardy (1969)).

Il se dégage de ceci, qu'en l'absence d'érosion, l'évacuation de seulement 10 p.p.m. de substances minérales solubles aurait pu permettre aux processus de pédogenèse d'élaborer 120 à 150 mètres de produits d'altération depuis le Pliocène; et cela sans provoquer un abaissement visible de la surface du bassin.

La réalité en fait est très différente. Dans toute la moitié méridionale du Cameroun, comme dans beaucoup d'autres

régions tropicales et équatoriales (Côte d'Ivoire, Guyane etc...) l'épaisseur des altérations non indurées n'excède guère une trentaine de mètres. Cette épaisseur représente par conséquent au maximum les produits de deux à trois millions d'années.

Pour expliquer l'importance déficit de produits d'altération sur de vastes surfaces on peut avancer deux explications :

- la première consiste à supposer le décapage totale des altérations de ces zones il y a 2 à 3 millions d'années. Les trente mètres d'altérations actuelles seraient les produits de la pédogenèse depuis cette époque.

Cette explication ne sera pas retenue car nous n'avons aucun argument valable qui permet d'avancer que les régions proches de l'équateur aient été décapées de leurs altérations au Pliocène terminal.

- la seconde consiste à expliquer cette "faible" épaisseur des altérations en zone équatoriale par l'exportation des produits résiduels et secondaires sous forme figurée d'argile, de limon et de sable. Elle implique l'évacuation d'au moins 120 mètres de produits d'altération depuis le Pliocène. L'hypothèse est vraisemblable car il suffit de 8 p.p.m. de transport solide, à côté des 10 p.p.m. de substances solubles, pour expliquer l'évacuation de ces 120 m. de produits d'altération. On peut rappeler ici que les eaux d'un fleuve qui assure un débit solide moyen de 8 p.p.m. seront qualifiés par un observateur de limpides.

Les idées essentielles qui se dégagent de ces réflexions sont les suivantes :

- 1) Dans la plupart des zones équatoriales et tropicales, à sols non indurés, l'érosion enlève imperceptiblement mais continuellement, sous forme figurée, dans le haut des profils, près des 8/10 èmes de la quantité de minéraux secondaires qui se néoforme en profondeur dans le même temps.
- 2) L'évacuation des produits secondaires et résiduels est un phénomène extrêmement important, même dans les zones équatoriales forestières réputées les moins érosives; il suffit de 8 p.p.m. de transport solide pour expliquer l'enlèvement de 120 mètres de produits d'altération dans la seule durée du Quaternaire et du Pliocène (en région équatoriale à 2 à 3 m/an de précipitations)
- 3) La plupart des sols ferrallitiques fortement désaturés non indurés ne représentent au maximum que les produits de la pédogenèse des deux à trois millions d'années.
- 4) Il n'y a aucune chance que des sols ferrallitiques fortement désaturés, non indurés, aient conservés dans leurs horizons des minéraux néoformés dans leurs stades de jeunesse.
- 5) L'érosion continue des horizons supérieurs des sols ferrallitiques non indurés, empêche les processus de dissolution des minéraux secondaires, qui ont lieu dans les horizons supérieurs, de marquer profondément les profils; sauf si ceux-ci évoluent près d'un niveau de base. Le fait que le processus de dégradation de la métahalloysite soit visible dans les sols ferrallitiques fortement désaturés du Centre Cameroun montre que c'est un phénomène relativement rapide. A ce sujet, on peut signaler que Huang (1966), dans sa thèse sur la solubilité des silicates courants des sols, avance une solubilité dans l'eau de 20 p.p.m. pour l'halloysite au bout de 10 jours.

CONCLUSIONS GENERALES

Les principaux résultats qui se dégagent de cette étude de sols sur roches volcaniques, en milieu tropical et équatorial, concernent la formation et l'évolution des produits minéraux secondaires.

1) Les allophanes sont difficiles à isoler. Outre des néosynthèses phylliteuses qui sont toujours mises en évidence, la présence de diatomées, jusqu'à 20% de la fraction argileuse, rend difficile l'interprétation du rapport moléculaire $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ qui varie entre 0,8 et 1,6.

Les allophanes de la zone équatoriale très humide présentent toujours le faciès de flocons amorphes et jamais celui de l'imogolite.

En climat équatorial, la genèse de l'allophane est massive par altération du matériel basaltique finement cristallisé. Les verres sont un élément favorisant la genèse des allophanes, mais non indispensables.

Le maintien et l'accumulation de l'allophane nécessitent non seulement une humidité continuelle et un soutirage permanent des solutions, mais également la présence de substances organiques. Dans les andosols, les allophanes existent sous forme de complexes organiques. Les taux élevés, et les propriétés inhabituelles des substances organiques de ces sols sont la conséquence directe de la stabilité des complexes allophano-organiques en milieu humide.

2) Kaolinite, gibbsite et montmorillonite naissent simultanément dans les andosols de la zone équatoriale très humide. La fraction inférieure à 2 microns de ces sols contient jusqu'à 10% de montmorillonite et de très belle kaolinite, et jusqu'à 10 à 20% de gibbsite. Il n'y a jamais d'halloysite ou de metahalloysite, ni en tubes, ni en glomérules. *des les anglois*

La montmorillonite naît au sein des minéraux primaires ferromagnésiens.

Localement, grâce au rôle de banque de silice des diatomées, la désaturation poussée du milieu permet directement la cristallisation régulière de la kaolinite, à partir de l'alumine libérée au cours de la lente dégradation des complexes allophaniques.

Plus importante est la genèse directe de la gibbsite, dès les premiers stades de l'altération, à partir des complexes allophaniques, sans passage par l'halloysite, dans ce milieu désaturé toujours humide.

3) L'halloysite et la métahalloysite peuvent se présenter, soit sous le faciès de tubes, soit sous celui de glomérules.

Dans les altérations profondes des sols ferrallitiques, l'halloysite et la métahalloysite se néoformement dans un milieu toujours humide; leur faciès est généralement à dominance tubulaire.

Dans les altérations peu profondes où les allophanes sont en flocons amorphes, et où une saison sèche intervient, naissent préférentiellement des faciès glomérulaires à morphologie variable et à anatomie

compliquée, à base de couches et de lanières plus ou moins concentriques. La croissance de ces formes se fait au sein des flocons d'allophanes et leur morphologie est la conséquence directe de cette origine.

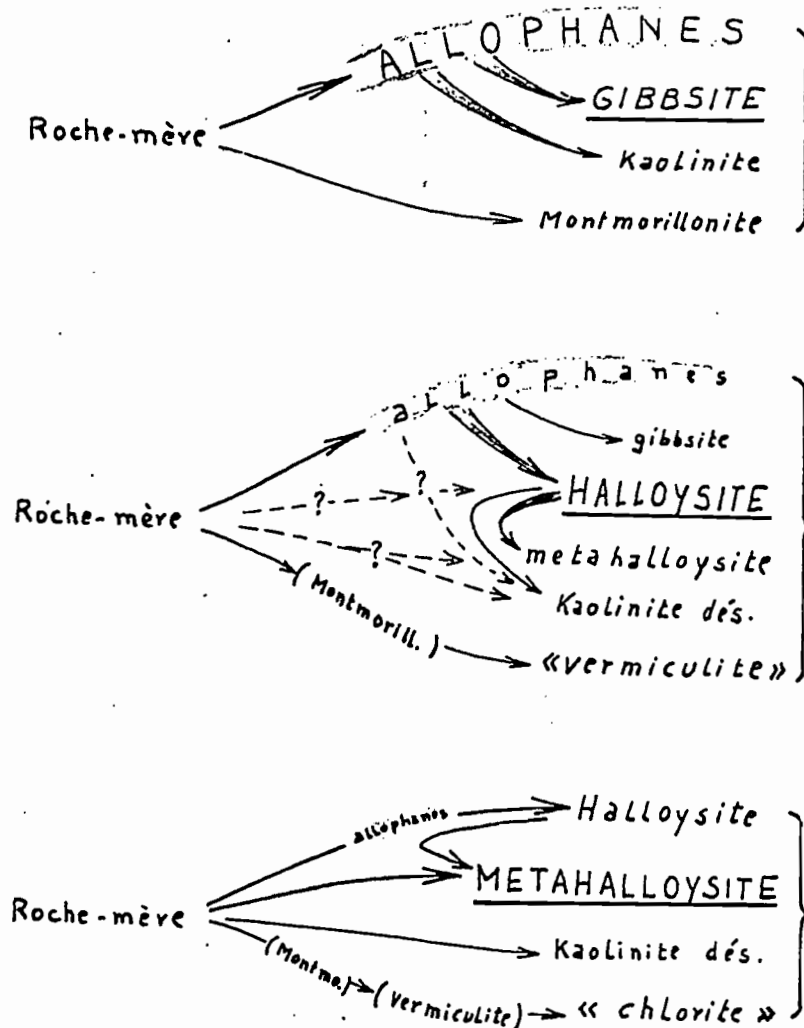
Par deshydratation naturelle, ces halloysites évoluent en métahalloysite à faciès glomérulaire.

Des faciès tubulaires peuvent provenir de la dislocation de formes glomérulaires ou de la croissance de tubes sur des faciès glomérulaires, tels des cristaux.

La cristallisation de ces minéraux désordonnés, au lieu de kaolinire, est corrélée avec la charge ionique plus élevée des milieux où ils naissent.

4) La "vermiculite" et la "chlorite" se forment en climat tropical alterné la première dans les sols jeunes, la seconde dans des sols plus anciens. L'apparition de la "vermiculite" que relaye la "chlorite" vers les régions plus sèches dans les sols plus vieux, coïncide avec une augmentation du taux d'alumine des produits amorphes des milieux. Inversement, l'absence de chlorite et de vermiculite, et la présence de montmorillonite, dans les sols du milieu équatorial humide, correspond à une diminution du taux d'alumine des gels et à une augmentation de leur stabilité. On peut penser que cette "vermiculite" et cette "chlorite" dérivent de montmorillonite par fixation progressive d'alumine.

5) L'étude des altérations du climat équatorial humide au climat tropical alternant, a permis de préciser trois séquences d'altération de type jeune :



- La première séquence est caractéristique du milieu équatorial toujours humide; il n'y a pas formation d'halloysite, mais il y a formation de montmorillonite, de kaolinite et de gibbsite.
- La seconde séquence s'observe en climat tropical, ou équatorial, à brève saison sèche; les minéraux caractéristiques sont l'halloysite et la "vermiculite".
- La troisième est typique du climat tropical à longue saison sèche, à précipitations supérieures à 1600-1700 mm par an; c'est le domaine de la métahalloysite.

6) L'évolution des silicates d'altération des sols anciens (ferrallitiques fortement désaturés) sur roches volcaniques, change radicalement du climat équatorial humide au climat tropical alternant.

- Dans la zone équatoriale pluvieuse, les silicates secondaires évoluent dans le haut des profils, au fur et à mesure que la désaturation du milieu croît, vers des formes de mieux en mieux cristallisées; c'est le domaine de la "kaolinisation des silicates d'altération".

- Dans la zone tropicale à climat alterné, les minéraux argileux évoluent sous l'effet de l'assèchement saisonnier des profils, vers la gibbsite; c'est le domaine de la "ferrallitisation des silicates secondaires".

Ces deux mécanismes ne peuvent cependant marquer profondément les profils qu'en l'absence d'érosion.

B I B L I O G R A P H I E

- ALCAYAGA A.V. de (1965) - Relationship between some physical and chemical characteristics of soils derived from volcanic ash. *Agricultura tec.* 25, p. 9-18.
- ALESCHINA S.N., REKSCHINSKAJA L.G. (1956) - Über die mineralogische Zusammensetzung der Muttergesteine der Roterden. *Doklady Akad. Nauk. S.S.S.R.*, 108, p. 545-547.
- ALEXANDER L.T., FAUST G.T., HENDRICKS S.B., INSLEY H., Me MURDIE H.F. (1943) - Relationship of the clay minerals halloysite and endellite. *Amer. Min.*, 28, p. 1-18.
- ALONSO J., BESOAIN E. et CATALINA F. (1963) - Observations de microscopie électronique en argiles volcaniques de Chili et allophanes de la Nouvelle-Zélande. *Int. Clay. Conf.*, Stockholm, I, p. 167-173.
- AOMINE S. et YOSHINAGA N. (1955) - Clay minerals of some welldrained volcanic ash soils of Japan. *Soil Sci.*, 79, p. 349-358.
- AOMINE S. et WADA K. (1962) - Differential weathering of volcanic ash and pumice, resulting in formation of hydrated halloysite. *Amer. Min.*, 47, p. 1024-1048.
- AOMINE S., MIYAUCHI N. (1963) - Age of the youngest hydrated halloysite in Kyushu. *Nature*, 119, p. 1311-1312.
- AOMINE S. et MIYAUCHI N. (1965) - Imogolite of imogo - layers in Kyushu, *Soil Sci. Pl. Nutr.*, 11, n° 5, p. 28-35.
- AOMINE S., EGASHIRA K. (1967) - Flocculation of allophanic clays by electrolytes. *Soil Sc. Pl. Nutr.*, 14-3, p. 94-98.
- ATAMAN G., BENUS Y. (1965) - Une méthode de dosage des éléments traces dans les roches par spectrométrie à lecture directe. *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.* 18,4, p. 179-189.
- ATAMAN G. (1966) - Utilisation du spectromètre à lecture directe pour le dosage des éléments majeurs des roches sédimentaires et des silicates dans une grande gamme de concentrations. *Bull. Serv. carte géol. Als. Lorr.*, 16,4, p. 233-240.
- AUBERT G. (1941) - Les sols de la France d'outre-mer. Paris, Imp. Nation. 90 p.
- AUBERT G. (1945-1967) - Cours de pédologie professé à l'O.R.S.T.O.M.

- AUBERT G. (1954) a - La classification des sols utilisés dans les territoires tropicaux de l'Union Française. C.R. 5° Conf. Interafric. Sols, Léopoldville, p. 705-708.
- AUBERT G. (1954) b - Les sols latéritiques. C.R. 5° Cong. Interafric. Sols, Léopoldville, 1, p. 103-108.
- AUBERT G. (1954) c - Les sols hydromorphes d'Afrique Occidentale Française. C.R. 5° Cong. Interafric. Sci. Sol, Léopoldville, 4, p. 447-450.
- AUBERT G. et DUCHAUFOR Ph. (1956) - Projet de classification des sols. C.R. VI° Cong. Intern. Sci. Sol, Paris. D, p. 597-604.
- AUBERT G. (1963) - La classification des sols; la classification pédologique française, 1962. Cahiers O.R.S.T.O.M., 3, p. 1-7.
- AUBERT G. (1963) - Soil with ferrugineous and ferralitic crusts of tropical regions. Soil Sci., 95, 4, p. 235-242.
- AUBERT G. (1964) - La classification des sols utilisée par les pédologues français en zone tropicale et aride. Sols Africains, IX, 1, p. 97-106.
- AUBERT G. (1965) - Classification des sols; Tableaux des classes, sous-classes, groupes et sous-groupes de sols utilisés par la section de pédologie de l'O.R.S.T.O.M. Cahiers O.R.S.T.O.M., III, 3, p. 269-288.
- AUBERT G. (1965) - La classification pédologique utilisée en France. Pédologie. Symp. Intern., 3, Class. des sols, Gand, p. 25-56.
- AUBERT G. (1966) - Observations sur la classification des sols ferralitiques. Cahiers O.R.S.T.O.M., IV, 4, p. 89-90.
- AUBERT G. et SEGALIN P. (1966) - Projet de classification des sols ferralitiques. Cahiers O.R.S.T.O.M., sér. Pédol. IV, 4, p. 97-112.
- AUBERT G. et BOULAIN J. (1967) - La pédologie. Presses Univ. de France n° 352, 128 p.
- AUBREVILLE A. (1949) - Climats, forêts et désertification de l'Afrique tropicale. Soc. Ed. Géog. Marit. Colon., Paris, 357 p.
- AUBREVILLE A. (1962) - Savanisation tropicale et glaciations quaternaires. Adansonia II, 1, p. 16-84.

- BACHELIER G. (1951) - Prospection de la région située entre la route de Nkapa-Mbanga et le Moungo. Rapp. I.R.CAM. P 12, 7 p., 1 carte au 1/200 000e multig.
- BACHELIER G. (1954) - Etude pédologique de la plaine de la Vina. Publ. I.R.CAM. P 42 a 12 p., une carte au 1/50 000e.
- BACHELIER G. (1954) - Etudes pédologiques diverses dans la région de N' Gaoundéré et de Mefanga. Publ. I.R.CAM. P 42 C, 33 p.
- BACHELIER G. (1955) - Carte pédologique de Lao-Panga. Publ. I.R.CAM P 62, 11 p., 1 carte au 1/50 000e.
- BACHELIER G., CURIS M., MARTIN D. (1956) - Etudes pédologiques faites à la station de l'I.F.A.C. à Nyombé. Rapp. I.R.CAM., P 78, 26 p. tableaux d'analyses, multig.
- BACHELIER G., CURIS M., MARTIN D., (1956) - Etudes pédologiques de la Plaine bananière (Secteur Mbanga-Loum). Rapp. I.R.CAM., P 79, 30 p., 1 carte au 1/20 000e, tableau d'analyses, multig.
- BACHELIER G. (1957) - Carte pédologique au 1/50 000e de la zone du volcanisme récent au sud-est de N'Gaoundéré. Publ. I.R.CAM. P 84, 27 p., 1 carte au 1/50 000e.
- BATES Th. F. et COMER J.J. (1955) - Electron microscopy of clay surface. Proc. 3. Nat. Conf. on Clays and Clay Minerals. N° 395, p. 1-25.
- BATES Th. F., COMER J.J. (1959) - Further observations on the morphology of chrysotile and halloysite. Proc. 6th Nat. Conf. on clays and clay minerals. Washington, p. 237-248.
- BATES Th. F. (1960) - Rock weathering and clay formation in Hawaii. Mineral Ind. 29 (8), p. 4-6.
- BESOAIN E.M. (1964) - Clay formation in some chilean soils derived from volcanic materials. N.Z.J. Sci., 7, p. 79-86.
- BEUTELSPACHER H., Van der MAREL H.W. (1961) - Kennzeichen zur Identifizierung von Kaolinit, "Fireclay" - Mineral und Halloysit, ihre Verbreitung und Bildung. T.I.Z. - Zbl. Sonderdruck n° 344.
- BIRREL K.S., FIELDS M. (1952) - Allophane in volcanic ash soils. Journ. Soil. Sc., 3, p. 156-166.
- BIRREL K.S., FIELDS M., WILLIAMSON K.I. (1955) - Unusual forms of halloysite. Amer. Min. 40, p. 122-124.
- BLANCHIN L., IMELIK B., PRETTE M. (1953) - Etude par diffractométrie de rayons X des produits de déshydratation de l'hydrargillite. C.R. Ac. Sc., Paris, 236, p. 1025-1028.

- BOER de J.H., FORTUIN J.M.H., STEGGERDA J.J. (1954) - Dehydration of alumina hydrates, I, II. Proc. Ac. Sc. Amst., B 57, p. 170-180 et p. 434-443.
- BOHM J. (1929) - Röntgengraphische Untersuchung der mikrokristallinen Eisenhydroxyd Minerale. Zeitschrift für Krist., 68, p. 567.
- BONIFAS M. (1959) - Contribution à l'étude géochimique de l'altération latéritique. Thèse Doctorat ès Sciences Strasbourg. Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr., 17, 159 p.
- BORDET P., FAURE H., MARINELLI G., REMY J.M., ROGNON P., TAZIEFF H., VINCENT P.M. (1969) - Mission volcanologique au Tibesti (1965) (à paraître).
- BRADLEY W.F. (1945) - Glycol-montmorillonite. Amer. Min. XXX p. 704-713.
- BRAMAO L., CADY J.G., HENDRICKS S.B. (1950) - The determination of halloysite and its use in the study of red soils. IVth Int. Congr. Soil. Sci. Amsterdam, 1, p. 313.
- BRAMAO L., CADY J.G., HENDRICKS S.B., SWERDLOW M. (1952) - Criteria for the characterization of kaolinite, halloysite and related mineral in clays and soils. Soil Sci. 73, p. 273-287.
- BREITHAUPT , HOFFMANN (1818) - Riemannit. Min. 46, p. 182.
- BRINDLEY G.W., ROBINSON K. (1946) - Randomness in the structures of kaolinic clay minerals. Trans. Faraday Soc. 42 B p. 198-205.
- BRINDLEY G.W., ROBINSON K. (1947) - An X-ray study of some kaolinitic fire clays. Trans. Brit. Ceram. Soc., 46, p. 49-59.
- BRINDLEY G.W., ROBINSON K. (1947) - An X-ray study of some kaolinitic fire clays. Trans. Brit. Ceram. Soc., 46, p. 49-59.
- BRINDLEY G.W. (1951) - X-ray identification and crystal structures of clay minerals. The Min. Soc. (Clay minerals Group), London.
- BRINDLEY G.W., SOUZA SARITOS de P. (1966) - New varieties of kaolin-group minerals and the problem of finding a suitable nomenclature. Int. Clay Conf., Jerusalem, 1, p. 3-11.
- BROADBENT F.E., JACKMAN R.H., Mc. NICOLL J. (1964) - Mineralization of carbon and nitrogen in some New Zealand allophanic soils. Soil Sc. 98, p. 118-128.
- BROWN G., STEPHEN I. (1950) - Structural study of Iddingsite from New South Wales (Australia). Amer. Min., 44, p. 252-260.
- BROWN J.F., CLARK D., ELLIOT W.W. (1953) - Thermal decomposition of gibbsite. J. chem. Soc., p. 84-88.

- BROWN G. (1961) - The X-ray identification and crystal structures of clay minerals. Mineralogical Society (Clay Minerals Group) London, 544 p.
- BRUNNAUER S., EMMET P.H., TELLER E. (1938) - Adsorption of gases in multimolecular layers. J. Amer. Chem. Soc., 60, p. 309-319.
- BUONDONNO C. (1966) - Clay minerals in soils of Naple province. Agrochimica, 10, p. 157-167.
- BUONDONNO C., VIOLANTE P. (1966) - The soils of the Ormi valley. Agrochimica 11, p. 65-78.
- CAILLERE S., HENIN S. (1950) - Sur l'hydratation de certains minéraux phylliteux - Métahalloysite. C.R. Ac. Sc., Paris, 230, p. 1190-1192.
- CAILLERE S., HENIN S. (1963) - Minéralogie des Argiles. Masson et Cie Paris, 355 p.
- CARROLL D., JONAS N.K. (1947) - Laterite developed on acid rocks in South-western Australia. Soil Sci., 64, p. 1-15.
- CHUKROV F.V., BERKLIN S.I., ERMILOVA L.P., MOLEVA V.A., RUDNITSKAYA E.S. (1963) - Allophane from some deposits of the U.S.S.R., Int. Clay Conf. 2, p. 19-28.
- CHUKROV F.V., BERKLIN S.I., ERMILOVA L.P., MOLEVA V.A., RUDNITSKAYA E.S. (1964) - Sur le problème des allophanes. Izvest. Akad. Nauk. C.C.C.P., Sér. géol. n° 4, p. 3-19.
- COLMET-DAAGE F., CUCALON F. (1965) - Caractéristiques hydriques de certains sols des régions bananières d'Equateur. Fruits, 20, 1, p. 19-23.
- COLMET-DAAGE F., CUCALON F. et al. (1967) - Caractéristiques de quelques sols d'Equateur dérivés de cendres volcaniques, 1ère partie : Essai de caractérisation des sols des régions tropicales. Cahiers O.R.S.T.O.M., Sér. pédol., V - 14, p. 3-38.
- COLMET-DAAGE F., CUCALON F., DELAUNE M., GAUTHEYRON J. et M., MOREAU B. (1967) - Caractéristiques de quelques sols d'Equateur dérivés de cendres volcaniques, 2° partie : Conditions de formation et d'évolution, Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Pédol., V - 4, p. 353-391.
- COLMET-DAAGE F., KIMPE de C., SIEFFERMANN G., DELAUNE M., FURIL G., (1969) - Caractéristiques de quelques sols dérivés de cendres volcaniques de la côte pacifique du Nicaragua. Cah. O.R.S.T.O.M. Sér. Pédol. (sous presse).

- COMBEAU A. (1954) - Observations sur les sols volcaniques dans la région de Nkongsamba. Rapp. I.R.CAM., P 41, 21 p. 2 cartes au 1/100 000e, 1 carte au 1/200 000e, multig.
- COMER J.J., TURLEY J.W. (1955) - Replica Studies of bulk clays. Appl. Phys., 26, p. 346-350.
- Commission de pédologie et de cartographie des sols (1967) - Classification des sols. Publ. E.N.S.A. de Grignon, p. 1-88.
- CONRAD G. (1963) - Synchronisme du dernier Pluvial dans le Sahara septentrional et le Sahara méridional. C.R. Acad. Sc. Paris, 257, p. 2506-2509.
- CORRENS C.W., ENGELHARDT W. von (1938) - Neue Untersuchungen über die Verwitterung des Kalifeldspates. Chem. der Erde 12, p. 1-22.
- DANA (1944) - The system of Mineralogy. J. Wiley, N-Y.
- DANA (1946) - The system of Mineralogy. Vol. I, p. 708, J. Wiley and Sons Inc. New-York.
- DASGUPTA D.R., MACKAY A.L. (1959) - B-ferric oxyhydroxide and green rust. J. Phys. Soc. Japan. 14, p. 932-935.
- DAVID I., WELCH A.E. (1956) - The oxidation of magnetite and related spinels. Constitution of Fe_2O_3 . Transac. Faraday Soc., 52, p. 1642-1650.
- DAY M.K.B., HILL V.J. (1953) - Thermal transformations of aluminas. J. phys. Chem., 57, p. 964-950.
- DEAN L.A. (1947) - Differential thermal analysis of Hawaiian soils. Soil Sci., 63, p. 95-105.
- DELIBRIAS G., DUTIL P. (1966) - Formations calcaires lacustres du Quaternaire supérieur dans le massif central saharien (Hoggar) et datations absolues. C.R. Ac. Sc. Paris, 262-D, p. 55-58.
- DELVIGNE J. (1965) - Pédogenèse en zone tropicale. La formation des minéraux secondaires en milieu ferrallitique. Mém. O.R.S.T.O.M., 13, 177 p.
- DEMOLON A. (1954) - La dynamique du sol. Dunod Paris, 415 p.
- DEMOLON A. (1949) - La génétique des sols. Pr. Univ. Fr. Paris, 135 p.
- DENISON J.A., FRY W.H., GILE P.L. (1929) - Alteration of muscovite and biotite in the soil. U.S. Dept. of Agric. Techn. Bull. 128, p. 32.

- DITTLER E. (1933) - Zur Frage der Kaolinbildung. Z. anorg. allg. Chem. 211, p. 33-40.
- DOELTER C., CORNU F. (1909) - Investigations at the borderline of colloid chemistry, mineralogy and geology. Zeits. Chem. Ind. Kolloide, 4, p. 89-92.
- DRESCH J. (1952) - Dépôt de couverture et reliefs en Afrique occidentale française. Proc. VII^e Génér. assemb. XVII^e conf. int. Géo. Union. Washington, p. 323-326.
- DRESCH J. (1952) - Observations dans la région de Mokolo (Nord-Cameroun). C.R. Som. Soc. géol. Fr[?], 5, p. 88-9P.
- DRITS V.A., KASHAEC A.L. (1960) - On structure peculiarities of kaolinite. Rept. Meeting Intern. Comm. Study of clays Moscow, p. 18-19.
- DUCHAUFOR Ph. (1961) - Données nouvelles sur la classification des sols. Ann. E.N.E.F., XVIII, 4, p. 1-61.
- DUCHAUFOR Ph. (1965) - Précis de Pédologie. Masson. Ed. Paris, 2^e Edition, 481 p.
- DUCHAUFOR Ph., SOUCHIER B. (1966) - Note sur une méthode d'extraction combinée de l'aluminium et de fer libre dans les sols. Science du Sol, 1, p. 17-30.
- DUCHAUFOR Ph. (1967) - La podzolisation en climat atlantique. Ann. de Edafologia y Agrobiologia, Madrid, N^o special, p. 1-15.
- DUGAIN F. (1960) - Etude sur la fertilité des sols de la Plaine bananière du Cameroun. Fruits, 15-4, p. 153-170.
- EITEL W. (1939) - Die Bedeutung der Elektronenmikroskopie für die mineralogische Forschung. Fortschr. Mineral., Kristallogr. Petrograph. 23, p. 115.
- EITEL W. (1943) - Das Elektronenmikroskop und seine Anwendung auf keramische Probleme. Ber. DKG. 24, p. 37-53.
- EITEL W. et RADSZEWSKI O.E. (1943) - Zur Kenntnis des Metahalloysites. Abh. Preuss. Akad. Wiss. Jahrg. Math. Naturwiss. Kl. n^o 5.
- EMMET P.H., BRUNNAUER S., LOVE K.S. (1938) - The measurement of surface area of soils and soil colloids by the use of temperature van der Waals adsorption. Soil Sci., 45, p. 57-65.
- ENGLER A. (1892) - Die Hochgebirgsflora des tropischen Afrika. Ab. Pr. Ak. Miss. Berlin. t II, p. 1-461.
- ERHART H., PIAS J., LENEUF N. (1954) - Etude pédologique du bassin alluvionnaire du Lagone-Chari. Rapp. O.R.S.T.O.M., 230 p., 2 cartes au 1/200 000

- EWING F.J. (1935) - The structure of lepidocrocite. J. Chem. Phys., p. 420-425.
- FAURE H., MANGUIN E., NYDAL R. (1963) - Formations lacustres du Quaternaire supérieur du Niger oriental. Diatomites et âges absolus. Bull. B.R.G.M., 3.
- FAURE H. (1965) - Evolution des grands lacs sahariens à l'Holocène. Congrès I.N.A.U.A. Denver 13 p.
- FAURE H. (1967) - Une importante période humide du Quaternaire supérieur du Sahara. Bull. Inst. Fondam. d'Afrique Noire. T. XXIX, Sér. A n° 2, p. 851.
- FAURE H., ELOUARD P. (1967) - Schéma des variations du niveau de l'Océan Atlantique sur la côte de l'Ouest de l'Afrique depuis 40 000 ans. C.R. Acad. Sc. Paris, 265, p. 784-787.
- FIELDES M. (1955) - Allophane and related mineral colloids. N.Z. Jl. Sci. Techn. b, 37, p. 336-350.
- FIELDES M. et WILLIAMSON K.I. (1955) - Clay mineralogy of New-Zeeland soils. N.Z. Jl. Sci. Techn., B 37, p. 314-335.
- FIELDES M., SCHOFIELD R.K. (1960) - Mechanisms of ion adsorption by inorganic soil colloids. N.Z. Jl. Sci. 3, p. 563-579.
- FIELDES M. (1966) - The nature of allophane in soils : 1- Significance of structural randomness in pedogenesis, N.Z. Jl. Sci. Techn., 9, p. 599-607.
- FIELDES M. et FURKERT R.J. (1966) - The nature of allophane in soils : 2- Differences in composition. N.Z. Jl. Sci. Techn., 9, p. 608-622.
- FIELDES M., PERROTT K.W. (1966) - The nature of allophane in soils. 3- Rapid field and laboratory test for allophane. N.Z. Jl. Sci., 9, 3, p. 623-629.
- FRICKE R., SEVERIN H. (1932) - Dissociation pressures of crystalline hydroxides. Z. anorg. Chem., 205, p. 287-308.
- FUJISAWA T. (1967) - Studies of clay minerals of granitic soil at Tomikusa in Nagano Prefecture. Bull. Coll. Agric. Utsonomiya Univ., 6, p. 137-146.
- GAG J.Y. (1968) - Les altérations de quelques roches cristallines des Vosges. Etude minéralogique et géochimique. Thèse Fac. Sc. Univ. Strasb. (Sciences de la Terre); 78 p.

- GALPIN S.L. (1912) - Studies of flint clays and their associates. Trans. Amer. Ceram. Journ., 14, p. 307.
- GASTUCHE M.C., HERBILLON A. (1962) - Etude des gels d'alumine, cristallisation en milieu désionisé. Bull. Soc. Chim. Fr., 7, p. 1404-1412.
- GAUBERT R. (1925) - Sur l'identité de la limonite fibreuse avec la goëthite. C.R. Ac. Sc. Paris, 181, p. 871.
- GAZEL J., HOURCQ V., NICKLES M. (1956) - Notice explicative de la carte géologique du Cameroun au 1/1000 000. Bull. 2, Direct. des Mines et de la Géologie du Cameroun. Yaoundé.
- GEITH M.A. (1952) - D.t.A of iron oxides. Amer. J. Sc., 250, p. 677-695.
- GENIEUX M. (1959) - Climatologie du Cameroun. Pub. O.R.S.T.O.M. OCH 21 (Atlas du Cameroun), 4p. 2 pl. Service Météorologique du Cameroun. - Annales de Climatologie.
- GERARD (1958) - Carte géologique de l'AEF au 1/2000 000. Serv. des Mines, Brazzaville.
- GEZE B. (1943) - Géographie physique et géologie du Cameroun occidental. Mém. du Muséum Nat. d'Hist. Nat., 17, fasc. 1, p. 1-272.
- GIUSEPPETTI G., PIGORINI B., VENIALE F. (1963) - Weathering materials of rocks and sedimentary deposits from Valsesia, Italy. Int. Clay Conf., Stockholm, I, p. 139-148.
- GOLDMANN M.I., TRACEY J.I. (1946) - Relations of bauxite and kaolinite in the Arkansas bauxite deposits. Econ. Geol., 41, p. 567-575.
- GOLDZSTAUB S. (1935) - Etude de quelques dérivés de l'oxide ferrique. Détermination de leur structure. Bull. Soc. Mi., 58, p. 6-67.
- GORDON M. (1952) - Formation of bauxite and clay minerals; problems of clay and laterite genesis. Proc. A.I.M.M.E., p. 214-215.
- GORDON M., TRACEY J.I. (1952) - Origin of the Arkansas bauxite deposits. Problems of clay and laterite genesis. A.I.M.M.E. Symposium vol. p. 12-34.
- GOROBUNOV N.I., DZYADEVICH G.S., TUNIK V.V. (1961) - Methods of determining non silicate amorphous and crystalline sesquioxides in soils and clays. Soviet Soil. Sci., 11, p. 1252-1259.
- GRAUL H. (1960) - Der Verlauf des glazialenstatischen Meeresspiegelanstieges, berechnet an Hand von C 14 Datierungen. Deutscher Geographentag Berlin 1959, p. 228-242.

- GRIM R.E. (1953) - Clay mineralogy. Mc. Graw Hill, New-York.
- GRIMSHAW R.W., HEATON E., ROBERTS A.L. (1945) - Constitution of refractory clays. Trans. Brit. Ceram. Soc., 44, p. 69-92.
- GRIMSHAW R.W., WESTERMAN A., ROBERTS A.L. (1948) - Mineral constitution of some fireclays and its influence on their properties. Transact. 1st. Internat. Congr. Ceram. Ind. (Netherlands) p. 407-415.
- HANNEY J.B. (1877) - On Bowlingite a new scottish mineral. Min. Mag., 1, p. 154-157.
- HARDON H.J., FAVEJEE J.Ch.L. (1939) - Qualitative X-ray analysis of the clay fraction of the principal soil types of Java. Meded. Landb. Hogeschool, 43 (6), p. 55-59.
- HARDY F., RODRIGUES G. (1939) - Soil genesis from andesite in Grenada. British West Indies, Soil Sci., 48, p. 361-384.
- HARRISON J.B. (1933) - The katamorphism of igneous rocks under humid tropical conditions. Exp. Sta. Harpenden (England). Imp. Bur. Soil. Sc. p. 1-79.
- HASHIMOTO I., JACKSON M.L. (1960) - Rapid dissolution of allophane and kaolinite - halloysite after dehydration. Clays and Clay Minerals, 7, p. 102-113.
- HEATON E., ROBERTS A.L. (1945) - The constitution of refractory clays. Trans. Brit. Ceram. Soc., 44, p. 76-92.
- HENDRICKS S.B. (1942) - Lattice structure of clay minerals and some properties of clays. J. Geol., 50, p. 276-290.
- HENIN S., CAILLERE S. (1963) - Mineralogie des argiles, Paris Masson, 355 p.
- HERBILLON A., GASTUCHE M.C. (1962) - Synthèse et genèse de l'hydrargillite. C.R. Ac. Sc. Paris, 254, p. 1105-1107.
- HERBILLON A., TRAN VINH AN J. (1964) - Etude de la fraction amorphe colloïdale de quelques sols tropicaux. VIIIth Congr. Int. Sc. Sol. Bucarest, III, p. 1191-1201.
- HERVIEU J. (1966) - Contribution à l'étude de l'aluyvionnement en milieu tropical. Thèse Fac. Sc. Paris. 508 p.
- HICKLING G. (1908) - China clay, its nature and origin. Transact. Inst. Min. Engr. (England), 36, p. 10-32.
- HOULDSWORTH H.S., COBB J.W. (1923) - Behaviour of fire-clays, etc..., on heating. Trans. Brit. Ceram. Soc. vol. 22, p. 111-137.

- HUANG P.M. (1966) - Mechanism of neutral fluoride interaction with soil clay minerals and silica solubility scale for silicates common in soils. Thèse Univ. Wisconsin. Diss. Abstr., 26, p. 6269-6270.
- HUMBEL F.X. (1966) - Contribution à l'étude géomorphologique de l'Adamaoua. Publ. I.R.C.A.M. P. 155, 27 p.
- HUMBEL F.X. (1966) - Etude de certains sols rouges à sables quartzeux de l'Adamaoua. Publ. I.R.C.A.M. P 134, 40 p.
- HUMBERT R.P., SHAW B. (1941) - Studies of clay particles with the electron microscope. 1. Shape of clay particles. Soil Sci, 52, p. 481-487.
- HUMBERT R.P. (1942) - Particle shape and the behaviour of clay as revealed by the electron microscope. Ceramic Bulletin, 21, p. 260-263.
- IDDINGS J.P. (1892) - U.S. Geol. Survey Mono., 20, appendice B. p. 388-390.
- IIMURA K. (1960) - Ion adsorption curves of allophane. Clay Sc. Jap., 1, n° 3-4, p. 40-44.
- IIMURA K. (1966) - And properties and cation exchange of allophane and volcanic ash soils. Bull. nat. Inst. Agric. Sc. Tokyo B 17, p. 101-157.
- IMELIK B., PETITJEAN M., PRETTRE M. (1954) - Les produits de deshydratation de la bayerite. C.R. Acad. Sc. Paris, 238, p. 900-902.
- JACKSON M.L. (1965) - Free oxides, hydroxides and amorphous aluminosilicates in : Methodes of soil analysis. C.A. Black ed. in chief. Amer. Soc. Agron., Madison, p. 603-778.
- JARITZ G. (1967) - Ein Vorkommen von Imogolit in Binusböden Westdeutschlands. Z. Pflanzenernähr. Düng. Bodenk., 117, p. 65-77.
- JEREMINE E. (1943) - Contribution à l'étude pétrographique du Cameroun occidental. Mém. Muséum Nat. d'Hist. Natur., 17, fasc. 1, p. 273-320.
- KANNO I., ARIMURA S. (1967) - Dispersion of humic allophane soils with supersonic vibration. Soil Sc. Pl. Nut., 13, n° 6, p. 165-170.
- KATO Y. (1961) - The clay mineralogy of "Kuroboku" soil at Nihondaira, Shiznoka. J. Sci. Soil Tokyo 32, p. 328-332.

- KATO Y. (1962) - Clay mineralogy of "Kuroboku" soil at Takakusa Hill, Yaizu City, Shizuoka Prefecture, Central Japan. J. Sci. Soil Tokyo, 33, p. 517-520.
- KATO Y. (1962) - Clay mineralogy of "Kuroboku" soil in Shinshiro City, Aichi Prefecture, Central Japan. J. Sci. Soil Tokyo 33, p. 513-516.
- KAWASAKI H. et AOMINE S. (1966) - So - called 14 Å clay minerals in some Ando soils. Soil Sci. Pl. Nutr. 12, p. 18-24.
- KELLEY W.P., PAGE J.B. (1942) - Criteria for the identification of the constituents of soil colloids. Soil Sci., 7, p. 175-181.
- KELLEY O.J., SHAW B.T. (1942) - Studies of clay particles with the electron microscope. III. Hydrodynamic considerations in relation to shape of particles. Proc. Soil Sci. Soc. Amer., 7, p. 58-68.
- KEYSER de W.L., DEGUELDRE L. (1954) - Note sur les rapports entre la morphologie et la structure des kaolins et halloysites. Bull. Soc. Belge de Géol. Paléont. et Hydr., 63, p. 100-110.
- KIRKMANN J.H., MITCHELL B.D., MACKENZIE R.C. (1966) - Distribution in some Scottish soils of an inorganic gel system related to "allophane". Trans. roy. Soc. Edinburgh, 66, p. 393-418.
- KOBO K., FUJISAWA T. (1963) - Studies on the clay-humus complex. 3 - Adsorption of humic acids by clays. J. Sci. Soil, Tokyo, 34, p. 13-17.
- KOCH P. (1959) - Notice explicative de la feuille Garoua-Ouest. Dir. Serv. Mines Yaoundé, 48 p.
- KOVALEW G.A., DYAKONOW S. (1959) - X-ray study of the kaolinite group of clay minerals. Mém. All. Union Minéral. Soc., 88, p. 467-473.
- KRATKY O., NOWOTNY H. (1938) - Crystal structure of beta FeO OH. Zeits. Kristallog., 100, p. 356-360.
- KRAUSKOPF K.B. (1956) - Dissolution and precipitation of silica at low temperatures. Geochim. Cosmochim. Acta. 10, p. 1-27.
- KYUMA K., KAWAGUCHI K. (1964) - Oxidative changes of polyphenols as influenced by allophane. Soil Sci Amer. Proc. 28, p. 371-374.
- LACROIX A. (1913) - Les latérites de la Guinée et les produits d'altération qui leur sont associés. Nouv. Arch. Muséum, 5, p. 255-356.

- LAPERSONNE de E.L. (1954) - Note sur les sols à caféiers de la région du Moungo et leur conservation. C.R. 2ème Session C.R.A.C., C.U.S., Dschang, Communic. n° 5, 13 p.
- LAPLANTE A., COMBEAU A., LEPOUTRE B. (1950) - Etude pédologique des terres noires de Lamba. Rapport I.R.CAM., P 54, 29 p.
1 carte au 1/10 000, multig.
- LAPLANTE A., BACHELIER G. (1953) - Introduction à la pédologie de l'Adamaoua. Publ. I.R.CAM. P 34, 40 p.
- LAPLANTE A., BACHELIER G. (1954) - Les principaux sols formés sur roches volcaniques au Cameroun. Conf. Interafr. Sols, 2, Léopoldville, 1, p. 441-451.
- LAPLANTE A. (1954) - Les sols foncés d'origine basaltique au Cameroun. Vth Confr. int. Sci. Sol, 5, Léopoldville, vol. IV, p. 144-148.
- LASSERE M. (1959) - Notice explicative des feuilles N'Gaoundéré-Est et Bossangoa-Ouest. Publ. Serv. Mines. Yaoundé.
- LAPPARENT J. de (1939) - L'altération latérique du granite de la région de Macenta (Guinée Française). C.R.Ac. Sc. Paris, 208, p. 1767-1769.
- LEFEVRE R. (1967) - Aspect de la pluviométrie dans la région du Mont Cameroun. Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Hydrol. 4-4, p. 15-45.
- LELONG F. (1967) - Nature et genèse des produits d'altération de roches cristallines sous climat tropical humide (Guyane française) Thèse Fac. Sc. Nancy, 182 p.
- LENEUF N. (1959) - L'altération des granites calco-alcalins et des granodiorites en Côte-d'Ivoire forestière et les sols qui en sont dérivés. Thèse, Paris O.R.S.T.O.M. 210 p.
- LESINA (1962) - La région du Moungo : programme d'études du milieu rural. Direction du Plan, Yaoundé, 70 p.; annexes 107 p. multig.
- LATOUZEY R. (1958) - Phytogéographie camerounaise. Notice explicative de la carte phytogéographique du Cameroun au 1/2000 000. Pub. O.R.S.T.O.M. ACH 21 (Atlas du Cameroun).
- LIPPI-BONCAMBI, MACKENZIE R.C., MITCHEL W.A. (1955) - The mineralogy of some soils from Central Italy. Clay Minerals Bull., 2, p. 281-288.
- LUCAS J., CAMEZ T., MILLOT G. (1959) - Détermination pratique aux rayons X des minéraux argileux simples et interstratifiés. Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr., 12, p. 21-33.

- LUCAS J. (1962) - La transformation des minéraux argileux dans la sédimentation. - Etudes sur les argiles du Trias. Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr. 23, 202 p.
- MAC EWAN D.M.C. (1946) - Halloysite organic complexes. Nature, 157, p. 159-160.
- MAC EWAN D.M.C. (1948) - Complexes of clays with organic compounds. I) Complex formation between montmorillonite and halloynite and certain organic liquids. Trans. Faraday Soc., 44, p. 349-367.
- MACKAY A.L. (1960) - Beta-ferric oxyhydroxide. Miner. Mag., 32, p. 545-557.
- MACKENZIE R.C. (1949) - Nature of free iron oxides in soil clays. Nature, 164, p. 244.
- MACKENZIE R.C. (1951) - Differential thermal analysis. Tonindustrie Zeitung, 75, p. 334-340.
- MACKENZIE R.C. (1952) - Cold precipitated hydrated ferric oxide "Problems of clay and laterite genesis". American Institute of Mining and Metallurgical Engineer, New York, p. 65-75.
- MACKENZIE R.C. (1957) - The differential thermal investigation of clays. Mineralogical Society (Clay Mineral Group) London, 456 p.
- MACKENZIE R.C., MELDAU R. (1959) - The ageing of sesquioxides. I. Iron oxide gels. Miner. Mag., 32, 245, p. 153-165.
- MAIGNIEN R. (1958) - Le cuirassement des sols en Guinée (Afrique Occidentale). Mém. Serv. Carte Géol. Als. Lorr., 16, 239 p.
- MAIGNIEN R. (1963) - Les sols bruns eutrophes tropicaux. Afric. Soils 8, p. 485-496.
- MAIGNIEN R. (1966) - Intensité de la ferrallitisation. Caractérisation des différents stades. Cah. O.R.S.T.O.M., Sér. Pédol., IV-4, p. 21-24.
- MAIGNIEN R. (1966) - Induration des horizons des sols ferrallitiques. Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Pédol., IV-4, p. 29-32.
- MAREL H.W. van der (1950) - Identification of minerals in soil clay by X-ray diffraction patterns. Soil. Sci. 70, p. 109-128.
- MAREL H.W. van der (1966) - Quantitative analysis of clay minerals and their admixtures. Contributions to Mineralogy and Petrology, 12, N° 1, p. 96-138.

- MARTIN D. (1960) - Carte pédologique du Nord-Cameroun, feuille "Mora"
Rapp. I.R.C.A.M., P. 100, 1 carte au 1/100 000e .
- MARTIN D. (1966) - Etudes pédologiques dans le Centre-Cameroun (Nanga-
Eboko à Bertoua). Mém. O.R.S.T.O.M. n° 19, 92 p.
- MARTIN D., SIEFFERMANN G. (1966) - Le département du Mounjo (Ouest-
Cameroun). Etude des sols et de leur utilisation. Cah.
O.R.S.T.O.M., Sér. Pédol., IV.-2, p. 27-49.
- MARTIN D. (1967) - Géomorphologie et sols ferrallitiques dans le Centre
Cameroun. Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Pédol. V-2, p. 189-218.
- MASUI J., SHOJI S., UCHIYAMA N. (1966) - Clay mineral properties of
volcanic ash soils in the north-eastern part of Japan.
Tohoku J. agric. Res. 17, p. 17-35.
- MASUI J., SHOJI S. (1967) - Some problems on clay minerals of volcanic-
ash soil. Pedologist. 11, N° 1, p. 33-45.
- MEHNEL M. (1935) - Über die Struktur von Halloysit und Metalhalloysit.
Z. Kristallogr., 90, p. 35-43.
- MEGAW H.D. (1934) - The crystall structure of hydrargillite. Zeits.
für Kristallogr., 87, p. 185-204.
- MICHEL A., CHAUDRON G. (1935) - Etude du sesquioxyde de fer cubique
stabilisé. C.R. Ac. Sc. Paris, 201, p. 1191.
- MICHEL P. (1968) - Genèse et évolution de la vallée du Sénégal, de Ba-
kel à l'embouchure (Afrique occidentale). Zeitschrift für
Geomorphologie. Band 12, 3, p. 318-349.
- MILLOT G., BONIFAS M. (1955) - Transformations isovolumétriques dans
les phénomènes de latéritisation et bauxitisation. Bull.
Serv. Carte géol. Als. Lorr., 8, Fasc. 1.
- MILLOT G. (1964) - Géologie des argiles. Masson Paris 499 p.
- MING-SHAN-SUN (1957) - The nature of Iddingsite in some basaltic rocks
of New-Mexico. Amer. Min., 42, p. 525-533.
- MITCHELL B.D., FARMER V.C., Mc HARDY N.J. (1964) - Amorphous inorganic
materials in soils. Adv. Agrom., 16, p. 327-373.
- MITSUCHI M. (1963) - Some considerations of the clay fractions of the
fresh volcanic-ash soil at the foot of Asama volcano.
Pedologist 7, p. 73-82.
- MIYAUCHI N., AOMINE S. (1964) - Does "allophane B" exist in Japanese
volcanic ash soils ? Soil Sc. Pl. Nat., 10, n° 5, p. 9-13.

- MIYAZAWA K. (1967) - Volcanic-ash soils in Miura Peninsula. *Pedologist.*, 11, N° 1, p. 25-32.
- MIYOSHI H. (1964) - The clay minerals of Chiba-Matsuchi and Ryoso volcanic-ash soil. *Comparative Studies. 6. J. Sci. Soil Manure*, Tokyo 35, p. 233-237.
- MUMBRUN DE L.E., CHESTERS G. (1964) - Isolation and characterization of some soil allophanes. *Soil Sc. Soc. Amer. Proc.* 28, p. 355-359.
- MUNOZ TABAODELA M. (1953) - The clay mineralogy of some soils from Spain and from Rio Muni (W. Africa). *J. Soil Sci.* 4, p. 48-55.
- NAGATA T., MURAMATSU K. (1966) - The negative charges of soil materials. Determination of cation-exchange capacity by Coleman's method. *J. Sci. Soil Manure Tokyo*, 37, p. 243-247.
- NAKAMURA M.T., SHERMAN G.D. (1965) - The genesis of halloysite and gibbsite from mugearite on the island of Mani. *Tech. Bull. Hawaii agric. Exp. Stn.*, 62, p. 36.
- NOVIKOFF A. (1967) - L'altération des roches dans le Massif du Chaillu (République du Congo). *Rapport ronéo, Lab. Géol. Paléont. Univ. Strasbourg.*
- PAPEE D., TERTIAN R., BIAIS R. (1958) - Recherches sur la constitution des gels et des hydrates cristallisés d'alumine. *Bull. Soc. Chim. Fr.*, 11-12, p. 1301-1310.
- PAQUET H. (1969) - Thèse - Evolution géochimique des minéraux argileux dans les altérations et les sols des climats méditerranéens et tropicaux à saisons contrastées. *Mém. Serv. Carte Géol. Als. Lorr.*
- PAULING L., HENDRICKS S.B. (1925) - The crystal structure of hematite and corundum. *Amer. J. Chem. Soc.*, 47, p. 781-790.
- PAULING L. (1960) - The nature of chemical bond and the structures of molecules and crystals. *Cornell University Pre. N.Y.*, 644 p.
- PEDRO G. (1964) - Contribution à l'étude expérimentale de l'altération géochimique des roches cristallines. *Thèse Fac. Sc. Univ. Paris* 344 p.
- PEDRO G. (1965) - La classification des minéraux argileux. *Annales Agronomiques. Volume hors-série n° 16*, 108 p.

- PEDRO G., LUBIN J.C. (1968) - Sur l'évolution des gels aluminosiliciques en milieu lessivé, influence de la nature des agents d'altération sur l'édification de boehmite ou de gibbsite au sein des produits éluviaux. C.R. Ac. Sc. Paris, F1, 266, p. 551-554.
- PEYROT A., GASTUCHE M.C., DELVIGNE J., VIELVOYE L., FRIPIAT J.J. (1962) - L'altération des roches et la formation des sols au Kivu. (Rép. du Congo) Publ. INEAC Sér. Scientif. n° 97, Bruxelles, 92 p.
- PIAS J. et GUICHARD E. (1957) - Origine et conséquence de l'existence d'un cordon sableux dans la partie sud-ouest de la cuvette tchadienne. C.R. Acad. Sc. Paris, 241, p. 791-793.
- PIAS J. (1962) - Les sols du Moyen et Bas Logone, du Bas Chari, des régions riveraines du lac Tchad et du Bahr el Ghazol. O.R.S.T.O.M., Ed., 438 p.
- POSNJAK E., MERWIN H.E. (1919) - Hydrated ferrie oxides. Amer. J. Sci., 47, p. 311-348.
- PRIDER R.T., COLE W.F. (1942) - The alteration products of olivine and leucite in the leucite-lamproites in the Kimberley area. (Western Australia). Amer. Min., 27, p. 373-384.
- ROBERTSON R.H.S. (1963) - Allophanic soil from Trail Bridge, Orégon, with notes on mosaic growth in clay minerals, Clay Min. Bull., 5, p. 237-247.
- ROBERTSON R.H.S., BRINDLEY G.W., MACKENZIE R.C. (1954) - Mineralogy of kaolin clays from Pugn. Tanganyika. Amer. Min., 39, p. 118-138.
- ROCH E. (1953) - Itinéraires géologiques dans le nord du Cameroun et le sud-ouest du Tchad. Publ. Serv. Mines Cameroun.
- RONDELET J.A. (1960) - Caractérisation des différentes formes d'aluminium et de fer dans les sols tropicaux. Conf. Interafric. Sols., 3, Dalaba, vol. 1, p. 177-188.
- ROSS C.S., SHANNON E.V. (1926) - The origin, occurrence, composition and physical properties of the mineral Iddingsite. Proc. U.S. Nat. Museum, LX VII, art. 7, p. 1-19.
- ROSS C.S., KERR P.F. (1930) - The kaolin minerals. Prof. Paper 165 E. U.S. Department, Interior, p. 151-180.
- ROSS C.S., KERR P.F. (1934) - Halloysite and allophane. Prof. Paper 185-G, U.S. Geol. Survey p. 135-148.

- ROWLAND R.A., JONAS E.C. (1949) - D.t.A. curves of siderite. Amer. Min., 34, p. 550-558.
- SAND L.B., COMER J.J. (1955) - A study in morphology by electron diffraction. Trans. 3° Nat. Conf. Clays and Clay Minerals N° 395. p. 26-30.
- SAND L.B. (1956) - The genesis of residual kaolins. Amer. Min. 41, p. 29-40.
- SCHATZ A., CHERONIS N.D., SCHATZ V. (1954) - Chelation as a biological weathering factor in pedogenesis. Proc. Pennsylv. Acad. Sci. 28, p. 44-51.
- SCHAUFELBERGER P. (1950) - How do rock weathering and soil formation progress in the tropics, especially in Columbia? Schweiz. Miner. Petr. Mitt. 30, p. 238-257.
- SCHAUFELBERGER P. (1951) - Clay in tropical soils. Bol. Tec. Fed. Nae. Caf. Columbia, 1, 5, p. 29-46.
- SCHUYLENBORGH van J., SANGER A.M.H. (1949) - Electrokinetic behaviour of sesquioxides. Rec. Trav. Chim. Pays-Bas. 68, p. 999-1010.
- SCHWERTMANN U. (1959) - Mineralogische und chemische Untersuchungen an Eisenoxiden in Böden und Sedimenten. Neuer Jb. Min. Abh. 93, p. 67-86.
- SCHWERTMANN U. (1965) - Zur Goethit- und Hämatitbildung aus amorphem Eisen (III) - hydroxid. Zeit. Pflanz. Düng. Bodenk., 108-1 p. 37-45.
- SCHWERTMANN U. (1966) - Die Bildung von Goethit und Hämatit in Böden und Sedimenten. Int. Clay. Conf.-Jerusalem, 1, p. 159-165.
- SCHWERTMANN U., FISCHER W.R., PAPENDORF H. (1966) - The influence of organic compounds on the formation of iron oxides. IXth Int. Congr. Soil Sc., 1, p. 645-655.
- SCHWERTMANN U., FISCHER W.R. (1966) - Zur Bildung von FeO OH und Fe_2O_3 aus amorphem Eisen III - hydroxid. Zeits. anor. u. all. Chem., 346, cah. 3-4, p. 137-142.
- SCHWERTMANN U., LENTZE W. (1966) - Bodenfarbe und Eisenoxidform. Zeits. Pflanz. Düng. Bodenk., 115, cah. 3, p. 209-214.
- SCHWOERER P. (1965) - Notice explicative de la feuille Garoua-Est. Dir. Mines Yaoundé. 61 p.

- SEGALEN P. (1957) - Les sols dérivés de roches volcaniques basiques à Madagascar. Mém. I.R.S.M.; D: VIII; p. 1-181.
- SEGALEN P. (1960) - Carte pédologique du Nord-Cameroun, feuille Maroua, Rapport I.R.CAM, 67 p. 2 cartes au 1/100 000e, 1 carte au 1/50 000e.
- SEGALEN P. (1964) - Le fer dans les sols. Publ. O.R.S.T.O.M., n° 4, 150 p.
- SEGALEN P. (1965) - Les produits alumineux dans les sols de la zone tropicale humide. Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Pédol., III, 3, p. 179-205.
- SEGALEN P. (1966) - Altération des minéraux primaires, synthèse des minéraux secondaires au cours de la ferrallitisation. Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Pédol., IV - 4, p. 5-14.
- SEGALEN P. (1966) - Le processus de ferrallitisation et ses limites. Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Pédol., IV - 4, p. 15-20.
- SEGALEN P. (1967) - Les sols de la vallée du Noun - Cah. O.R.S.T.O.M. Sér. Pédol. V - 3, p. 287-249.
- SEGALEN P. (1967) - La géomorphologie et les sols du Cameroun. Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Pédol., V-2, p. 137-187.
- SEGALEN P. (1968) - Note sur une méthode de détermination des produits minéraux amorphes dans certains sols à hydroxydes tropicaux. Cah. O.R.S.T.O.M. sér. Pédol. VI - 1, p. 105-126.
- SELLE V. (1876) - Die Kaoline des Thüringischen Buntsandsteins. Z. Dtsch. Geol. Ges., 28, p. 110. Z. f. Naturwiss. 79, p. 321-323.
- SHAW B.T., HUMBERT R.P. (1941) - Electronmicrographs of clay minerals. Proc. Soil Sci. Soc. Amer., 6, p. 146-149.
- SHERMAN G.D. (1950) - Gibbsite-rich soils of the Hawaiian Islands. Univ. Hawaii Agr. Expt. Sta. Bull., 116, p. 1-23.
- SHERMANN G.D., MATSUSAKA Y., IRAVA H., VEHARA G. (1964) - The role of the amorphous fraction in the properties of the tropical soils. Agrochim., 8, 2, p. 148-162.
- SHERMANN G.D., MATSUKA Y. (1965) - Occurrence of gibbsite nodules in the Koolau family of Kauai. J. Sedim. Petrol. 35, p. 504-507.
- SHURYGINA E.A. (1958) - Recherches sur le vieillissement des gels d'hydroxydes de Fe et Al par la méthode thermique. Trudy Pochv. Inst. Dokuch., 53, p. 104-112.

- SIEFFERMANN G., SUSINI J. (1958) - Appareil d'analyse thermique différentielle réalisé au Centre de Pédologie de l'I.R.CAM.
Pub. I.R.CAM - Yaoundé, Sér. P, 96, 29 p.
- SIEFFERMANN G. (1960) - Etude pédologique du Mungo (Secteur Loum-Manjo).
Rap. I.R.CAM, P 110, 70 p. 4 feuilles au 1/20 000^e, 1 carte pédologique au 1/50 000^e, multig.
- SIEFFERMANN G. (1961) - Carte pédologique du Nord-Cameroun, feuille Kalfou, Rap. I.R.CAM, p 131, 1 carte au 1/100 000^e.
- SIEFFERMANN G. et VALLERIE M. (1963) - Carte pédologique du Nord-Cameroun.
Rap. I.R.CAM, 79 p. 1 carte 1/100 000^e + 1 carte au 1/50 000.
- SIEFFERMANN G. (1967) - Variations climatiques au Quaternaire dans le sud-ouest de la cuvette tchadienne. 92^e Congr. Nat. Soc. Sav., 12 p. (à paraître).
- SIEFFERMANN G. et MILLOT G. (1968) - L'halloysite des sols jeunes sur basaltes récents du Centre Cameroun. Bull. Gr. Fr. Argiles XX, p. 25-38.
- SIEFFERMANN G., JEHL G., MILLOT G. (1968) - Allophanes et minéraux argileux des altérations récentes des basaltes du Mont Cameroun. Bull. Gr. Fr. Argiles. XX, p. 109-129.
- SIEFFERMANN G., MILLOT G. (1969) - Equatorial and tropical weathering of recent basalts from Cameroon : allophanes, halloysite, metahalloysite, kaolinite, gibbsite. Int. Clay Conf. Tokyo,
- SIFFERT B., WEY R. (1961) - Sur la synthèse de la kaolinite à la température ordinaire. C.R. Acad. Sci. Paris, 253, p. 142-145.
- SIFFERT B. (1962) - Quelques réactions de la silice en solution. La formation des argiles. Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr., 21.
- SIFFERT B., WEY R. (1962) - Synthèse d'une sépiolite à température ordinaire. C.R. Acad., Sc. Paris, 254, p. 1460-1463.
- SINGER A. (1966) - The mineralogy of the clay fraction from basaltic soil in the Galilee. Israël. J. Soil Sc. 17, p. 136-147.
- SKENN J.B., SUMMER M.E. (1955) - Measurement of exchangeable aluminium in acid soils. Nature, 208, 5011, 712.
- SMOTHERS W.S., TCHIANG Y. (1958) - Differential thermal analysis. Theory and practice. Chemical Publ. Co., N 4, 444 p.
- SOMERS R.C. (1910) - Microscopic examinations of clays. J. Washington Acad. Sc. 9.

- SOUZA SANTOS P., VALLEJO-FREIRE A., SOUZA-SANTOS H.L. (1953) - Aging of colloidal aluminium hydroxide. *Kolloidzshr.*, 133, p. 101-107.
- STROMEYER F., HAUSMANN J.F.L. (1816) - Allophan von Gräfenthal - Götting. *Geol. Anz.* 2, 125. *Gilb. Ann.*, 54, p. 120.
- SUDO T., OSSAKA J. (1952) - Hydrated halloysite from Japan. *Jap. J. Geol. and Geogr.*, 22, p. 215-229.
- SUDO T., NAKAMURA T. (1952) - Hisingerite from Japan. *Amer. Min.*, 37, p. 618-621.
- SUDO T. (1953) - Clay mineralogical aspects of the alteration of volcanic glass in Japan. *Clay Min. Bull.*, 2, p. 97-106.
- SUDO T. et TAKAHASHI H. (1955) - Shapes of halloysite particles in Japanese clays. *Clays and clay minerals*, 4th Nat. Conf., p. 67-69.
- TADA A., YAMAZAKI F. (1963) - Mechanical analysis of Kanto Loam. The physical properties of volcanic-ash soils. *Trans. agric. Engng. Soc. Japan* 5, p. 17-23.
- TAMM O. (1922) - Eine Methode zur Bestimmung der anorganischen Komponenten der Gelkomplexen in Böden. *Medd. für Statens Skogsforsökus*, 19, p. 385-404.
- TAMURA T., JACKSON M.L., SHERMAN G.D. (1953) - Mineral content of low humic, humic and hydrol humic latosols of Hawaii. *Soil Sc. Soc. Amer. Proc.*, 17, p. 343-346.
- TARDY Y. (1969) - Thèse - Géochimie des altérations. Etude des arènes et des eaux de quelques massifs cristallins d'Europe et d'Afrique. *Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, 270 p.
- TAYLOR R.M. (1959) - Amorphous iron oxides in soils. *J. Soil Sc.* 10, 2, p. 309-315.
- TERCINIER G., QUANTIN P. (1968) - Influence de l'altération de cendres et ponces volcaniques d'âge récent sur la nature, les propriétés et la fertilité des sols aux Nouvelles Hébrides. *Cahiers O.R.S.T.O.M.* (sous presse).
- THOMANN Ch. (1963) - Quelques observations sur l'extraction de l'humus dans les sols; méthode au pyrophosphate de sodium. *Cahier O.R.S.T.O.M.*, sér. Pédol., 3, p. 43-72.
- THOMAS J.R., BOHOR F. (1968) - Surface area of montmorillonite from the dynamic sorption of nitrogen and carbon dioxide. *Clays and clay minerals*, 16, p. 83-91.
- TOKUDOME S., KANNO I. (1963) - Characteristics of humus in humic allophanic soils in Japan. (Preliminary report).

- TOKUDOME S., KANNO I. (1964) - Characterization of humus of humic allophane soils in Japan. 1) Humic acids (Ch/Cf ratios) 2) Some physicochemical properties of humic and fulvic acids. Bull. Kyushi agric. Exp. Sta., 10, p. 185-204.
- TOKUDOME S., KANNO I. (1965) - Nature of the humus of humic allophane soils in Japan. Part I. Humic acids/Fulvic acid ratios. Soil Sc. Pl. Nutr. 11, n° 5, p. 1-8.
- TRAN VINH AN J. (1964) - Etude de la fraction amorphe colloïdale de quelques sols tropicaux. Mém. Univ. Cath. Louvain, 51 p.
- TRICART J. (1956) - Tentative de corrélation des périodes pluviales africaines et des périodes glaciaires. C.R. Soc. Geol. 10, p. 164-167.
- TRAUTH N., PAQUET H., LUCAS J., MILLOT G. (1967) - Les montmorillonites des vertisols lithomorphes sont ferrifères : conséquences géochimiques et sédimentologiques. C.R. Acad. Sc. Paris, 264, p. 1597-1579.
- TRICHET J., SVORONOS D. (1968) - Etude des premiers stades d'altération d'un verre volcanique. C.R. Ac. Sc. Paris, 266, p. 1207-1209.
- TRICHET J. (1969) - Contribution à l'étude de l'altération expérimentale des verres volcaniques. Thèse Fac. Sc. Paris, 245 p.
- TROMPETTE R. (1969) - Nouvelles observations sur le Quaternaire lacustre de l'extrémité Sud-Est de l'Adrar de Mauritanie (Sahara occidental). Am. Fac. Sc. Dakar (à paraître).
- UNMACK A. (1952) - The crystal structure of Bayerite. C.R. 2° Cong. Int. de Cristallographie. Stockholm, sect. G, Inorganic Structures, n° 8.
- WADA K. (1959) - Oriented penetration of ionic compounds between the silicate layers of halloysite. Amer. Min., 44, p. 153-165.
- WADA K. (1959) - An interlayer complex of halloysite with ammonium chlorite. Amer. Min., 44, p. 1237-1247.
- WADA K. (1966) - Deuterium exchange of hydroxyl groups in allophane. Soil Sc. Pl. Nut. 12, n° 5, p. 8-14.
- WADA K., AOMINE S. (1966) - Occurrence of gibbsite in weathering of volcanic materials at Kuroishibaru, Kumamoto. Soil Sc. Plant. Nutr. 12, p. 25-31.
- WADA K., INONE T. (1967) - Retention of humic substances derived from rotted clover leaves in soils containing montmorillonite and allophane. Soil Sc. Plant. Nutr., 13, 1, p. 9-16.

- WADA K. (1967) - A structural scheme of soil allophane. Amer. Min. 52, p. 690-708.
- WATSON J.L.H., PARSONS J., VALLEJO-FREIRE A., SOUZA-SANTOS P. (1955) - X-ray and electron microscope studies of Al-oxide trihydrates. Kolloidschr. vol. 140, p. 102-112.
- WELO L.A., BAUDISCH O. (1925) - Two stage transformation of magnetite into hematite. Phil. Mag. 50, 6, p. 399-408.
- WEISER H.B. (1935) - Inorganic colloid chemistry. Wiley and Sons. N. York. vol. 2.
- WEISER H.B., MILLIGAN W.O. (1935) - X-ray studies on hydrous oxides : ferric oxide. J. Amer. Chem. Soc., 57, p. 238-241.
- WEISER H.B., MILLIGAN W.O., PURCELL W.R. (1941) - Alumina floc. Industr. Engng. Chem. (Industr.), 33, p. 669-672.
- WEISER H.B., MILLIGAN W.O. (1952) - Constitution of inorganic gels. Advanc. Colloid. Sc., 1, p. 227-246.
- WEISS A., RANGE K.J., LECHNER H., THIELEPAPE W. (1967) - Klassifizierung von Halloysiten und Kaoliniten mit unterschiedlicher Fehlordnung durch ihr Reaktionsvermögen und Verhalten bei sehr hohen Drucken. Int. Clay Conference, Jerusalem, II, p. 8-15.
- WEY R., SIFFERT B. (1961) - Réactions de la silice monomoléculaire en solution avec les ions Al^{3+} et Mg^{2+} . Genèse et synthèse des argiles. Coll. Intern. C.N.R.S., 105, p. 11-23.
- WHITE L.P. (1967) - Ash soils in Western Sudan. J. Soil Sc., 18, p. 309-317.
- WILSON M.J. (1966) - The weathering of biotite in some Aberdeenshire soils. Miner. Mag. 35, p. 1080-1093.
- WILSON M.J. (1967) - The clay mineralogy of some soils derived from a biotite-rich quartz-gabbro in the Strathdon area, Aberdeenshire. Clay. Miner. 7, p. 91-100.
- YOSHINAGA N., AOMINE S. (1962) - Allophane in some Ando-Soils. Soil Sci. Pl. Nutr., 8, n° 2, p. 6-13.
- YOSHINAGA N., AOMINE S. (1962) - Imogolite in some ando soils. Soil Sc. Pl. Nutr. 8, n° 3, p. 114-121.
- YOSHINAGA N. (1966) - Chemical composition and some thermal data of eighteen allophanes from ando soils and weathered pumices. Soil Sc. Pl. Nutr., 12, n° 2, p. 1-8.

YOSHINAGA N. (1967) - The behaviour of adsorbed water in clays on addition of inorganic electrolytes as aqueous solution. Soil Sci. Pl. Nutr., 13, n° 1, p. 1-8.

| | |
|--------------------|----|
| Sommaire | 4 |
| Avant-propos | 6 |
| Introduction | 10 |

Première Partie

MILIEU NATUREL, METHODES D'ETUDES ET CONSTITUANTS DES SOLS

| | |
|---|----|
| I. Les facteurs de formation et d'évolution des sols au Cameroun | 13 |
| A. Le cadre géographique | 13 |
| B. Les principales unités morphologiques | 15 |
| C. Les facteurs climatiques actuels et anciens | 19 |
| a) Localisation des principaux types de climats camerounais actuels | 19 |
| b) Caractéristiques principales de quelques zones climatiques | 21 |
| c) Les climats anciens | 27 |
| D. Les facteurs pétrographiques | 31 |
| a) Le Précambrien | 31 |
| b) Le Primaire | 33 |
| c) Le Crétacé | 33 |
| d) Le Post-Crétacé | 34 |
| e) Les roches éruptives anciennes | 34 |
| f) Les roches volcaniques récentes | 35 |
| E. Les grandes zones de végétation | 37 |
| a) La forêt dense humide du Sud | 39 |
| b) La zone des savanes postforestières | 40 |
| c) La zone des savanes de l'Adamaoua | 41 |
| d) La zone des savanes et forêts sèches soudaniennes ... | 41 |
| e) Les formations soudaniennes d'altitude du plateau des Mandara | 42 |
| f) La zone sahélienne à épineux | 42 |
| g) Les zones d'altitude | 43 |
| II. Les méthodes d'étude | 44 |
| A. Les méthodes physiques | 44 |

| | |
|---|--------|
| a) L'analyse mécanique | 44 |
| b) Mesure des surfaces spécifiques | 45 |
| c) L'analyse thermique différentielle | 45 |
| d) L'analyse thermo-gravimétrique | 45 |
| e) La microscopie électronique | 45 |
| f) L'analyse par diffraction des rayons X | 46 |
| g) Les analyses pétrographiques | 48 |
| h) Les mesures de densités et le raisonnement isovolumétrique | 48 |
| B. Les méthodes chimiques | 48 |
| a) Les analyses totales | 48 |
| b) Produits amorphes | 48 |
| c) Bases échangeables - Egalité d'échange | 50 |
| d) Bases totales et phosphore total | 50 |
| e) Phosphore assimilable | 50 |
| f) Carbone, matière organique et azote | 50 |
| g) Composés humiques | 50 |
| III . Constituants des sols - terminologie - caractérisation | 51 |
| A. Les minéraux argileux | 51 |
| a) La kaolinite proprement dite | 51 |
| b) Les kaolinites désordonnées | 54 |
| c) L'halloysite | 55 |
| d) La métahalloysite | 60 |
| e) Autres minéraux argileux | 61 |
| Tableau récapitulatif | 63 |
| B. Oxydes et hydroxydes de fer | 65 |
| a) La goethite | 65 |
| b) La lépidocrocite | 67 |
| c) L'akaganéite Fe OOH | 67 |
| d) L'hématite ou oligiste | 68 |
| e) La magnétite | 68 |
| f) La maghémite | 68 |
| g) La wustite FeO | 69 |
| h) Les hydroxydes amorphes | 69 |
| C. Les possibilités de l'analyse thermique différentielle dans la caractérisation des hydroxydes de fer | 70 |
| a) Les phénomènes endothermiques entre 250 et 450° | 70 |
| b) Les phénomènes exothermiques vers 350° | 71 |
| c) Les phénomènes exothermiques entre 550 et 850° | 71 |
| Conclusion | 74 |

| | |
|---|----|
| D. Les hydroxydes et oxydes d'aluminium et de titane..... | 76 |
| a) Les hydroxydes amorphes d'aluminium | 76 |
| b) La gibbsite | 77 |
| c) La bayérite | 78 |
| d) La boehmite | 78 |
| e) Le diaspoire | 79 |
| f) L'anatase | 79 |
| E. Les allophanes | 79 |
| a) Composition chimique - origine - signification du terme | 80 |
| b) Reconnaissance de l'allophane | 83 |
| c) Techniques d'extraction et de dosage | 84 |
| d) Principales propriétés physico-chimiques .. | 84 |

Deuxième partie

LES SOLS

| | |
|--|-----|
| I . La classification des sols | 88 |
| A. La classe des andosols | 88 |
| B. Le groupe des sols bruns eutrophes tropicaux | 88 |
| C. La classe des sols ferrallitiques | 88 |
| II . Etude descriptive et analytique des sols | 91 |
| A. Les andosols de la zone à forte pluviosité du Mont Cameroun | 91 |
| a) Description des profils | 91 |
| b) Caractéristiques physiques et chimiques des profils étudiés | 95 |
| c) Etude de la fraction minérale des profils | 105 |
| d) Utilisation culturelle | 113 |
| B. Les andosols et les sols bruns eutrophes tropicaux du Moungo | 115 |
| a) Description des profils | 115 |
| b) Caractéristiques physico-chimiques des profils.. | 120 |
| c) Etude de la fraction minérale des profils | 125 |
| d) Utilisation agricole | 138 |

| | |
|---|-----|
| C. Etude descriptive et analytique des sols ferrallitiques typiques sur basaltes du Moungo et du Cameroun occidental du Sud | 140 |
| a) Description des profils | 141 |
| b) Caractéristiques physiques et chimiques | 146 |
| c) Etude de la fraction argileuse | 152 |
| d) Utilisation | 159 |
| D. Etude descriptive et analytique des sols ferrallitiques faiblement et moyennement désaturés de l'Adamaoua | 162 |
| a) Description des profils | 163 |
| b) Caractéristiques physiques et chimiques | 166 |
| c) Etude de la fraction argileuse | 173 |
| d) Utilisation culturelle | 180 |
| E. Les sols ferrallitiques fortement désaturés de l'Adamaoua | 182 |
| a) Description des profils | 183 |
| b) Caractéristiques physiques et chimiques | 189 |
| c) Etude de la fraction argileuse | 194 |

Troisième partie

| | |
|--|-----|
| I. Genèse des produits minéraux secondaires dans la zone équatoriale très humide | 208 |
| A. Les allophanes | 208 |
| a) Allophanes et pluviosité | 208 |
| b) Allophanes et soutirage permanent des solutions ... | 209 |
| c) Allophanes et nature de la roche-mère | 210 |
| d) Allophanes et matières organiques | 211 |
| B. Gibbsite, kaolinite et montmorillonite des andosols | 215 |
| a) La formation de la gibbsite | 215 |
| b) La formation de la kaolinite | 218 |
| c) La formation de la montmorillonite | 223 |
| d) L'action des substances organiques sur les minéraux néoformés | 226 |

| | |
|--|-----|
| II . Genèse des produits minéraux secondaires dans la séquence : Andosols du Moungo -- Sols bruns eutrophes du Moungo -- Sols ferrallitiques faiblement et moyennement désaturés de l'Adamaoua | 228 |
| A. Rappel des principaux constituants minéraux de ces sols | 228 |
| B. La diminution quantitative de l'allophe des andosols aux sols bruns eutrophes | 229 |
| C. La formation de l'hallowite et de la métahallowite des andosols du Moungo aux sols ferrallitiques faiblement et moyennement désaturés de l'Adamaoua | 232 |
| a) Dans les minéraux primaires | 234 |
| b) A partir de l'alumine des complexes allophanes et de la silice des solutions | 237 |
| D. La transformation hallowite - métahallowite dans les andosols et les sols bruns eutrophes du Moungo et dans les sols ferrallitiques de l'Adamaoua..... | 239 |
| E. La diminution de la gibbsite depuis les andosols du Moungo jusqu'aux sols ferrallitiques faiblement et moyennement désaturés de l'Adamaoua..... | 240 |
| F. La "Vermiculite" des andosols et des sols bruns eutro- phes tropicaux du Moungo | 241 |
| III - Evolution des produits minéraux d'altération dans les sols plus anciens des mêmes régions (Sols ferrallitiques fortement désatu- rés)..... | 244 |
| A. La progression des altérations profondes des sols ferralli- tiques fortement désaturés du Moungo et de l'Adamaoua)... | 244 |
| B. L'évolution des minéraux secondaires dans les horizons superficiels des sols anciens (sols ferrallitiques forte- ment désaturés) | 246 |
| a) La dégradation de la métahallowite dans les horizons supérieurs des sols ferrallitiques fortement désa- turés de l'Adamaoua | 247 |
| b) L'évolution des minéraux argileux dans les horizons supérieurs des sols ferrallitiques fortement désa- turés du Moungo | 250 |
| c) L'importance des processus d'érosion dans les sols ferrallitiques fortement désaturés | 252 |
| IV . Conclusions générales | 257 |
| Bibliographie | 262 |
| Table des matières | 286 |