

R. JAMET

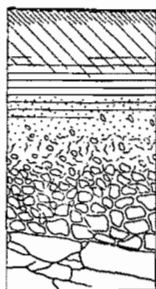
PEDOGENESE

**Sur roches cristallophylliennes et argileuses
en milieu Equatorial Congolais**

7e Fascicule

Pédogenèse sur chloritoschistes

2 - Étude minéralogique et physico-chimique



OFFICE DE RECHERCHE SCIENTIFIQUE
ET TECHNIQUE OUTRE-MER



OFFICE DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE
ET TECHNIQUE OUTRE-MER

S.S.C. BONDY

Service Pédologique

Pédogenèse
sur roches cristallophylliennes et argileuses
en milieu équatorial congolais

7ème Fascicule

Pédogenèse sur chloritoschistes (suite)

2- Etude minéralogique et
physico-chimique

par

R.JAMET

S O M M A I R E

(suite du fascicule 6)

7. LES CONSTITUANTS MINÉRAUX DU SOL.

7.1. La fraction sableuse (fascicule 6).

7.2. La fraction fine (argiles et limons).

72.1. Les composants de la fraction $< 2 \mu$.

72.2. Détermination par diffractométrie X des minéraux des argiles.

72.3. Les composants des limons.

72.4. Détermination par diffractométrie X des minéraux de la roche et des limons.

72.5. Analyse thermique différentielle.

72.6. Microscopie électronique.

72.7. Mesure des surfaces spécifiques des argiles.

72.8. Détermination quantitative des constituants des argiles et limons.

a) Par voie chimique

b) Par analyse thermo-pondérale.

7.3. L'altération des chlorites.

8. LES ÉLÉMENTS MINÉRAUX MAJEURS DU SOL.

8.1. La silice

8.2. L'alumine

8.3. Le fer

8.4. Les éléments alcalino-terreux et alcalins

8.5. Le titane

8.6. Les éléments traces

9. LE COMPLEXE ABSORBANT.

9.1. Le pH.

9.2. Capacité d'échange.

9.3. Bases échangeables - Taux de saturation.

10. LA MATIERE ORGANIQUE.

11. CONCLUSION.

BIBLIOGRAPHIE

LISTE DES FIGURES

FASCICULES DEJA PARUS

7. LES CONSTITUANTS MINÉRAUX DU SOL (SUITE).

7.2. La fraction fine : argile et limons.

7.2.1. Les composants de la fraction $< 2 \mu$. (voir tableau I).

La teneur en "argile", du sol, nous est donnée par l'analyse granulométrique. Les pourcentages obtenus englobent, non seulement les minéraux phylliteux, c'est-à-dire l'argile minéralogique, mais encore les oxydes ou hydroxydes de fer et d'aluminium et le quartz dont la taille n'excède pas 2 microns.

La teneur en argile granulométrique du sol de sommet est élevée, puisque dépassant 60% dans l'épistructichron. L'argilification, faible dans l'altérite (7,5%) s'intensifie rapidement au-dessus (30% d'argile en B3).

Sur la pente, le taux d'argile granulométrique n'atteint pas 45%. A ceci deux causes : moindre évolution du sol, freinée par les processus érosifs, et plus grande richesse en quartz.

Les minéraux phylliteux constituent l'essentiel de la fraction $< 2 \mu$; le quartz n'est présent qu'en quantités faibles sinon négligeables, généralement inférieures à 1%; quant aux oxyhydroxydes de fer (exprimés en Fe_2O_3), leur teneur va régulièrement décroissant de l'hypostructichron à l'appumite, partant, respectivement dans les profils de sommet et de pente de 26 et 19% pour, dans les deux cas, tomber, en surface, à 12%. A cela s'ajoute de la gibbsite dont les teneurs, voisines de 5-10% seront évaluées ultérieurement avec plus de précision.

Les teneurs en argile minéralogique + gibbsite sont reportées sur le tableau I; les résultats étant toutefois entachés d'une erreur de 1 à 2 points, le fer n'étant pas exprimé sous sa forme réelle (goethite).

72.2. Détermination par diffractométrie X des minéraux des argiles.

Sur la partie sommitale de la colline, là où l'altération est la plus vive, l'on ne trouve, dans le profil pédologique, y compris l'altérite rouge-sombre de schistosité encore nette, qu'un seul minéral phylliteux, la kaolinite avec, en association, goethite et gibbsite. Dans la roche altérée dont est issu le sol, verte ou gris-verdâtre ou gris-rouille, il n'y a pas encore néoformation de kaolinite mais il s'y trouve, en petite quantité, un minéral de la même famille, la métahalloysite.

Sur la pente, le sol renferme, à côté de la kaolinite, de l'illite dans l'apexol, un peu de chlorite dans l'altérite.

Les déterminations minéralogiques aussi bien des fractions limoneuses que des argiles ont été effectuées selon plusieurs méthodes : R.X - A.T.D. - A.T.P. - microscopie électronique.

Diffractométrie X : La fraction $< 2 \mu$ extraite de la roche faiblement altérée, encore verte, est constituée par de la métahalloysite caractérisée par une raie large et dominante à $7,5 \text{ \AA}$ (large et moins intense à $3,57 \text{ \AA}$). Lorsque l'on monte dans le profil, tout en demeurant au sein de la roche altérée, l'altération croissant, cette raie devient plus courte, plus large à sa base, puis à nouveau plus intense, moins large. Elle est toujours asymétrique et l'équidistance est maintenant de $7,2 \text{ \AA}$: l'on passe à de la kaolinite désordonnée.

La chlorite, principal constituant de la roche, caractérisée par sa raie stable à 14 \AA n'apparaît, au début, que faiblement au sein de la fraction $< 2 \mu$ mais croît avec l'altération et, donc, l'accentuation du morcellement de ce minéral.

A $10,2$ et 5 \AA apparaissent des minéraux micacés, sans doute illite mais aussi séricite, bien visible sur les lames minces, peu abondante et qui disparaît pratiquement au sommet de la zone d'altération étudiée, ceci étant dû, vraisemblablement, à une variation verticale du faciès.

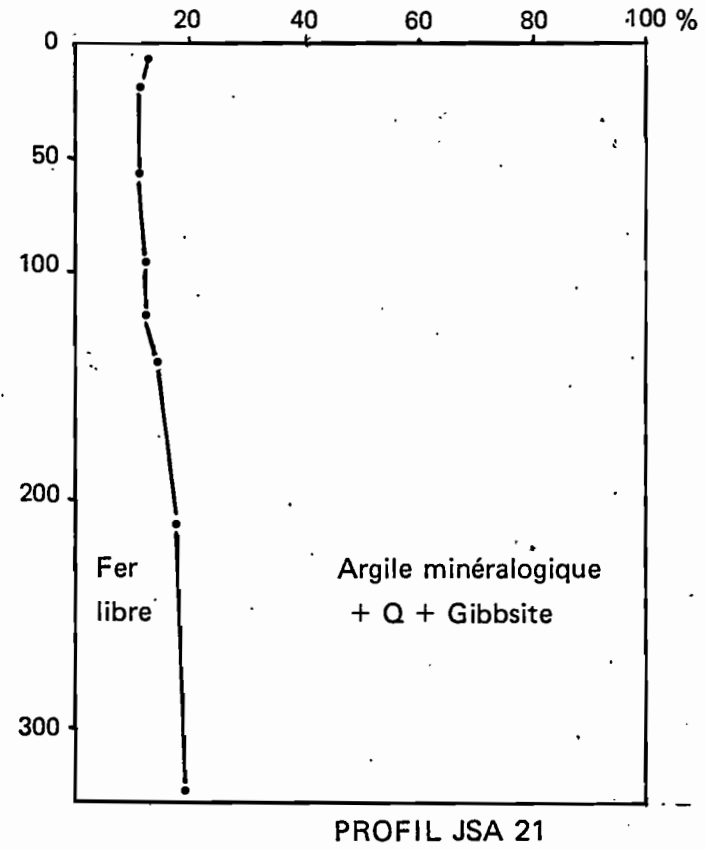
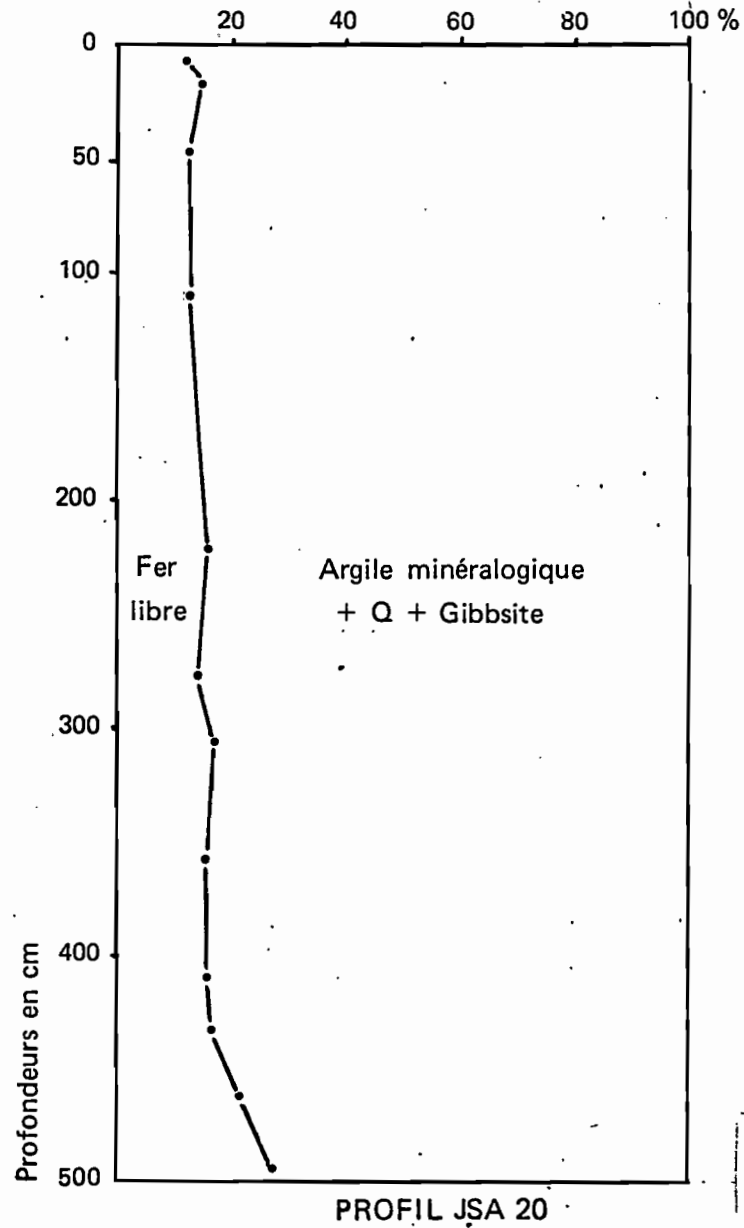


Fig. 1 - Fer libre et autres constituants dans la fraction < 2 μ .

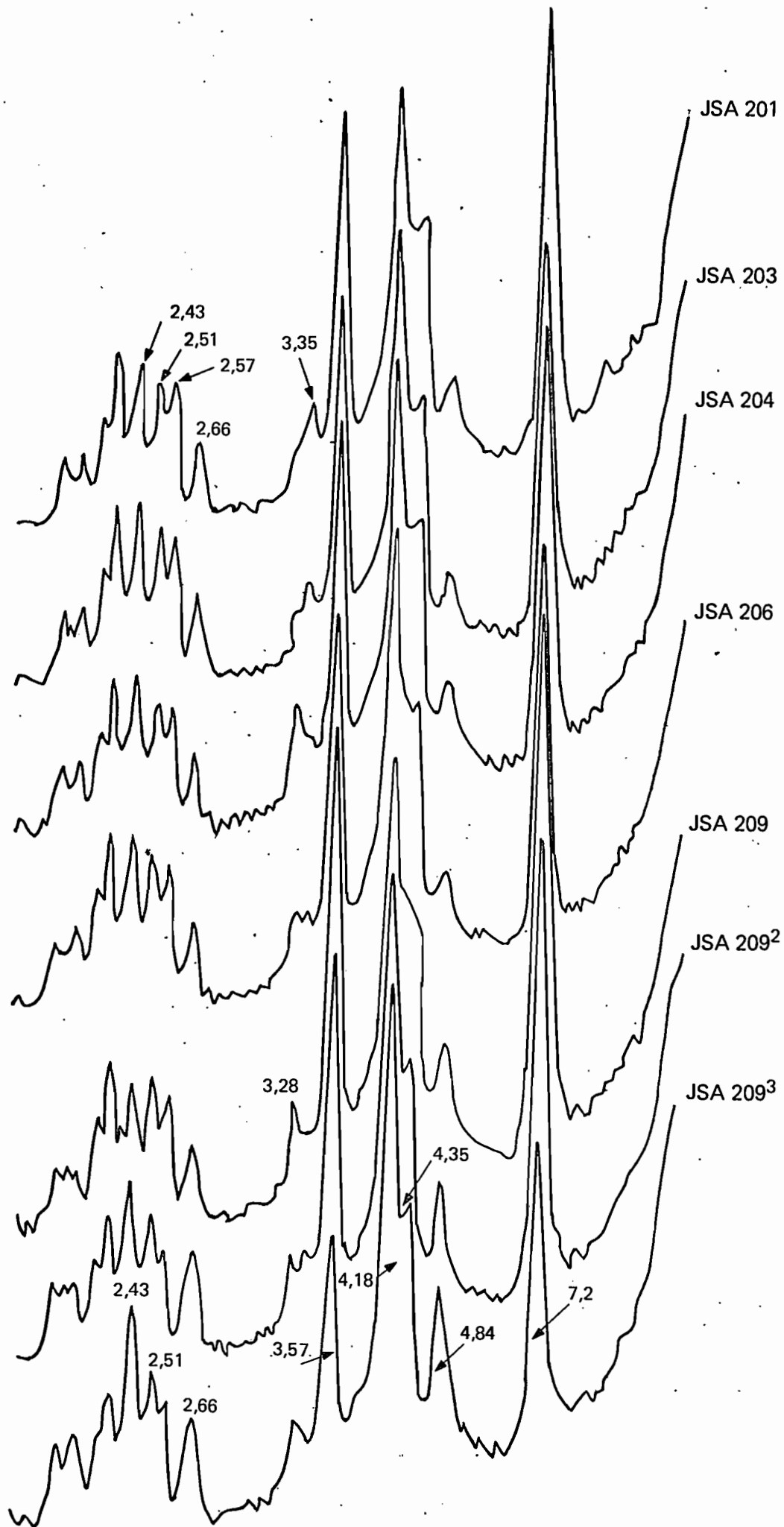


Fig. 2 - Profil JSA 20
 Diffractogrammes de Rayons X sur la fraction < 2 μ

Echant.	Horiz.	Profondeur cm.	Argile gra- nulométri- que (1)	Fer Libre (2)	Quartz (3)	Argile mi- néralogi- que (4)	Argile minéral- gique (5)
201	A 11	0/5	49,8	12,0	1,10	86,9	43,2
202	A 12	10/20	58,9	14,0	0,30	85,7	50,4
203	B 1	35/50	61,4	12,8	0,60	86,6	53,1
204	B 21	105/120	68,1	12,2	0,50	87,3	59,4
205	"	215/230	62,6	14,6	0,65	84,75	53,0
206	"	265/280	55,8	13,2	0,60	86,2	48,0
207	B 22 U	300/310	46,8	16,4	0,20	83,4	39,0
208	"	350/360	45,3	14,4	1,10	84,5	38,2
209	"	400/420	23,2	15,0	0,50	84,5	19,6
209 ¹	B 3	420/440	29,8	16,2	-	83,8 ⁺	24,9 ⁺
209 ²	B 3C	450/465	12,9	21,4	0,45	78,05	10,0
209 ³	B I	480/500	7,5	26,0	1,05	72,95	5,4
211	A 11	0/8	37,4	12,2	-	87,8 ⁺	32,8 ⁻
212	A 12	15/25	44,4	11,2	0,25	88,5	39,3
213	B 21	50/60	45,7	11,2	-	88,8 ⁺	40,5 ⁺
214	B 22 U	90/100	39,5	12,2	0,10	87,7	34,6
215	B3	115/125	38,1	11,6	-	88,4 ⁺	33,6 ⁺
216	B 3 U	130/150	8,1	14,4	-	85,6 ⁺	6,9 ⁺
218	B3 C-C	200/220	2,3	17,0	0,20	82,8	1,9
219	C I	320/335	4,6	19,2	0,25	80,5	3,7

1 - fraction < 2 μ ou % de la terre fine < 2 mm.

2 - ou % de la fraction < 2 μ

3 - - id -

4 - minéraux phylliteux + gibbsite en % de la fraction < 2 μ

5 - minéraux phylliteux + gibbsite en % de la terre fine.

+ quartz non déduit.-

TABLEAU I

Des interstratifiés apparaissent, sous forme de traces seulement : l'un qui se maintient à 11,1 Å après glycolage et chauffage (illite-chlorite) un autre dont apparaît la raie à 12 Å après chauffage.

A ce niveau, où la majeure partie du fer est encore sous forme réduite, la raie à 4,18 Å caractéristique de la goethite est cependant nette.

Dans le sol proprement dit, les diffractogrammes de la fraction < 2 µ de tous les horizons, sont marqués par les raies intenses et aiguës à 7,15 et 3,57 Å de la kaolinite. La première montre des variations d'intensité faibles : minimale en B3C et CI, horizons les plus riches en gibbsite, maximale au contact B3C-B2U. Au-dessus, dans l'ensemble de l'épistructichron, elle traduit des teneurs en kaolinite importantes et quasi-constantes.

La raie à 4,18 Å de la goethite, très intense dans l'infrasol, demeure importante et quasi-constante dans tout l'apexol. La raie à 2,43 Å, caractéristique à la fois de l'hématite et de la goethite est également plus marquée dans l'altérite.

L'abondance du fer risquant de masquer une partie de la kaolinite, donc d'atténuer l'intensité de ses raies caractéristiques, nous avons également soumis à cette analyse des doubles d'échantillons, mais, cette fois, déferrifiés, de façon ménagée, selon la méthode préconisée par De ENDREY.

L'on constate une forte exacerbation des différentes raies : l'intensité en est doublée ou triplée en B3C. En outre, l'épuration de la kaolinite fait ressortir les variations de son état de cristallinité : en B3C, le pic à 4,35 Å net et acéré et les deux triplets (2,45 - 2,51 - 2,56 Å) et (2,38 - 2,34 - 2,29 Å) sont caractéristiques d'une kaolinite bien cristallisée; au-dessus, en B2U, la raie à 4,35 Å tend à s'estomper, puis elle disparaît dans l'épistructichron où apparaît une bande évasée, de faible intensité, entre 4,13 et 4,10 Å; le premier triplet ci-dessus est remplacé

par un doublet à 2,56 et 2,50 Å tandis que dans le second la raie à 2,38 Å tend à disparaître, celle à 2,33 Å s'intensifie : ce sont les caractéristiques d'une kaolinite désordonnée.

Sur tous les diagrammes apparaît la raie à 4,85 Å de la gibbsite, mais variable dans son intensité : ainsi ce minéral apparaît peu abondant dans les horizons C et maximum en B3C où l'intensité est triplée, atteignant le tiers de la raie de la kaolinite. Dans l'apexol, l'intensité de la raie à 4,85 Å est celle observée en C. Elle croît nettement pour les échantillons déferrifiés notamment en B3C, niveau le plus riche, où son amplitude est sextuplée, atteignant les 2/3 de la raie à 7,2 Å.

Dans l'appumite, un peu d'illite (10,2 Å) complète ce cortège minéralogique.

Sur la pente, la fraction argileuse du sol est toujours dominée par la kaolinite dont la raie à 7,1 Å est particulièrement développée au sommet (A11) et à la base du profil (C).

En C, demeure un peu de chlorite, héritée de la roche mère, qui cependant disparaît au-dessus. Au chauffage, le pic à 14 Å se développe nettement tandis qu'apparaît une petite raie à 10 Å (Vermiculite ?).

A l'hypostructichron correspond une raie à 10,5 Å (Illite ouverte) peu développée. Tout en s'affinant et s'intensifiant, elle se rabat à 10 Å dans l'appumite où se développe également la raie à 5 Å (Séricite).

La raie à 4,18 Å (goethite) bien qu'encore importante dans tous les horizons est moins développée que précédemment. L'hématite est absente ou rare (altérite).

Contrairement à ce qui a été observé précédemment, la raie à 4,85 Å de la gibbsite n'apparaît, et très atténuée, que dans l'apexol.

72.3. Les composants des limons.

Les teneurs en limons fins (2-20 μ) sont, dans ces sols, relativement peu élevées: 4 à 14% dans l'apexol de JSA 20, 20% en-dessous. Sur pente, les proportions sont sensiblement identiques. Quant à la fraction limoneuse grossière (20-50 μ) elle ne représente, dans l'apexol, que 3% du sol et environ 10% en-dessous.

La teneur en quartz croît vers la surface du sol et avec le diamètre des particules : apexol - LF : 6 à plus de 15%, LG : plus de 30%. B3C-C1 - LF : 1 à 2%, LG : 5 à 7%.

La teneur en fer (Fe_2O_3 total) des LF varie de 30% en JSA 20 à 20% sur la pente. Les limons grossiers, en JSA 20, en renferment 25%.

72.4. Détermination par diffractométrie X des minéraux de la roche et des limons.

Deux échantillons, l'un de roche pratiquement saine, l'autre de roche faiblement altérée ont été broyés et tamisés à 50 μ .

Les diffractogrammes de rayons X montrent, pour la roche saine, la présence uniquement de chlorite et d'illite. L'on y observe toutes les raies caractéristiques du diagramme de chlorite pure (14, - 7,2 - 4,70 - 3,56 - 2,83 Å). Celles-ci sont un peu atténuées lorsque croît l'altération. Les seuls minéraux, outre un peu de quartz, associés à la chlorite sont de type micacé à 10 Å mais nettement moins abondants que cette dernière. Le pic à 5 Å caractérise la séricite (ou muscovite) observée en lames minces.

Correspondant à la roche altérée, apparaît en outre, une petite raie à 12,2 Å indicatrice d'un début d'évolution vers un interstratifié, chlorite-vermiculite ou chlorite-illite. Cette raie peu visible sur diagramme de poudre croît en orienté, après chauffage.

A noter aussi, à ce niveau, une raie à peine marquée à 7,6 Å, indiquant sans doute des traces de métahalloysite, raie qui apparaît plus nettement sur les diffractogrammes des fractions 2-20 et 20-50 µ extraits par sédimentation. Il en est de même d'une petite raie à 3,21 Å (feldspaths). Quant aux interstratifiés déjà signalés, ils apparaissent plus nettement sur les diagrammes d'agrégats orientés des limons fins après chauffage : C.I (12 Å) puis C.V.

Les diffractogrammes des fractions limoneuses, limons fins en particulier, extraits du sol proprement dit (profil JSA 20 de sommet), montrent des raies à 4,83 Å intenses caractéristiques de la gibbsite; raies particulièrement intenses dans l'horizon B3C, dépassant celles à 7,2 Å de la kaolinite. Au-dessus, apexol compris, cette raie bien que moins développée domine encore nettement le diagramme.

Pour les limons fins, la raie à 7,2 Å de la kaolinite atteint son intensité maximale au sommet de B3, elle décroît régulièrement au-dessus. Pour les limons grossiers, elle est plus développée en B3C.

L'illite n'apparaît, importante, qu'au niveau B22U-B3 où la raie à 10,2 Å est assez intense, notamment pour les limons grossiers. Mais il n'y en a traces ni au-dessous, ni au-dessus où apparaissent par contre des interstratifiés peu abondants à 11,1 Å (I.V.) décroissant progressivement vers la surface où apparaît peut-être un peu de vermiculite.

La goëthite (4,18 Å) apparaît en quantité notable dans tous les échantillons et tout particulièrement dans l'altérite. Il s'y ajoute un peu d'hématite.

Dans le profil JSA 21, sur pente, la chlorite est importante dans les limons extraits de l'altérite où ses raies caractéristiques, notamment celles à 14 et 7,2 Å sont bien développées. Ce minéral disparaît dans l'horizon B3C.

L'illite apparaît dans tous les échantillons étudiés. A la base du profil, les raies à 10 Å sont très aiguës de même que celles bien développées, à 5 Å ; l'indice de

crystallinité y est élevée (illite dioctaédrique - micas). Dans l'apexol, la raie à 10,1 Å, toujours importante, s'évase: il y a association d'illite, proche des micas et d'illite, ouverte, soulignée par un petit décrochement à 10,3 Å sur le flanc du pic.

La kaolinite (7,2 Å), absente ou peut-être confondue avec la chlorite, dans l'isaltérite, apparaît assez importante dès l'horizon B3C.

À 4,85 Å, la gibbsite apparaît dès la base du profil, au sein de l'altérite. En B3C elle apparaît plus abondante dans les limons grossiers, et demeure assez importante à la base de l'apexol.

La raie à 4,18 Å de la goéthite apparaît sur tous les diagrammes et maximale dans l'isaltérite.

72.5. Analyse thermique différentielle.

Ce type d'analyse a été effectué sur des échantillons provenant de tous les horizons du profil JSA 20 et pour chaque échantillon, sur plusieurs fractions granulométriques: <2 μ , 2-4 μ , 4-10 μ , 10-20 μ , 2-20 μ , 20-50 μ . Sur chaque diagramme apparaît le pic endothermique caractéristique de la gibbsite entre 330 et 370°C, et, dans l'apexol, plus nettement marqué que les raies X.

Comparant le développement des pics, l'on constate que, depuis l'appumite jusqu'à la base de l'horizon B22U, les teneurs, à l'intérieur d'une même fraction granulométrique ne subissent que peu de fluctuations. Mais elles croissent nettement en B3C et davantage encore en CI (pic endothermique 2 à 3 fois plus développé) horizon le plus riche en gibbsite.

Dans un même échantillon de sol, la tranche granulométrique la plus riche est toujours celle constituée par les limons fins et plus précisément la fraction 10-20 μ .

Sur tous les diagrammes également, apparaissent les pics endothermique entre 550 et 600°C et exothermique vers 950°C des minéraux de la famille de la kaolinite. La comparaison de l'amplitude des pics endothermiques indique des teneurs maximales dans les fractions <2 μ , ceci tout au long du profil, et minimales dans les fractions 20-50 μ . Dans l'ensemble, toutes fractions granulométriques confondues, l'apexol apparaît plus riche en kaolinite que l'infrasol.

Les sables de l'infrasol (fractions >50 μ) sont, nous l'avons vu (fascicule 6) constitués pour plus de 50% par des lithoreliques, parmi lesquelles nombreuses sont celles présentant un aspect blanchâtre. Afin d'en déterminer la nature plusieurs échantillons de sable fin (50-100 μ) et moyen (100-200 μ), entiers ou partiellement déquartzifiés, par broyage modéré et tamisage, ont été traités à l'A.T.D.:

- ces lithoreliques sont, en grande partie, constituées de gibbsite, en particulier celles issues de l'horizon C1 (dont le pic endothermique correspondant est important) de B3C et de C2.

- ces lithoreliques renferment également des teneurs importantes en kaolinite.

72.6. Microscopie électronique.

Cinq échantillons provenant de la roche faiblement altérée et de l'altérite, (fraction < 2 μ et broyat < 50 μ) ont été observés au microscope électronique. (D. Rambaud).

Dans la roche en début d'altération apparaît, outre l'illite et la chlorite, de la métahalloysite tubulaire dont la taille varie de 0,2 à 2 μ environ. La raie caractéristique de la métahalloysite apparaît en effet nettement sur le diagramme obtenu lors de l'examen en diffraction d'un cristallite. Les tubes, sur la préparation, apparaissent isolés ou en paquets, certains sont emboîtés. Plus haut dans le profil, dans l'altérite, apparaissent, à côté des tubes intacts, des tubes éclatés à bordures enroulées.

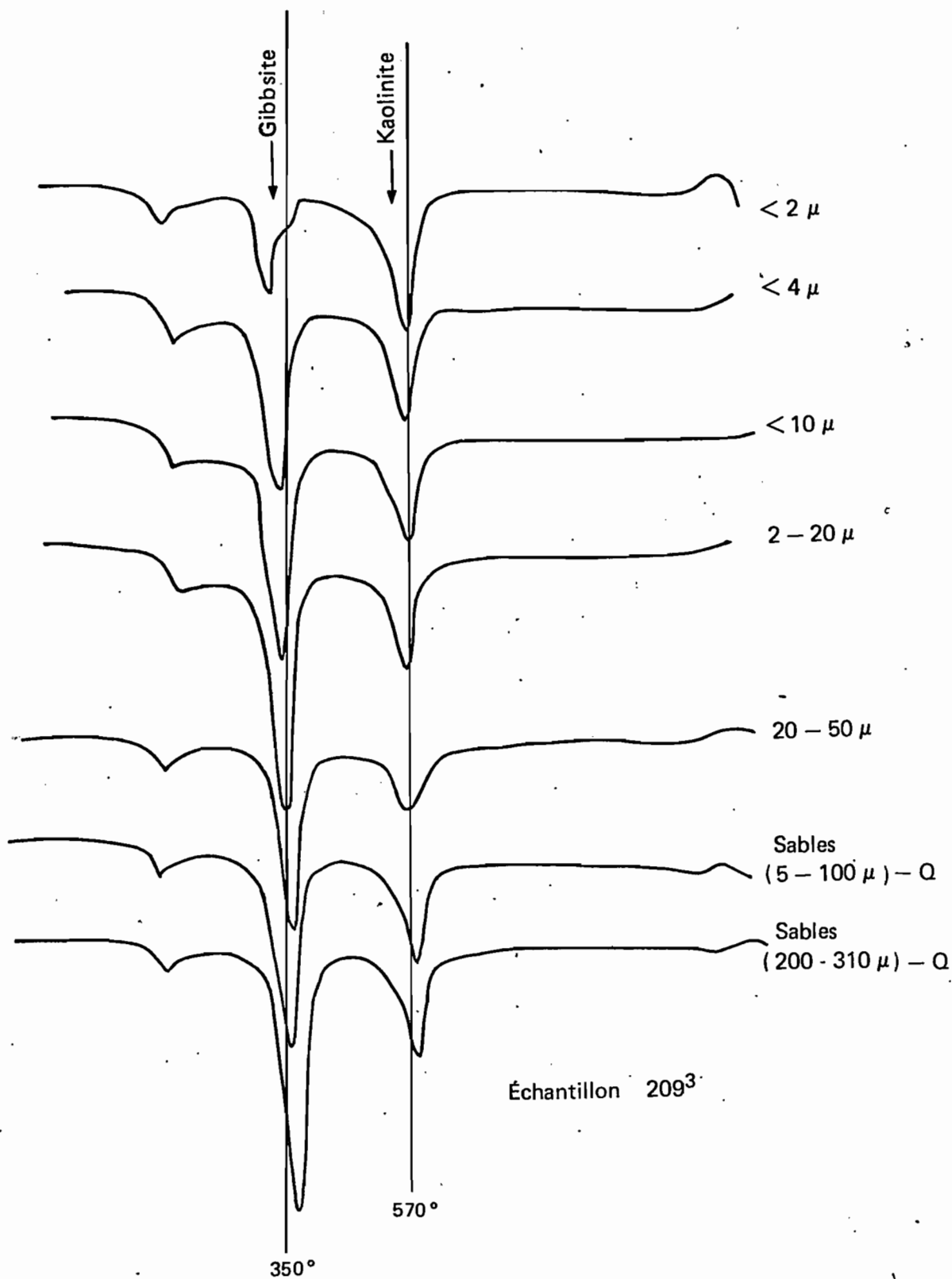


Fig. 3 - Analyse thermique différentielle des différentes fractions granulométriques de l'horizon C1 (profil JSA 20)

Il semble que l'on puisse noter la présence de petites kaolinites dès les premiers stades de l'altération, qui deviennent nettement plus nombreuses dans l'altérite, sous forme de petites plaquettes plus ou moins hexagonales, paraissant mal cristallisées et dont la taille n'excède pas $0,2 \mu$.

Dans l'altérite, l'on observe, d'autre part, sur des lamelles de chlorite de belles figures de mâcles de goethite de $0,2$ à $0,3 \mu$, cristallisant selon les plans du système cristallin de la chlorite. Ces mêmes mâcles, moins régulières, souvent fragmentées ou accolées sous forme de nodules hérissés de spicules, pouvant dépasser le micron et nourries par des apports ultérieurs de fer, se retrouvent, éparses, dans la préparation.

72.7. Mesure des surfaces spécifiques des argiles.

Le tableau ci-joint représente les surfaces spécifiques correspondant à des argiles naturelles non traitées et à ces mêmes argiles déferrifiées selon la méthode de De ENDREDY.

Comparativement à celle de la kaolinite pure ($22M^2/Gr$) ces surfaces apparaissent relativement élevées ce qui peut être attribué à la taille réduite des minéraux phylliteux, la surface spécifique de la gibbsite ne dépassant pas, quant à elle, selon divers auteurs, $30M^2/Gr$.

Echantillon séché à 110 °C																
Echantil.	Horizon	Perte au feu	Résidu	Si O ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Ti O ₂	MnO ₂	Ca O	Mg O	K ₂ O	Na ₂ O	TOTAL	Rapp. Mol.		
														SiO ₂ /Al ₂ O ₃	SiO ₂ /R ₂ O ₃	
201	A II	16,4	1,10	33,6	29,2	16,77	1,10	0,040	0,30	0,28	0,70	0,44	99,93	1,95	1,47	
203	B 1	14,1	0,60	31,7	31,0	19,89	1,25	0,005	0,36	0,26	0,66	0,42	100,24	1,73	1,23	
205	B 21	14,1	0,65	31,9	30,6	19,78	1,10	"	0,24	0,22	0,62	0,40	99,61	1,77	1,25	
209	B 22 U	14,3	0,50	31,0	31,7	19,65	1,12	"	0,30	0,16	0,40	0,40	99,53	1,66	1,19	
209 ²	B 3 C	14,7	0,45	26,2	30,0	26,45	1,40	"	0,28	0,14	0,30	0,38	100,30	1,48	0,95	
209 ³	C 1	14,9	1,05	23,4	29,7	28,78	1,00	"	0,24	0,16	0,16	0,40	99,79	1,33	0,82	
209 ⁴	C 2	13,9	0,10	25,6	26,0	31,0	1,04	0,072	0,22	0,10	0,22	0,28	98,53	1,67	0,94	
2-20 u	203	B 1	13,4	15,40	13,2	20,0	29,5	7,40	0,048	0,20	0,17	0,48	0,12	99,91	1,12	0,57
	204	B 21	12,8	8,40	17,1	22,5	31,0	6,50	0,046	0,23	0,18	0,48	0,11	99,34	1,23	0,68
	206	B 21	13,2	6,50	21,4	25,3	27,5	4,25	0,032	0,21	0,21	0,58	0,16	99,34	1,43	0,84
	209	B 22 U	13,3	1,95	28,2	30,5	20,5	1,83	0,005	0,17	0,53	2,31	0,15	99,44	1,57	0,09
	209 ²	B 3 C	17,3	0,60	17,1	30,5	30,3	2,04	0,024	0,24	0,08	0,22	0,24	98,64	0,95	0,58
20-50 u	206	B 21	7,80	30,5	13,8	15,5	24,5	6,00	0,158	0,14	0,19	0,52	0,19	99,29	1,51	0,75
	209	B 22 U	11,50	3,45	28,3	27,0	21,5	1,86	0,020	0,18	0,75	3,41	0,28	98,25	1,78	1,17
	209 ³	C 1	12,62	5,23	18,31	31,07	24,9	2,00	0,026	0,02	0,08		0,02	98,56	1,82	
	209 ⁴	C 2	14,6	5,70	20,7	28,0	26,0	3,00	0,036	0,12	0,11	0,31	0,19	98,76	1,25	0,78

PROFIL J S A 20
Composition chimique des argiles et limons (analyse triacide)

TABLEAU 11

En % de l'échantillon séché à 110° C

	Echantill.	Horizon	Perte au feu	Résidu	En % de l'échantillon séché à 110° C										Rapp. Mol.	
					Si O ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Ti O ₂	MnO ₂	Ca O	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	TOTAL	SiO ₂ /Al ₂ O ₃	SiO ₂ /R ₂ O ₃
2 - 20	212	A 12	11,85	0,26	36,5	28,7	15,7	1,02	0,040	0,46	1,00	3,86	0,58	99,97	2,15	1,59
	214	B 22 U	11,70	0,12	35,7	28,8	17,7	1,02	0,040	0,42	0,96	3,52	0,42	100,10	2,10	1,51
	218	B 3 C	13,70	0,18	30,4	29,5	22,1	2,35	0,088	0,42	0,28	0,80	0,42	100,23	1,75	1,18
	219	B3 C- C	13,8	0,24	31,4	30,1	20,4	2,40	0,238	0,34	0,22	0,48	0,28	99,89	1,77	1,23
2 - 20	214	B 22 U	8,05	6,45	34,2	24,5	17,8	1,85	0,020	0,15	1,64	4,29	0,28	99,23	2,36	1,61
	218	B 3 C	8,25	1,75	36,4	26,0	20,3	0,72	0,034	0,17	1,45	4,84	0,27	100,18	2,37	1,58
	219 2	C	9,75	2,25	28,9	24,0	27,0	0,45	0,170	0,17	3,59	3,03	0,24	99,83	2,04	1,18
20-50	218	B 3 C	7,95	7,40	30,8	23,5	23,5	0,92	0,028	0,12	0,57	4,45	0,24	99,47	2,22	

PROFIL J S A 21 -

Composition chimique des argiles et limons

(analyse triacide) -

TABIEAU III

Echant.	Horizons	Surface en m ² /gr.	
		Argile Nat.	Argile dif.
201	A4	37,42	
202	A12	44,80	
203	B1	47,75	
204	B21	52,50	46
205	"	51,75	
206	"	50,34	52
207	B22U	50,16	
208	"	51,34	
209	"	30,25	46
209 ²	B3C	42,33	
209 ³	C1	52,02	43
209 ³	(limons fins)	28	

72.8. Détermination quantitative des constituants des argiles et limons.

a) Par voie chimique.

Les études précédentes nous ont permis d'une part, d'effectuer la détermination qualitative des minéraux constitutifs des différentes fractions granulométriques du sol; l'analyse chimique, par attaque triacide, de ces mêmes échantillons nous en donne la composition globale et va, d'autre part, nous permettre, en couplant toutes ces données, d'en établir la constitution minéralogique quantitative.

L'analyse triacide appelle quelques réserves quant au résidu obtenu : pour les fractions les plus fines, il est très faible voisin de 1%. Il n'y a donc pas de problème, si ce n'est qu'une fraction du quartz dont il est presque exclusivement constitué à pu être solubilisé lors de l'attaque (CLAISSE 1972).

Pour les fractions granulométriques plus grossières provenant d'échantillons où les éléments primaires sont très évolués, le résidu, bien que souvent important, est en quasi-totalité siliceux et solubilisé à 90% ou plus par FH. Pour les échantillons issus des niveaux les moins altérés, où les minéraux primaires intacts, autres que le quartz, sont abondants, le résidu à l'attaque triacide, important, renferme jusqu'à 80% d'éléments non volatils à FH; l'analyse triacide n'a alors plus grande signification aussi n'a-t-elle pas été utilisée dans le but ici visé.

Pour les calculs, lorsque les seuls minéraux en présence sont la gibbsite et la kaolinite, l'on attribue la totalité de la silice à cette dernière et l'on calcule la quantité d'alumine correspondante, le reste étant attribué à la gibbsite et complété par l'eau. En présence d'illite l'on commence par équilibrer les constituants en fonction de la teneur en potasse, en tenant compte du fait qu'un minimum de celle-ci n'entre vraisemblablement pas dans la constitution des feuillettes de l'illite : les raies caractéristiques n'apparaissent, aux R.X., que si $K_2O \% > 0,2$.

D'autre part, l'illite est dans la plupart des cas, très proche des micas aussi a-t-il été attribué au potassium un coefficient n de 0,75 ou 1 selon les diagrammes de R.X.

Les résultats : Les déterminations ont été effectuées sur le sol entier (terre fine < 2 mm) et trois de ses fractions granulométriques : argile-limons fins- limons grossiers. Les résultats sont consignés dans le tableau IV..

En % de l'échantillon séché à 110 ° C															
Echantillon	Horizons	Profond. cm.	Perte au feu	Résidu	Si O ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Ti O ₂	Mn O ₂	CaO	Mg O	K ₂ O	Na ₂ O	TOTAL	Rapp.mol. SiO ₂ /Al ₂ O ₃
201	A 11	0/5	20,20	30,90	16,60	15,00	12,80	1,85	0,036	0,08	0,13	0,33	0,27	98,19	1,87
202	A 12	10/20	11,38	29,20	19,70	19,58	16,25	2,38	0,040	0,08	0,14	0,41	0,22	99,38	1,71
203	B 1	35/50	10,94	26,43	21,00	20,42	17,25	2,26	0,044	0,09	0,15	0,42	0,21	99,21	1,74
204	B 21	105/120	11,20	22,64	22,40	21,86	18,25	2,20	0,032	0,15	0,18	0,41	0,25	99,57	1,74
204 Bis	"	150/170	11,68	18,08	24,40	23,59	19,25	2,48	0,040	0,01	0,24	0,42	0,01	100,2	1,75
205	"	215/230	11,94	16,56	24,61	24,00	19,50	2,38	0,040	0,08	0,14	0,40	0,14	99,79	1,74
206	"	265/280	11,34	19,94	23,26	22,77	19,50	2,32	0,158	0,14	0,13	0,38	0,15	100,08	1,73
207	B 22 U	300/310	10,59	23,27	24,14	21,54	18,75	2,00	0,040	0,01	0,22	0,37	0,03	100,96	1,90
208	"	350/360	10,0	27,30	21,20	20,50	17,50	1,80	0,040	0,09	0,20	0,66	0,18	99,47	1,75
209	"	400/420	9,45	27,40	21,30	20,80	16,50	1,67	0,040	0,12	0,39	1,71	0,26	99,64	1,74
209 1	B 3	420/440	11,80	16,82	21,35	23,48	21,75	3,04	0,040	-	0,19	0,22	-	98,71	1,54
209 2	B 3 C	450/465	11,40	22,10	15,3	21,80	24,80	3,12	0,075	0,11	0,17	0,55	0,19	99,61	1,19
209 3	C 1	480/500	12,80	21,20	12,6	25,50	23,80	3,31	0,079	0,11	0,09	0,23	0,15	99,86	0,86
209 4	cCÉ2	600/620	11,53	15,88	24,57	24,63	20,50	1,80	0,040	0,08	0,07	0,25	0,14	99,49	1,69

PROFIL J S A 20

Composition chimique du sol (Terre fine < 2 mm) - Analyse triacide -

TABLEAU V

En % de l'échantillon séché à 110 ° C															
Echantillon	Horizons	Profond. cm.	Percé au feu	Résidu	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Ti O ₂	Mn O ₂	Ca O	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	TOTAL	Rapp. mol. SiO ₂ /Al ₂ O ₃
211	A 11	0/8	12,13	47,15	15,10	12,64	8,90	0,80	0,012	0,11	0,41	1,60	0,19	99,04	2,07
212	A 12	15/25	7,80	46,50	17,90	13,80	10,0	0,90	0,012	0,09	0,50	1,98	0,19	99,67	2,20
213	B 21	50/60	7,44	36,36	20,86	16,90	13,10	1,34	0,012	0,09	0,55	2,26	0,21	99,12	2,14
214	B 22 U	90/100	7,79	31,99	23,31	18,78	12,40	1,40	0,012	0,12	0,58	2,42	0,21	99,01	2,15
215	B 3	115/125	7,30	38,26	20,16	16,57	12,40	1,46	0,018	0,11	0,56	2,31	0,21	99,35	2,11
216	B 3 U	130/150	3,73	54,64	17,05	12,31	6,40	0,86	0,008	0,09	0,56	2,92	0,23	98,79	2,40
218	B3 C-C	200/220	6,78	22,94	26,02	20,34	17,00	1,34	0,018	0,17	0,80	3,74	0,26	99,40	2,22
219	2C9I	320/335	8,02	25,46	22,73	18,84	24,00	1,28	0,091	0,11	0,48	2,76	0,217	99,97	2,01
219 2	C 2	430/450	7,81	21,51	25,01	20,96	18,50	1,46	0,110	0,01	0,69	2,81	0,06	98,93	2,07

PROFIL J S A 21

Composition chimique du sol (terre fine < 2mm) - Analyse triacide -

TABLEAU VI

Au sein de la fraction $< 2\mu$, en assez bonne concordance avec les diffractogrammes X, l'on note une croissance progressive de la teneur en kaolinite vers le haut du profil, qui passe de 55 à 70% environ.

La gibbsite y apparaît également dans chacun des horizons mais surtout dans l'infrasol et particulièrement en B3C-CI où sa teneur atteint 15%. La courbe de distribution de la goethite montre un maximum voisin de 30% entre B3C et C2 un minimum en A11 (17%) et entre les deux un palier à 22%.

La teneur en kaolinite des limons fins est de près de moitié inférieure à celle de l'argile, environ 37% sur l'ensemble du profil, sauf en surface où elle décroît en relation avec une plus grande abondance de quartz. La gibbsite, par contre y est nettement plus abondante avec 24% en B3C et 12% au-dessus.

L'on retrouve sensiblement ces mêmes teneurs au sein des limons grossiers avec toutefois moins de gibbsite dans l'apexol. La fraction 2-20 μ apparaît, d'autre part, légèrement plus riche en goethite (plus de 30%).

Pour ce qui est du sol total (terre fine $< 2\text{mm}$) les teneurs en kaolinite et gibbsite, de l'apexol, sont les moyennes de celles des argiles et limons, pondérées par les proportions respectives de ces trois fractions granulométriques: environ 40-50% de kaolinite et 5% de gibbsite. Dans l'infrasol interviennent en outre, les lithoreliques, fortement enrichies, comme nous l'avons vu, en gibbsite ce qui conduit, en C1, à des teneurs en kaolinite et gibbsite respectivement de 27 et 23%.

L'illite dans ce profil n'apparaît qu'à un seul niveau à la base de l'horizon B22U et seulement dans les fractions $> 2\mu$. Sans doute faut-il voir là une hétérogénéité de faciès au sein du profil.

b) Par analyse thermo-pondérale.

Les échantillons analysés renferment seulement kaolinite, gibbsite et goethite (ou goethite et fer amorphe).

La décomposition de la goethite, tout comme celle de la gibbsite s'amorce à 220°C; la première réaction se poursuit jusqu'à 425°C et conduit à une perte de 11% d'eau, la seconde aboutissant, vers 300° à une perte d'eau de 34%.

Connaissant les teneurs en goethite, il nous est facile de calculer la perte d'eau revenant à la seule gibbsite.

D'autre part, vers 425°, s'amorce la réaction de décomposition de la couche octaédrique de la kaolinite, aboutissant, vers 650°C, à une perte de 13,7% de son poids en eau.

Les résultats obtenus sont reportés dans le tableau IV, en parallèle avec ceux découlant de l'analyse chimique.

L'on constate, pour les argiles, une perte de poids, entre 220 et 425° de 3,5 à 5,5%, maximale dans l'altérite. Déduction faite de l'eau revenant à la goethite, il demeure une perte correspondant à la gibbsite, de 2 à 3%. Les teneurs, en hydroxydes, correspondantes, comprises entre 4 et 10%, apparaissent en retrait par rapport à celles précédemment obtenues. Mais il est possible que l'eau théorique, attribuée à la goethite, le soit par excès. (Les pourcentages de la dernière colonne du tableau, correspondent à la goethite et non pas à Fe_2O_3).

A remarquer aussi pour l'échantillon 201 l'excès important de gibbsite obtenu par ATP, ce qui est vraisemblablement imputable à un excédant d'eau dû à une insuffisante élimination de la matière organique.

Les limons fins de l'échantillon 209³ (C1) accusent, entre 220 et 420° une importante perte de plus de 20% d'eau, dont 18% pour la seule gibbsite ce qui correspond à une teneur de 27,5% et concorde avec les autres résultats déjà obtenus.

Pour ce qui est de la kaolinite, les teneurs obtenues par l'A.T.P. sont proches de celles obtenues par voie chimique, les écarts oscillant entre 2 et 10%.

Fractions	HORIZ.	ECHANT.	QUARTZ	KAOLINITE		GIBBSITE		ILLITE	GOETHITE
				CHIMIE	A.T.P.	CHIMIE	A.T.P.	CHIMIE	
Argiles 2 " Naturelles	A11	201	1,10	72	65,3	1	6,1		17
	A12	202			62,1		4,2		21
	B1	203	0,60	68	62,1	6	4,5		22
	B21	204			62,1		3,3		22
	"	205	0,65	69	62,1	5	4,5		22
	"	206			62,3		3,9		22
	B22U	209	0,50	67	62,1	8	5,1	0	22
	B3C	209 ²	0,45	57	54,7	12	7,8		29
	C1	209 ³	1,05	50	49,8	15	10,2		32
	C2	209 ⁴	0,10	55		6			34
Désert	B21	206		81,7	81,0	6,2	4,2		1,6
	C1	209 ³		78,4	74,4	16,0	16,8		1,1
L.F. 2-20 μ	B1	203	15,40	28		13			33
	B21	204	8,40	37		12			34
	B22U	209	1,95	37 à 45		12 à 9		17 à 22	23
	B3C	209 ²	0,60	37		24			34
	C1	209 ³			40,5		27,5		
L.G. 20-50 μ	B21	206	30,5	30		6			27
	B22U	209	3,45	25 à 36		5 à 8		25 à 33	24
	C1	209 ³	4,23	33		28			31
	C2	209 ⁴	5,70	45		16			29
T.F. 2 mm	B1	203	26,4	45		4			19
	B21	205	16,5	53		5			22
	B22U	209	27,4	32 à 36		4 à 5		10 à 13	18
	C1	209 ³	21,2	27		23			26

PROFIL JSA 20

TABEAU IV

Etude minéralogique quantitative
de différentes fractions granulométrique
du sol (voie chimique et A.T.P.)

Les résultats obtenus sont dans l'ensemble encore plus proche les uns des autres (5%) lorsque les analyses sont effectuées sur des échantillons déferrifiés selon la méthode de De ENDREDY (voir tableau).

7.3. L'altération des chlorites.

Ces chlorites ferro-magnésiennes, perdent dès les premiers stades de l'altération, une grande partie de leur fer et surtout de leur magnésium, éliminés hors des structures de la roche, ce qui favorise le développement de la porosité et crée les conditions d'un bon drainage, facilitant ainsi le lessivage ultérieur d'autres éléments.

Mais tandis qu'une partie du fer, exudé hors des réseaux de la chlorite, et ainsi évacuée, une faible partie cristallise en bordure des lamelles en micro-cristaux de goethite généralement maclés, ainsi que le montre l'observation au microscope électronique. Sieffermam (communication orale) l'a également observé sur des chlorites et Jacques de Lapparent (cité par Millot 1964), mais sur des biotites altérées, pour qui ces fins cristaux de goethite, par un système d'interférences, sont à l'origine de leur aspect mordoré.

L'altération aboutit finalement à la formation de gibbsite et, avec des intermédiaires fugaces, métahalloysite ou interstratifiés C-V ou C-I, de kaolinite.

Une évolution semblable a été observée par A. NOVIKOFF (1971) dans une région voisine, qui signale que l'altération des chlorites aboutit, en général, à la formation de kaolinite, sauf dans le cas d'un drainage très rapide qui provoque l'apparition de gibbsite.

Ceci est expliqué par MILLOT (1964) qui indique que la chlorite est vulnérable dans les milieux acides, lessivés, débarrassés de leurs cations. L'évolution se fait par transformation de type dégradant ou négatif. La chlorite, très vulnérable, va, par soustraction dans ce milieu, perdre ses ions interfoliaires, devenir "minéral ouvert" et tendre

vers des interstratifications (avec multiplication des feuillets "vermiculite"). La désaturation et donc l'acidité croissant, il apparaît de la kaolinite par libération d'Al hexacoordonné qui fixe les tétraèdres de silice des solutions ambiantes. Si ces tétraèdres manquent, il se forme de l'alumine.

Ici la formation de gibbsite (provenant de la seule chlorite), dans l'altérite, est importante, puisqu'elle entre pour près de 25% dans la composition globale du matériau. Elle apparaît très nettement sous le microscope dans les secteurs non perturbés, les lithoreliques; gibbsite primaire qui se forme au dépend de l'aluminium de la roche, par élimination des autres constituants, élimination totale ainsi que le confirme l'analyse à la microsonde (100% d'Al). Il s'agit, ainsi que l'observent BOULANGE et alter (1975) "d'accumulation relative de gibbsite primaire ou de pseudomorphose" touchant préférentiellement certains des feuillets ou groupement de feuillets chloritiques tandis que les autres se transforment en kaolinite. (microsonde : $Si \approx Al$).

Une autre forme d'accumulation de gibbsite (l'analyse à la microsonde indique également une pureté à 100%), est observée sur les parois de cavités fentes ou pores de l'altérite, qui constitue parfois de beaux cristaux prismatiques (jusqu'à 30 microns) le plus souvent perpendiculaires aux parois, semblables donc, semble-t-il, à ceux observés par BOULANGE et alter (1975). Mais quel est le mode d'accumulation de cette gibbsite secondaire ? Provient-elle de la précédente : DELVIGNE (1965) indique que la gibbsite peut disparaître par dissolution, migrer vers les niveaux inférieurs ou elle peut se redéposer.

Il ne semble pas que l'accumulation observée ici soit comparable à celle décrite par BOULANGE et alter dans des bauxites tropicales (à partir d'une kaolinite d'accumulation absolue) :

- l'observation optique montre deux types d'accumulation dans les cavités 1) directement au contact du matériau silico-alumineux 2) succession matériau silico-alumineux couronne ferrugineuse - gibbsite.

- l'étude à la microsonde montre que le dépôt ferrugineux l'est à 100% et que la gibbsite est également pure à 100%. L'on n'observe donc pas, ici, de trace de silice témoignant que cette gibbsite provient d'une hydrolyse de la kaolinite.

HERBILLON et MAKUMBI (1975) étudiant des sols issus de chlorito-schistes de la région de Gangila (Zaïre), voisine de celle étudiée ici, constatent la prédominance d'un interstratifié chlorite-vermiculite dans les sables et limons, de nontronite dans la fraction argileuse et l'apparition progressive vers la surface, au sein de cette dernière, de kaolinite et d'un minéral chloritique (chlorite-like) reste désordonné de l'interstratifié C-V provenant de l'argilification de la fraction limoneuse.

Ces auteurs soulignent encore que l'inégale distribution de Al-Fe-Mg dans la chlorite, dans divers sites, apparaît être un facteur qui renforce le devenir divergent de ces éléments durant l'altération.

WACKERMAN (1975) observe également la transformation progressive des chlorites en vermiculites : dans le cas de pseudomorphoses on peut observer au microscope, tous les stades intermédiaires - homogènes à l'échelle microcristalline ou sous forme d'empilements de paquets de phyllites à propriétés optiques proches des vermiculites ou des chlorites (aux RX + feuilletts interstratifiés à l'échelle des réseaux cristallins) - de nombreuses chlorites et des paquets de grandes tailles sont remplacés aussi par des amas de vermiculite, microcristalline, enchevêtrés sans relations avec les orientations des reliques de chlorites : néogénèses véritables soit à partir d'éléments dissous, soit de micelles élémentaires en suspension dans les solutions hydrolysantes.

Des études sur l'altération expérimentale des chlorites ont également été menées par divers auteurs, dont MAKUMBI et HERBILLON (1972) qui procèdent à l'altération d'une chlorite ferrifère et oxydée, d'origine métamorphique, en présence de solutions salines oxydantes et réductrices ainsi

qu'en alternant ces conditions : ils arrivent à mettre en évidence le rôle de l'oxydation irréversible du fer, comme phénomène inducteur de la transformation de la chlorite, et à démontrer la nécessité de solubiliser ou de complexer le fer oxydé pour faire apparaître de la vermiculite.

Plus récemment (1976) G-J ROSS et H.KODAMA ont étudié expérimentalement l'altération d'une chlorite d'un métabasalte du Maryland. Ils aboutissent à un interstratifié chlorite-vermiculite (comme au champ).

Les résultats obtenus indiquent que l'oxydation du Fe^{2+} structural est une réaction importante dans l'altération des chlorites en produit vermiculitique, et montrent également, que des orthochlorites, de structure apparemment identique, mais ayant des teneurs en Fe^{2+} différentes, peuvent réagir différemment sous des conditions identiques et donner par exemple de la vermiculite ou de la chlorite-vermiculite.

8. LES ELEMENTS MINERAUX MAJEURS DU SOL.

8.1. La silice.

Elle représente, pour sa totalité, quartz et silice combinée confondus, environ 40% du poids de l'échantillon moyen de la roche saine. C'est approximativement la teneur observée également à la base des profils étudiés; certaines plages plus quartzieuses voyant cependant ce taux croître notablement.

Considérant les variations par unité de volume, l'on constate pour un échantillon de roche altérée gris-verdâtre de structure parfaitement conservée, mais déjà très poreux une chute de 10% de la teneur en SiO_2 .

ECHANT.	HORIZON	SILICE AMORPHE exprimée en SiO ₂ %	ALUMINE AMOR- PHE exprimée en Al ₂ O ₃ %
202	A12	0	0,28
203	B1	0	0,67
204	B21	0	0,46
205	"	0	0,36
206	"	0	0,09
208	B22U	0	0,22
209 ²	B3C	0,52	1,59
209 ³	C1	0,09	1,22
209 ⁴	C2	0,30	0,54
212	A12	0,19	0,90
213	B21	0,16	0,31
214	B22U	0,29	1,15
217	B3U	0,71	1,09
218	B3C-C	0,49	1,08
219	C1	1,03	0,83
219 ²	C2	0,94	1,23

Profils JSA 20 et 21

Silice et alumine amorphes dans la terre fine.

Dans l'infrasol, le taux de silice total est voisin de 45% en JSA 21, inférieur à 40, voire 30% en JSA 20. Par unité de volume, et par rapport à la roche saine, la perte y est voisine de 50%, chiffre approximatif, compte tenu du manque de précision du dosage du résidu de l'attaque triacide.

Dans l'apexol, la teneur en SiO_2 totale croît, consécutivement à un enrichissement relatif en quartz, et ce, d'autant plus que l'on se rapproche de la surface et que la pente, et, par suite l'érosion, sont plus fortes : 41 à 49% en JSA 20, environ 60% en JSA 21.

La teneur en silice combinée, quant à elle, oscille entre 20 et 25% parfois moins : horizons riches en gibbsite de profondeur, appumite.

Quant à la silice amorphe (voir tableau page 67), absente ou presque dans l'apexol, elle peut atteindre des teneurs proches de 1% dans l'infrasol, sur la pente.

8.2. L'alumine.

L'aluminium, exprimé sous forme d'oxyde Al_2O_3 , entre pour environ 20% dans la constitution de la roche saine, inclus dans les minéraux qui la constituent (chlorite - muscovite - illite).

Dans le sol proprement dit, la teneur en Al_2O_3 oscille entre 20 et 25% en JSA 20, 14 et 20% en JSA 21, les teneurs maximales s'observant dans l'altérite. Dans la partie supérieure (apexol et horizon graveleux) du profil de sommet, sa distribution suit approximativement celle de la silice, le rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ y demeure voisin de 1,75. En deçà, il décroît et particulièrement au niveau de l'altérite, où, inférieur à 1, il traduit l'abondance de la gibbsite à ce niveau. Sur la pente, le rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, malgré la présence d'alumine libre, demeure, dans tous les cas, supérieur à 2, grâce à la présence de minéraux micacés.

	220 ⁵ Roche saine		220 ¹ Roche altérée		Variations en valeur absolue	Variations en %
Densité	2,56		1,77			
	pds dans 100g de la roche	pds dans 100cc	pds dans 100g du matériau	pds dans 100cc		
SiO ₂	40,15	102,8	52,30	92,6	-10,2	-9,9
Al ₂ O ₃	20,50	52,5	19,20	34	-18,5	-35,2
TiO ₂	0,80	2,0	0,90	1,6	-0,4	-20
MgO	12,45	31,9	6,20	11	-20,9	-65,5
K ₂ O	2,40	6,1	1,75	3,1	-3	-49,2

Variations isovolumétriques de la roche saine à la roche altérée

Le raisonnement isovolumétrique nous montre que, dans la roche altérée, de structure conservée, la perte en Al_2O_3 atteint déjà 35% et près de 45% à la base des profils, dans l'altérite; au-dessus, au sein des horizons B2, la perte peut être, au moins, sans préjuger des phénomènes ayant pu intervenir au cours de la pédogénèse, estimée à 40-45%.

L'aluminium se trouve sous trois états différents : inclus dans les feuillets des minéraux phylliteux, sous forme d'hydroxydes, cristallisés (gibbsite) ou amorphes. La gibbsite, peu abondante dans l'apexol est, nous l'avons vu abondante dans l'altérite du profil JSA 20 où elle représente plus de 20% du sol total, soit 60% de tout l' Al_2O_3 présent à ce niveau.

Quant aux hydroxydes amorphes, leur teneur peut, dans les horizons les plus riches en gibbsite, atteindre jusqu'à 1,5% soit environ 7% de l'alumine totale. Dans l'apexol, les teneurs sont très faibles, particulièrement dans le profil de sommet (voir tableau page 67).

8.3. Le fer.

Le fer est l'un des constituants importants de la roche-mère et des sols qui en sont issus, puisque, exprimé en Fe_2O_3 , il constitue environ 1/5 de leur poids.

Il est présent sous plusieurs formes ou états : réduit ou oxydé, amorphe ou cristallisé, libre ou inclus dans les édifices cristallins des phyllosilicates, oxyde ou hydroxyde.

Les dosages effectués concernent donc, d'une part, le fer en sa totalité (ferreux et ferrique) contenu dans la roche mère, ou le sol total, ou la seule fraction granulométrique $< 2\mu$; d'autre part la fraction libre du fer ou encore la seule partie non cristallisée de cette dernière.

Horizons Echantillons.	Roche saine	Structure conservée			Structure détruite						
	R.S. 220 5	R.A. 220 1	C.2. 209 4	C.1. 209 3	B.3.C. 209 2	B.3. 209 1	B.21			B.1. 203	B.12 202
							205	204 bis	204		
Fe O %	11,30	4,65									
Fe ₂ O ₃ %	2,45	4,40									
Fe ₂ O ₃ (pondéral %)	15,0	9,55	20,50	23,8	24,8	21,75	19,5	19,25	18,25	17,25	16,0
d	2,56	1,77	1,21	1,23	1,24	1,19	1,28	1,19	1,23	1,22	1,08
Poids Fe ₂ O ₃ dans 100 cc.	38,4	16,9	24,8	29,3	30,7	25,9	25,0	22,9	22,4	21,0	17,3
Différences par rapport/Val.absol. à 220 5 / %	-21,5	-13,6	-9,1	-7,7	-12,5						
	-55,9	-35,4	-23,7	-20,0	-32,5						
Différences par rapport/Val.absol. à 220 1 / %			+7,9	+12,4	+13,8	+9,0	+8,1	+6,0	+5,5	+4,1	+0,4
			+46,7	+73,4	+81,6	+53,2	+47,9	+35,5	+32,5	+24,2	+2,4
Différences par rapport/Val.Absol. à 209 4 / %				+4,5	+5,9	+1,1	+0,2	+1,9	+2,4	+3,8	-7,5
				+18,4	+23,8	+4,4	+0,8	-7,7	-9,6	-15,3	-30,2

PROFIL J.S.A.20 = Variations volumiques
des teneurs en fer.

TABLEAU IX

Le fer total est obtenu par attaque triacide ou, pour la roche mère saine ou faiblement altérée, par attaque fluo-perchlorique et fusion alcaline. Le fer libre est dosé selon la méthode DEB (dosage colorimétrique au T.P.T.Z.). Le fer amorphe est extrait selon la méthode préconisée par P.SEGALEN (1968) (sur la terre fine < 2 mm seulement). (Voir tableaux VII et VIII).

La roche-mère pratiquement saine (R.S.) ainsi que le confirme l'examen des lames minces, renferme environ 10% de son poids de fer métal, la plus grande partie, 80% environ, sous forme ferreuse (11,30% de FeO + 2,45% de Fe₂O₃). Ce fer est, pour l'essentiel, inclus dans les chlorites, le reste étant, pour une part, figuré sous forme de cristaux de magnétite ou d'ilmémite.

La roche s'altérant, une partie du fer ferreux s'oxyde progressivement tandis qu'une partie est, dès les premiers stades de l'altération, entraînée hors des structures de la roche. La chute de la teneur en fer est importante jusqu'à la limite supérieure de la roche altérée (R.A.) qui conserve encore sa teinte gris-verdâtre. La perte en FeO n'est que partiellement compensée par un gain en Fe₂O₃, il en disparaît environ 5 unités, soit plus de 40% du fer ferreux initial.

Au-dessus, dans le sol proprement dit, les données des analyses pondérales traduisent, pour l'ensemble du profil du sommet (JSA 20) un enrichissement en fer dont la teneur exprimée en Fe₂O₃ passe à 20-25% dans l'altérite et l'hypostructichron, près de 20% dans les horizons B2, moins dans l'appumite dont le coefficient d'appauvrissement en fer est sensiblement équivalent à celui en argile (1/1,3).

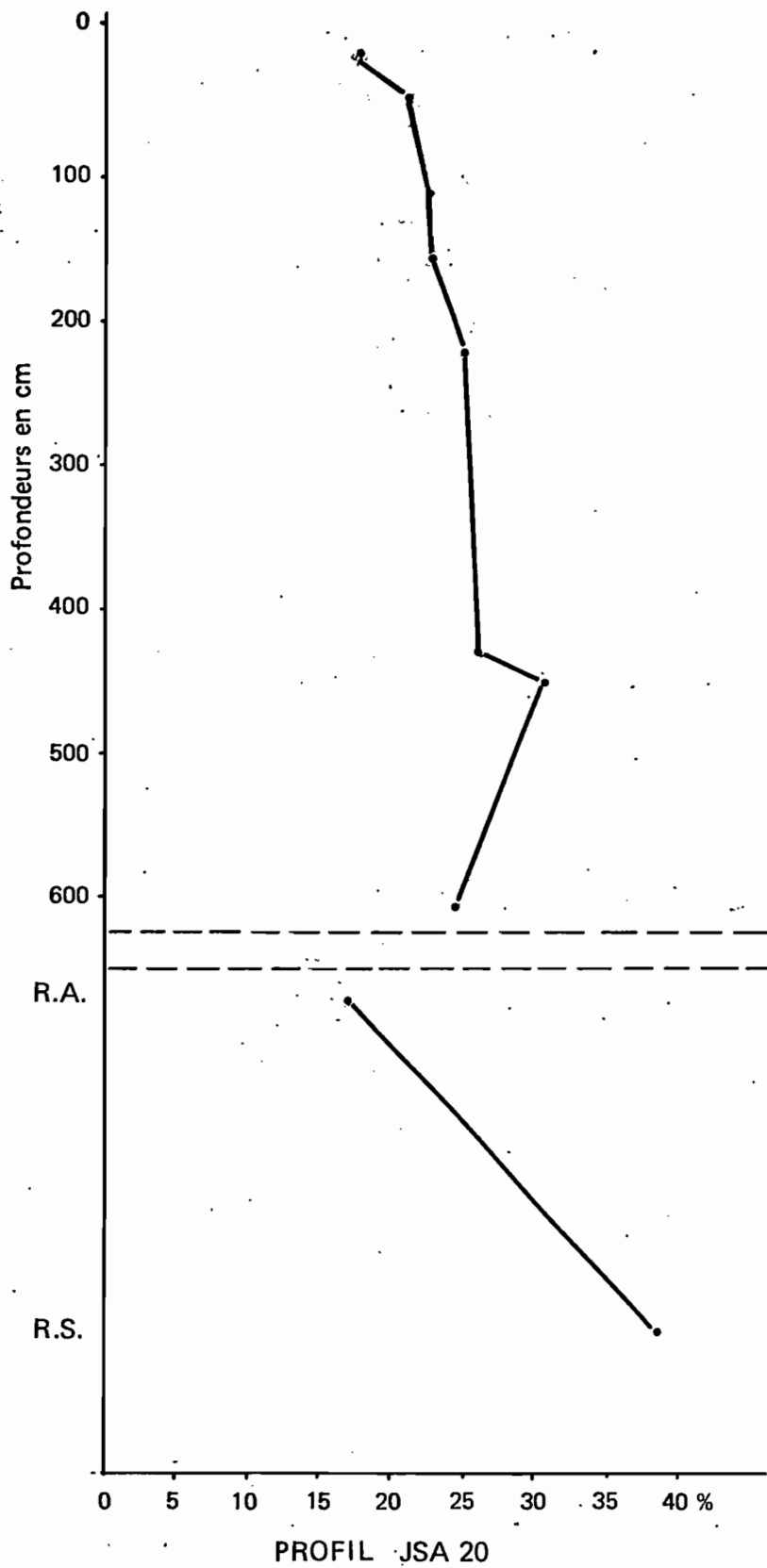


Fig. 4 - Fer total
Distribution volumique au sein du profil

Horizons Echantillons	Struct. conserv.	Structure détruite		
	CI	B3C+C	B32+C	A.12
	219	218	213	212
Fe ₂ O ₃ (pondéral %)	21,0	17,0	13,1	10,0
d	1,33	1,25	1,38	1,21
Poids Fe ₂ O ₃ dans 100 cc.	27,9	21,2	18,0	12,1
Différences par rapport/Val. absol. à 220 5 / %	-10,5 -27,3	-17,2 -44,8		
Différences par rapport/Val. absol. à 220 I / %	+ 11 +65	+ 4,3 +25,4	+ 1,1 + 6,5	-4,8 -28,4
Différences par rapport/Val. absol. à 219 / %		- 6,7 - 24	- 9,9 -35,4	-15,8 -56,6

Profil J SA 2I = Variations volumiques des
teneurs en fer.

TABLEAU X

Sur pente, ces teneurs sont assez nettement inférieures: 18-21% dans l'ihfrasol et seulement 12-13% dans l'apexol.

Certains pourcentages pondéraux, en particulier ceux qui concernent des échantillons de densités apparentes par trop différentes, sont difficilement comparables, c'est le cas du couple roche-sol par exemple. Aussi pour avoir une vue plus réelle de la répartition du fer (ainsi d'ailleurs que des autres constituants) tout au long du profil est-il intéressant de comparer, non plus les pourcentages pondéraux, mais volumiques. (voir tableau IX et X).

Jusqu'à l'isaltérite (horizon C2) la structure d'ensemble est conservée. L'examen des lames minces ne montre pas de tassements apparents mais, par contre il y a vraisemblablement apport de fer illuvial. L'on peut cependant jusque là, sans grande erreur, appliquer un raisonnement isovolumétrique. Il n'en est plus de même pour le reste du sol et une comparaison des pertes ou gains de matière ne reflète pas avec certitude les véritables phénomènes géochimiques mis en jeu par la pédogénèse ; il s'y surajoute des phénomènes de tassement, illuviation, remaniement interne...

Nous appliquerons cependant ce même raisonnement à tout le profil qui, outre la répartition réelle du fer, peut permettre, ainsi que le souligne NOVIKOFF (1971), de mettre en relief les phénomènes ci-dessus.

Les résultats analytiques rapportés à des volumes égaux de roche ou de sol indiquent alors que la roche altérée, par rapport à la roche saine a perdu 56% de son fer. C'est cette roche altérée, déjà fortement hydrolysée, qui va subir les actions de la pédogénèse et c'est donc par rapport à elle que doivent être établies les variations volumiques des teneurs en fer dans le sol. Les pertes constatées, dans tout le profil, par rapport à la roche saine sont en effet sans grande signification puisqu'une partie du fer de cette dernière, déjà entraîné hors du profil considéré, est, de ce fait, soustraite à l'action de la pédogénèse.

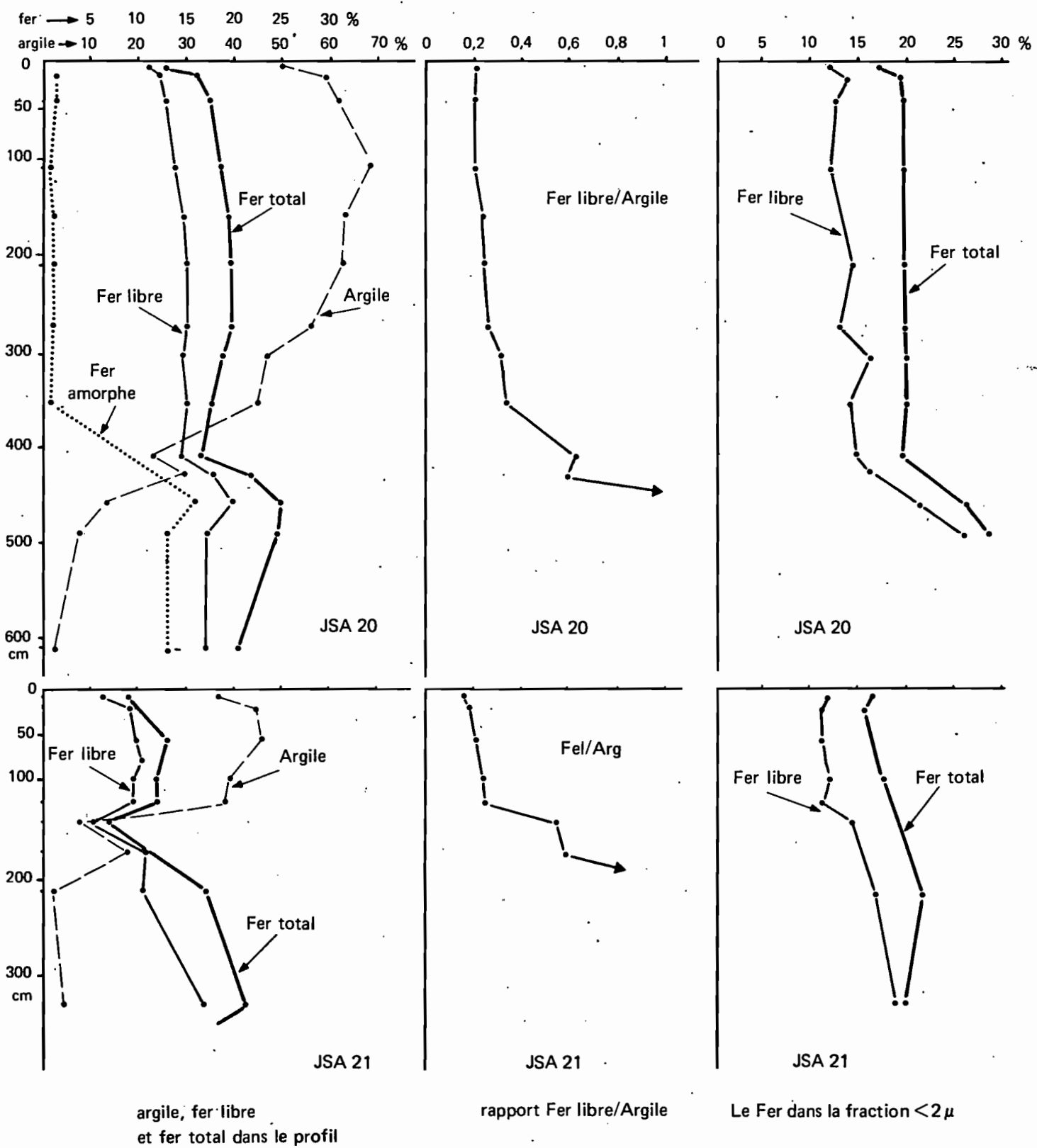


Figure 5 -

Echant.	Horiz.	Profondeur cm.	Argile (I)	Fe.l.	Fe.l	Fe.T	Fe.T	Fe.l	Fe.Am.	Fe.Am
					A		A	Fe.T		Fe.l
201	A 11	0/5	43,2	10,90	0,25	12,80	0,29	0,85		
202	A 12	10/20	50,4	12,30	0,24	16,0	0,31	0,76	3,23	0,26
203	B 1	35/50	53,1	12,7	0,23	17,25	0,32	0,73	3,20	0,25
204	B 21	105/120	59,4	13,8	0,23	18,25	0,30	0,73	1,84	0,13
204 Bis	"	150/170	-	14,6	-	19,25	-	0,75		
205	"	215/230	53,0	15,1	0,28	19,50	0,36	0,77	3,24	0,21
206	"	265/280	48,0	15,1	0,31	19,50	0,40	0,77	2,24	0,14
207	B 22 U	300/320	39,0	14,6	0,37	18,75	0,48	0,77		
208	"	350/360	38,2	15,3	0,40	17,50	0,45	0,87	1,43	0,09
209	"	400/420	19,6	14,6	0,74	16,50	0,84	0,88		
209 I	B 3	420/440	24,9	17,7	0,71	21,75	0,87	0,81		
209 2	B 3 C	450/465	10,0	19,8	1,96	24,80	2,48	0,79	15,97	0,80
209 3	C I	480/500	5,4	17,0	3,14	24,75	4,58	0,68	12,95	0,76
209 4	C 2	600/620	-	17,0	-	20,50	-	0,82	12,94	0,76
211	A 11	0/8	32,8	6,35	0,19	8,90	0,27	0,71		
212	A 12	15/25	39,3	9,20	0,23	-	-	-	3,50	0,38
213	B 21	50/60	40,5	9,75	0,24	13,10	0,32	0,74	3,02	0,30
214	B 22 U	90/100	34,6	10,40	0,27	12,40	0,35	0,76	3,39	0,33
215	B 3	115/125	33,6	9,50	0,28	12,40	0,36	0,76		
216	B 3 U	130/150	6,9	4,45	0,64	6,40	0,92	0,69		
217	"	160/180	-	11,00	-	-	-	-	7,68	0,69
218	B 3 C	200/220	1,9	10,70	5,63	17,00	8,94	0,62	8,16	0,76
219	B3 C-C	320/335	3,7	17,00	4,59	21,00	5,67	0,80	11,32	0,66
219 2	C I	430/450	-	-	-	18,50	-	-	-	-

(I) Argile minéralogique : fraction < 2 μ - déduction faite du fer libre et du Q -
Profils J SA 20 et 21

Fer total - fer libre - Fer amorphe dans le sol.

TABLEAU VII

Par contre, par rapport à la roche altérée, qui, sur ce plan, doit être considérée comme la véritable roche-mère du sol, apparaissent des gains de 46% à la base du profil en C2, qui atteignent 81% en B3C pour ensuite décroître régulièrement vers le sommet.

Ce fer, plus abondant par unité de volume que dans la roche altérée sous-jacente, peut provenir d'une accumulation absolue et relative.

Dans l'altérite l'on constate en effet, des dépôts illuviaux de fer dans des sites créés par l'élimination de certains composants/rendue de ce fait très poreuse : des cavités apparaissent bordées d'un anneau ferrugineux pratiquement pur et aux limites externes bien tranchées ainsi que le montre l'image X du fer obtenue à la microsonde. A ce niveau, le fer, venu d'horizons supérieurs, s'ajoute donc au fer autochtone maintenu sur place, dans les proportions approximatives de 1/3 et 2/3.

Dans l'apexol, l'examen des lames minces ne permet pas de déceler une éventuelle illuviation de fer. L'accroissement des teneurs à ce niveau est vraisemblablement du à deux phénomènes : enrichissement relatif par élimination d'autres constituants plus mobiles et tassements. L'on peut à cet effet souligner que la densité apparente de C2, déduction faite du fer allochtone (1,13) est inférieure de 0,1 à 0,5 unité à celle de l'apexol.

Sur pente, les gains en fer, en C1, par rapport à la roche altérée, sont sensiblement identiques mais nettement moins importants dans les horizons supérieurs.

Comment se répartissent les différentes fractions du fer au sein des profils ?

Dans le profil de sommet, la courbe de distribution du fer total (pondéral) est marquée par une rupture nette à la limite apexol-infrasol et deux maximums, absolu au-dessous de cette rupture ($B_3 = 24,8\%$) relatif au dessus ($B_{21} = 19,50\%$). La courbe représentative du fer libre est sensiblement parallèle, ce dernier constituant de 70 à 85% de la totalité du fer, les teneurs maximales se trouvant dans l'horizon graveleux.

Sous quelle forme se trouve ce fer ? Forme cristalline, pour l'essentiel, dans toute la partie supérieure du sol jusqu'à l'hypostructichron, mais au sein de celui-ci et dans l'altérite, les dosages effectués donnent de 13 à 16% de fer amorphe dans la terre fine soit de 76 à 80% du fer libre. Ce fer est-il véritablement amorphe ? Les courbes d'A.T.P. correspondant à ces échantillons ne laissent pas apparaître les teneurs en eau hygroscopique qui devraient, nécessairement, apparaître si tel était le cas. Il semble donc que soit extrait ici par la méthode SEGALIN (avec HCl 8N) un mélange de fer véritablement amorphe et d'une phase cryptocristalline de goethite facilement extractible.

Argile et fer libre évoluent quantitativement, de façon identique jusqu'à la profondeur de 1 mètre (fer libre / argile $\approx 0,23$). Au-delà, en liaison avec une décroissance progressive de la teneur en argile, associée à une légère croissance du taux de fer, ce rapport croît régulièrement jusqu'à 0,70, au niveau de l'horizon B_3 . En deçà, l'argilification débutante et la richesse en fer libre font croître ce rapport jusqu'à près de 5 en C_2 .

La fraction colloïdale $< 2\mu$ est sensiblement plus riche en fer total que l'ensemble du sol, en particulier dans l'appumite et l'altérite. Dans l'altérite, très riche en fer "amorphe", l'essentiel du fer est sous forme libre, le rapport F_{el}/F_{et} (0,80 à 0,90) y est nettement plus élevé que dans la terre totale alors que pour le reste du sol se serait l'inverse ($F_{el}/F_{et} = 0,61$ à 0,81).

Sur la pente, le sol, nous l'avons vu, est, dans son ensemble, moins riche en fer mais les rapports Fe_l/Fe_t y sont sensiblement identiques. De même, la proportion de fer amorphe (ou cryptocristallin) au sein de la fraction libre est sensiblement identique en profondeur, mais demeure plus élevée jusqu'au sommet du profil, où le rapport Fe_A/Fe_l se situe entre 0,30 et 0,40.

8.4. Les éléments alcalino-terreux et alcalins.

Les teneurs en calcium, révélées par l'analyse d'échantillons de la roche-mère, sont extrêmement faibles; elles ne dépassent pas, en moyenne, exprimées en CaO, 0,50%. Et ce calcium est rapidement éliminé; dès les premiers stades de l'altération, il n'apparaît en effet, qu'en quantités infimes voisines de , ou inférieures à 0,1% soit de 2 à 5mé/100g au travers de tout le profil quel que soit l'horizon considéré.

La roche mère, chloritoschiste magnésien et ferreux est, par contre riche en magnésium : 12% pour l'échantillon le plus sain. Mais le magnésium figure parmi les premiers éléments évacués lors de l'altération, et sa teneur chute entre 4 et 8% dès le début de celle-ci, à 1,25% à la base du profil JSA 21; profil qui, avec environ 0,5% de Mgo jusqu'à sa surface, demeure sensiblement plus riche que celui, plus évolué du sommet, où la teneur oscille entre 0,1 et 0,4% soit de 5 à 20mé/100g.

La comparaison des teneurs par unité de volume (voir tableau ci-dessous) montre que, par rapport à la roche saine, la roche altérée a déjà perdu 65% de son magnésium et l'altérite, la presque totalité.

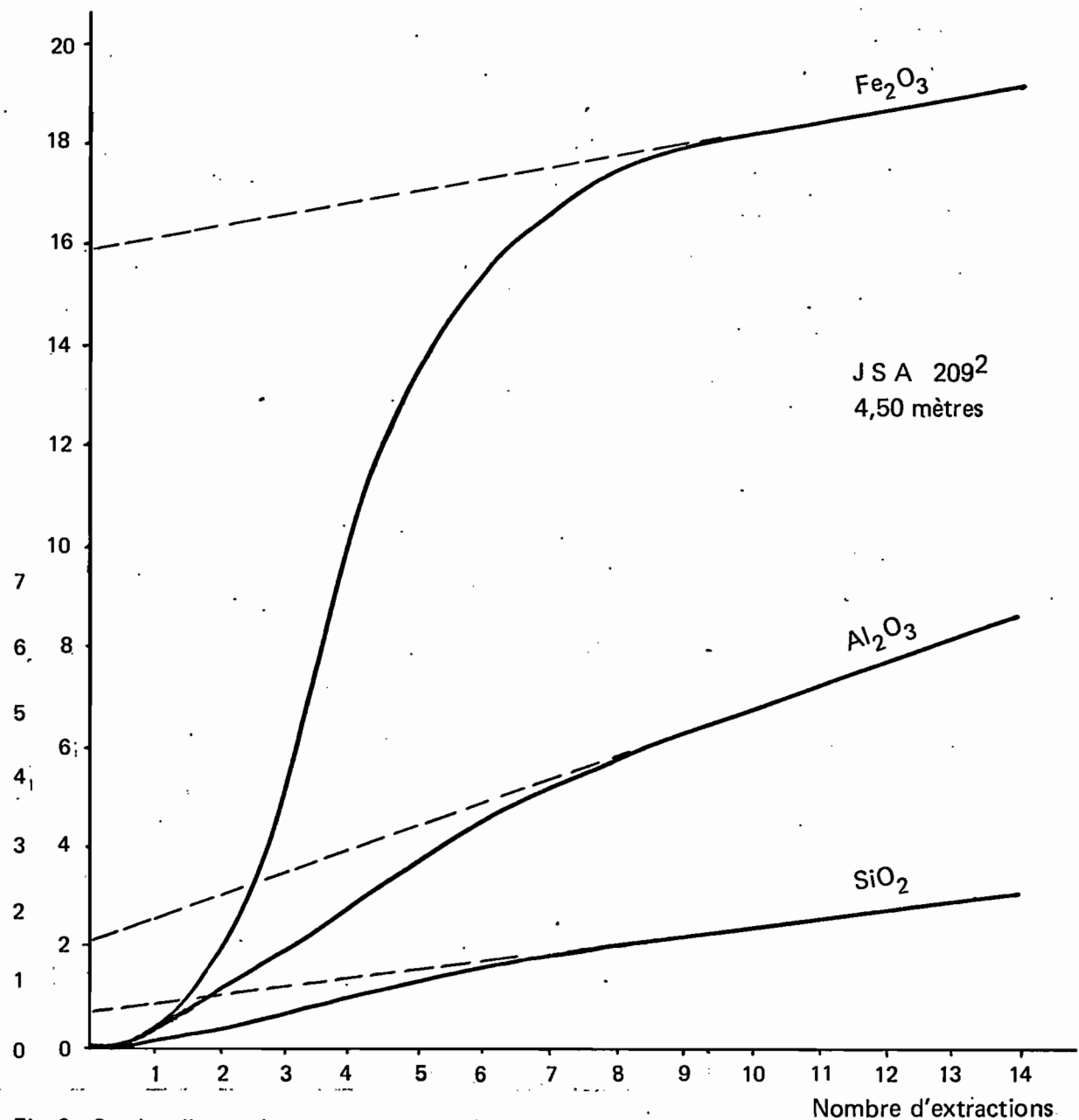
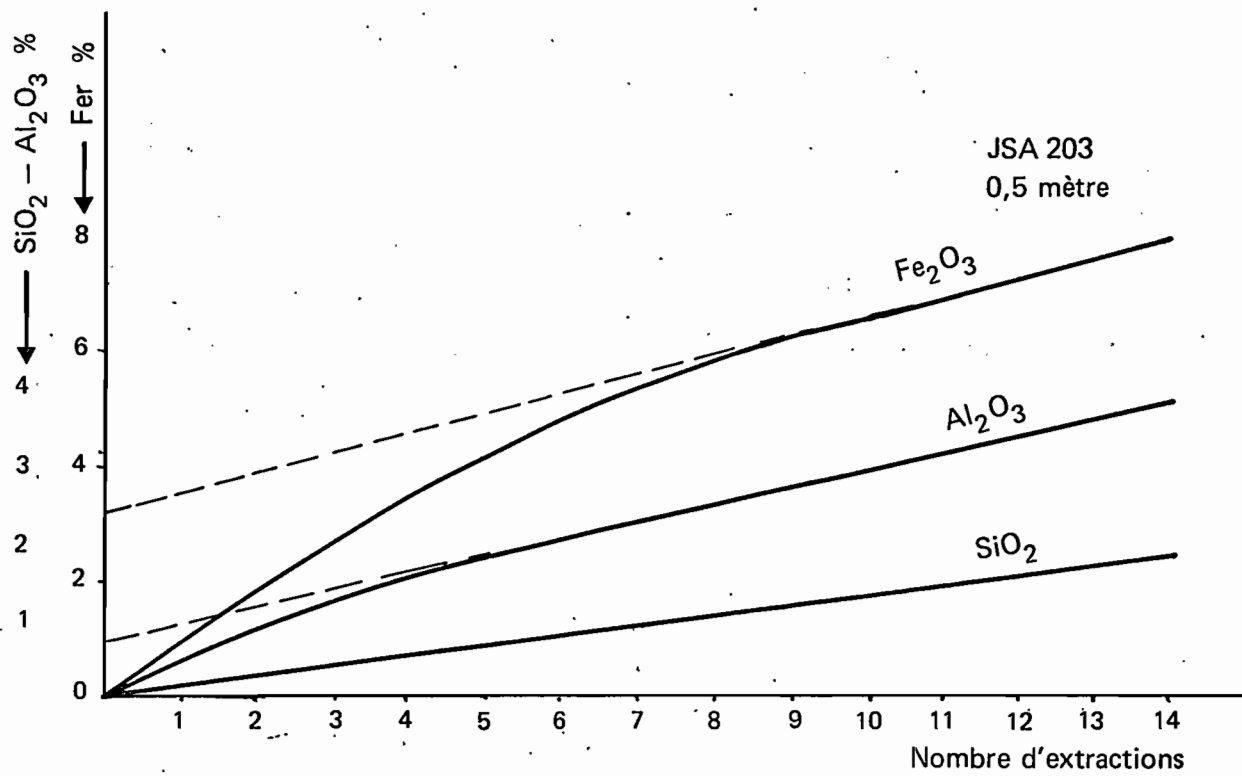


Fig. 6 - Courbes d'extractions
Fer - Silice - Alumine amorphes dans la terre fine

Echant.	Prof.	Fel	FeT	Fel/FeT.
JSA.				
201	0/5	12	16,77	0,71
202	10/20	14,0	19,35	0,72
203	35/50	12,80	19,89	0,64
204	105/120	12,20	19,69	0,61
205	215/230	14,60	19,78	0,73
206	265/280	13,20	19,72	0,66
207	300/310	16,40	20,11	0,81
208	350/360	14,40	20,21	0,71
209	400/420	15,0	19,65	0,76
209 ¹	420/440	16,20	-	
209 ²	450/465	21,40	26,45	0,80
209 ³	480/500	26,00	28,78	0,90
JSA.				
211	0/8	12,20	16,5	0,73
212	15/25	11,20	15,7	0,71
213	50/60	11,20	-	
214	90/100	12,20	17,7	0,68
215	115/125	11,60	-	
216	130/150	14,40	-	
218	200/220	17,00	22,1	0,76
219	320/335	19,20	20,4	0,94

Le fer dans la fraction < 2 μ

TABLEAU VIII

Le potassium quant à lui est, pour l'essentiel, inclus dans les minéraux phylliteux (micas ou illites). Quoique nettement moins riche qu'en magnésium, la roche n'en renferme pas moins des teneurs assez importantes, 3% en moyenne. Moins évolué, plus jeune et aussi peut être développé aux dépens d'une roche plus riche en éléments micacés, le sol de pente est assez nettement plus riche en K_2O que celui de sommet : 2 à 3% contre seulement moins de 0,5%.

Le raisonnement isovolumétrique indique aussi, par rapport à la roche saine, des pertes, au niveau de la roche altérée et de l'altérite, respectivement de 50 et 95%.

		MgO			K ₂ O		
Echantillons		220 ⁵	220 ¹	209 ⁴	220 ⁵	220 ¹	209 ⁴
Horizons		R.S.	R.A.	C2	R.S.	R.A.	C2
Poids ds 100g.		12,45	6,20	0,07	2,40	1,75	0,25
Densité		2,56	1,77	1,21	2,56	1,77	1,21
Poids ds 100cc		31,9	11	0,08	6,14	3,09	0,30
Pertes par rap- port à 220 ⁵	val.abs.		- 20,9	- 31,8		-3,05	-5,84
	%		- 65,5	- 99,7		-49,6	-95,1

Raisonnement isovolumétrique = pertes de MgO et K₂O.

8.5. Le titane.

Les chlorites ne renferment généralement pas ou très peu de titane (résultats analytiques cités par CAILLERE - HENIN 1963), les illites par contre peuvent, dans leurs sites octaédriques en renfermer jusqu'à 1% d'après les résultats analytiques cités par SEGALEN (1973). La roche-mère chloritique, analysée ici en renferme également environ 1%. Mais l'essentiel du titane est contenu dans les ilménites (TiO_2 -FeO) visibles dans certaines fractions sableuses où ces cristaux lamellaires bruns brillants apparaissent assez nombreux. Une partie du fer, ferrique et ferreux, des magnétites, peut également être remplacé par du titane (Caillère-Henin 1963).

L'analyse du sol révèle en effet des teneurs en titane assez importantes, mais variables, latéralement, d'un profil à l'autre : en JSA 20 (sommet de colline) les teneurs, tout au long du profil, se situent entre 2 et 3% tandis qu'en JSA 21 (pente) elles sont deux fois moindres : 1 à 1,5%. Mais à l'intérieur de tous ces sols, les fractions granulométriques les plus riches sont comprises entre 2 et 50 μ dont certaines, dans l'apexol, peuvent renfermer jusqu'à 7% de TiO_2 tandis que les argiles en renferment environ 1%.

8.6. Les éléments traces.

Manganèse : Les teneurs en manganèse, de la roche comme du sol, sont extrêmement faibles et encore vont-elles régulièrement décroissant de l'une à l'autre : 0,11% de MnO_2 dans la roche, 0,08% dans l'altérite et de 0,01 à 0,04% dans l'apexol.

Autres éléments : Les teneurs en p.p.m. sont reportées dans le tableau XI.

Echantillon	Horizon	Pb	Cd	Ce	Bi	Mo	Sn	V	Cu	Zn	Ni	Co	Cr
JSA.													
202	A 12	20	30	< 10	< 10	< 10	< 10	300	100	< 100	80	< 10	300
203	B 1	20	30	"	"	"	"	300	100	"	80	"	300
204	B 21	20	30	"	"	"	"	300	100	"	80	"	300
205	"	20	30	"	"	"	"	300	100	"	80	"	300
206	"	20	30	"	"	"	"	300	100	"	50	"	300
208	B 22 U	20	30	"	"	"	"	300	100	"	50	"	300
209 2	B 3 C	50	30	"	"	"	"	300	100	"	30	"	300
209 3	C 1	30	30	"	"	"	"	400	100	"	30	10	300
209 4	C 2	20	30	"	"	"	"	300	100	"	50	< 10	300
JSA.													
212	A 12	30	30	"	"	"	"	300	10	"	30	"	300
213	B 21	20	30	"	"	"	"	300	10	"	30	"	300
214	B 22 U	20	30	"	"	"	"	300	10	"	30	10	300
217	B 3 U	20	30	"	"	"	"	300	10	"	30	10	300
218	B ₃ C-C	15	30	"	"	"	"	300	5	"	30	10	200
219	C 1	30	30	"	"	"	"	200	5	"	30	10	200
219 2	C 2	50	30	"	"	"	"	300	10	"	50	10	200

Eléments traces en p.p.m. dans la terre fine < 2mm.

TABEAU XI

9. LE COMPLEXE ABSORBANT. (voir tableau XII)

9.1. Le pH.

Ces sols, issus de chloritoschistes, sont extrêmement acides dans leur tranche superficielle, avec un pH inférieur ou égal à 4. Bien que demeurant fortement acide, il remonte légèrement en profondeur, à 4,7 vers 50 cm, autour de 5,2 dans l'allotérite (C1). Dans la roche presque saine, le pH est légèrement alcalin (7,7) mais dès les premiers stades de l'altération il chute déjà fortement à 6,4, plus lentement au-delà : 6,0 à la base du profil JSA 21 (C2).

Par addition d'une solution saline (KCl) l'on obtient une baisse du pH de 0,5 à 0,8 unités. Ce nouveau pH KCl qui correspond à l'acidité d'échange est dû ici, non seulement aux ions H^+ adsorbés sur le complexe absorbant mais encore aux ions Al^{3+} déplaçables (échangeables).

Il a été procédé à des extractions et des dosages d'aluminium échangeables (et d' H^+) dont les résultats sont reportés dans le tableau ci-joint. Les teneurs les plus élevées, en Al échangeable, apparaissent en surface, dans les horizons les plus acides et il est vraisemblable qu'une part de l'acidité actuelle revienne aux ions Al^{3+} , comme le souligne P.SEGALEN (1973) : "on a cru que l'acidité d'un sol était due aux seuls ions hydrogènes", mais "des preuves se sont accumulées pour montrer que dans les sols, l'aluminium intervenait fortement dans l'acidité."

La teneur en Al échangeable va régulièrement décroissant vers la profondeur, suivant en cela la croissance du pH, et ce jusqu'à 5,2. Au delà l'Al échangeable n'apparaît plus.

L'on peut constater qu'il n'y a aucune relation entre Al^{3+} échangeable et la teneur en gibbsite du sol puisque c'est précisément à ce niveau le plus riche en cet hydroxyde que disparaît l'aluminium échangeable.

ECHANT.	HORIZ.	pH eau	T mē/100g C.F.C.	S/T %	SiO_2	Al^{3+}	H^+
					$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	mē/100g	mē/100g
202	A12	4,5	6,9	2,5	1,65	2,11	1,03
203	E1	4,7	5,8	1,9	1,74	1,69	0,90
204	B21	5,0	2,4	11,7	1,74	1,01	0,78
205	"	5,2	2,7	8,5	1,74	0,81	0,60
206	"	5,1	2,5	10,8	1,73	0,60	0,62
208	B22U	5,3	1,5	20,0	1,75	0,08	0,62
209 ²	B3C	5,3			1,19	-	0,07
209 ³	C1	5,2			0,86	0,15	0,35
209 ⁴	C1	5,1			1,69	0,19	0,35
211	A11	3,8	16,6	4,3	2,07	3,68	1,93
212	A12	4,4	9,0	3,9	-	4,01	1,44
213	B21	4,7	5,8	4,3	2,14	2,72	1,17
214	B22U	4,9	4,8	5,0	2,15	1,88	1,05
215	B3	4,9	4,7	6,0	2,11	1,79	1,04
217	B3U	5,0	1,9	17,9	-	0,52	0,89
218	E3C	5,2	1,0	31,0	2,22	0,18	0,38

chant.	Profond.	Horizon	Még. / 100 g.					-85-		z S/T	P H	
			Ca	Mg	K	Na	S	c.e.c.	eau		KCl	
201	0/5	A 11	0,33	0,23	0,42	0,46	1,44	18,1	8,0	4		
202	10/20	A 12	tr	0,09	0,06	0,02	0,17	6,9	2,5	4,5	4,0	
203	35/50	B I	tr	0,07	0,04	tr	0,11	5,8	1,9	4,7	4,2	
204	105/120	B 21	tr	0,04	0,24	tr	0,28	2,4	11,7	5,0	4,4	
204 bis	150/170									4,7	4,3	
205	215/230	"	0,17	tr	0,04	0,02	0,23	2,7	8,5	5,2	4,4	
206	265/280	"	0,17	0,02	0,06	0,02	0,27	2,5	10,8	5,1	4,5	
207	300/320	B 22U	0,17	0,02	0,04	0,02	0,25	2,5	10,0	5,4	4,6	
208	350/365	"	0,17	0,07	0,04	0,04	0,30	1,5	20,0	5,3	4,5	
209	400/420	"	tr	0,04	0,02	0,04	0,10	1,4	7,1	5,2	4,6	
209 I	420/440	B 3								5,0	4,6	
209 2	450/465	B 3C	tr	0,09	0,02	0,02	0,13			5,3	4,9	
209 3	480/500	C I	tr	0,04	0,02	tr	0,06			5,2	4,7	
209 4	600/620	C 2	-	-	-	-	-			5,1	4,4	
211	0/8	A 11	0,17	0,13	0,32	0,10	0,72	16,6	4,3	3,8	3,1	
212	15/25	A 12	tr	0,19	0,14	0,02	0,35	9,0	3,9	4,4	3,8	
213	50/60	B 21	"	0,14	0,08	0,03	0,25	5,8	4,3	4,7	4,1	
214	90/100	B 22U	"	0,16	0,06	0,02	0,24	4,8	5,0	4,9	4,2	
215	115/125	B 3	"	0,21	0,04	0,03	0,28	4,7	6,0	4,9	4,3	
216	130/150	"	"	0,11	0,02	0,01	0,14	0,9	15,5	5,0	4,4	
217	160/180	B U	"	0,16	0,14	0,04	0,34	1,9	17,9	5,0	4,4	
218	200/220	C I	"	0,16	0,08	0,07	0,31	1,0	31,0	5,2	4,6	
219	320/335	"	"	0,06	0,02	0,02	0,20	8,20	8,3	8,8	5,1	
219 2	430/450	"	0,17	0,11	0,02	0,03	0,33	0,9	36,7	6,0	5,0	
220 I										6,4	4,8	
220 2										7,0	5,6	
220 3										6,3	5,0	
220 4										6,4	4,3	
220 5										7,7	6,0	

PROFILS J. SA 20 et 21

Complexe absorbant - Cations échangeables - P H-

TABLEAU XII

9.2. Capacité d'échange.

Si l'on excepte les horizons All dont la capacité d'échange est comprise entre 15 et 20 mé/100g, liée à la matière organique, la capacité d'échange de ces sols est extrêmement basse puisque, dans les horizons sans influence de la matière organique, elle est comprise entre 1 et 2 mé/100g pour le sol total. Ramenée à l'argile seule et déferruginisée, la C.E. est voisine de 5 mé/100g correspondant au mélange : kaolinite + gibbsite.

JSA 204 B 21	=	7,5
206 B 21	=	5,0
207 B 22U	=	5,0
209 B 22U	=	4,5
209 ³ C I	=	6,0

9.3. Bases échangeables-Taux de saturation (voir tableau XII).

Ces sols, fortement acides et désaturés, sont d'une grande pauvreté minérale. L'horizon All du profil JSA 20, le mieux pourvu en cations alcalins et alcalino-terreux échangeables, en renferme moins de 1,5 mé/100g. Dès 10/20cm et tout au long du profil, en sommet de colline, comme sur la pente, il n'en reste guère plus de 1/4 de mé/100 g.

Aussi, malgré leur très faible capacité d'échange, ces sols sont très fortement désaturés; le taux de saturation, dans l'apexol est en effet généralement inférieur à 5%.

10. LA MATIERE ORGANIQUE.

Le secteur intéressé est sous forêt semi-décidue claire, ne comportant que peu de gros fûts, un sous-bois arbustif clairsemé, une végétation herbacée rare (Aframomum). Il n'y a pas trace de cultures même anciennes, ni d'engorgement localisé et une mince litière recouvre uniformément le sol.

Sur toute la colline, la couche supérieure du sol est riche en matière organique, puisque l'horizon All, épais de 5 à 8 cm, en renferme, pour les profils analysés, de 11,7% (sommet) à 7,6% (pente). En dessous, cette teneur décroît rapidement, devenant sensiblement identique dans tous les sols: 2% à 20 cm, un peu moins de 1% à un mètre. La migration, à laquelle il faut ajouter la décomposition sur place des racines, que l'on a vu pénétrer à plus de 6 m, conduisent à des teneurs de 0,7%, à 2,30 m dans le profil de sommet.

Riche en carbone organique, les horizons All le sont également en azote, avec respectivement, pour chacun des profils JSA 20 et 21 environ 5 et 3,5%. Ce qui conduit à des rapports C/N peu élevés, satisfaisants, voisins de 13 pour l'ensemble de ces horizons. En-dessous, au delà de 0,50m, la décroissance des teneurs en azote est plus rapide en sommet de colline. Voisin de 10 pour les deux profils à ce niveau, le rapport C/N s'y maintient sensiblement en JSA 21 tandis qu'il croît assez fortement en JSA 20 (17 à 2 m).

La matière organique, dont nous venons de suivre la répartition verticale et latérale, peut être scindée en trois fractions d'inégales importances : - la fraction légère la moins importante, constituée de débris non encore humifiés, qui n'est présente, en quantités notables, que dans les seuls horizons humifères.

Echant. J.S.A.	Profond	Horiz.	Matière organique totale				M.O. légère (I)	Mat.Org.extractible		Mat.O.non extractible	
			M.O. %	C %	N %	C/N		en C %	taux d'extract (I)	Humine (I)	C/N
201	0/5	A 11	11,7	67,60	4,93	13,7	7,20	22,05	32,61	54,80	13,9
202	10/20	A 12	2,0	11,80	1,05	11,2	1,27	4,21	35,67	56,18	12,6
203	35/50	B 1	1,4	8,25	0,77	10,7	0,48	3,22	39,03	58,30	13,7
204	105/120	B 21	0,8	4,79	0,35	13,6	0,20	1,43	29,85	69,70	15,2
204 bis	150/170	"	0,7	4,26	0,27	15,8	0,46	1,34	31,45	76,05	12,9
205	215/230	"	0,7	4,01	0,22	17,7	0,24	1,24	30,92	73,81	12,5
211	0/8	A 11	7,6	43,9	3,49	12,6	6,53	16,39	37,33	54,03	15,7
212	15/25	A 12	1,9	10,9	1,13	9,6	1,55	4,19	38,44	54,67	10,3
213	50/60	B 21	1,2	6,97	0,69	10,1	0,43	2,70	38,73	57,81	10,9
214	90/100	B 22U	0,9	5,11	0,59	8,6	0,78	1,93	37,76	57,92	9,8
215	115/125	B 3	0,8	4,67	0,48	9,7	0,64	1,77	37,90	58,85	8,9

(I) en pour cent du carbone organique total

La matière organique = Ses différentes fractions.

TABLEAU XIII

- La partie humifiée, qui se scinde elle-même en deux fractions, soluble ou non dans les solutions alcalines : matière organique extractible (acides fulviques et humiques) et matière organique non extractible (humine).

La matière organique légère, pour les deux profils, représente en A11, environ 7% de la matière organique totale, 1 à 1,5% en A12 et des valeurs négligeables en-dessous (résidus de racines).

La matière organique extractible, quant à elle, représente environ le tiers de la matière organique totale, mais l'on voit ici apparaître une petite différence dans sa distribution dans le paysage, entre sommet et pente : taux d'extraction légèrement supérieur sur pente, au delà de 50 cm essentiellement, ceci en corrélation avec les rapports C/N plus faibles de la M.O.T. ; à l'inverse la teneur en humine ⁽¹⁾ apparaît plus importante à la base du profil de sommet (voir tableau XIII) où, dans l'ensemble, les rapports C/N de cette fraction non extractible de la M.O sont un peu plus élevés que dans le profil JSA 21.

Dans le tableau XIV sont représentés, par rapport au C total, les pourcentages d'acides fulviques et humiques contenus dans la fraction extractible : les acides fulviques y sont quasi-exclusifs dès 5cm, et exclusifs dès la base de l'horizon A12 en JSA 20, mais seulement en B3 de JSA 21. Les teneurs au sein des profils, en sont fluctuantes, entre 21 et 38% en JSA 20, 23 et 36% en JSA 21, les valeurs les plus faibles correspondant aux horizons A11, les seuls qui renferment des teneurs notables en acides humiques. (Rapports A.F./A.H. en A11 de JSA 20 = 1,78, en A11 de JSA 21 = 1,57).

(1) Lors des extractions en milieu alcalin, les extraits sont toujours ⁺ troublés par un complexe argilo-humique qui, floculé par du sulfate de sodium est ensuite laissé de côté. Une proportion variable de carbone humique échappe ainsi aux dosages.

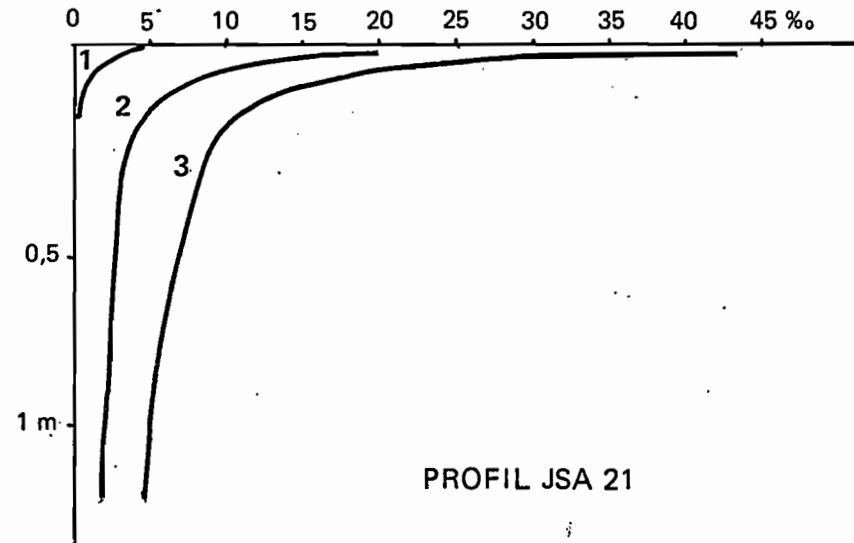
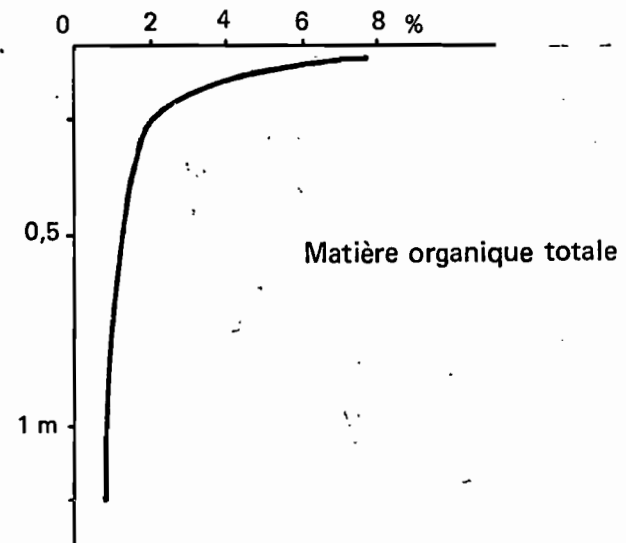
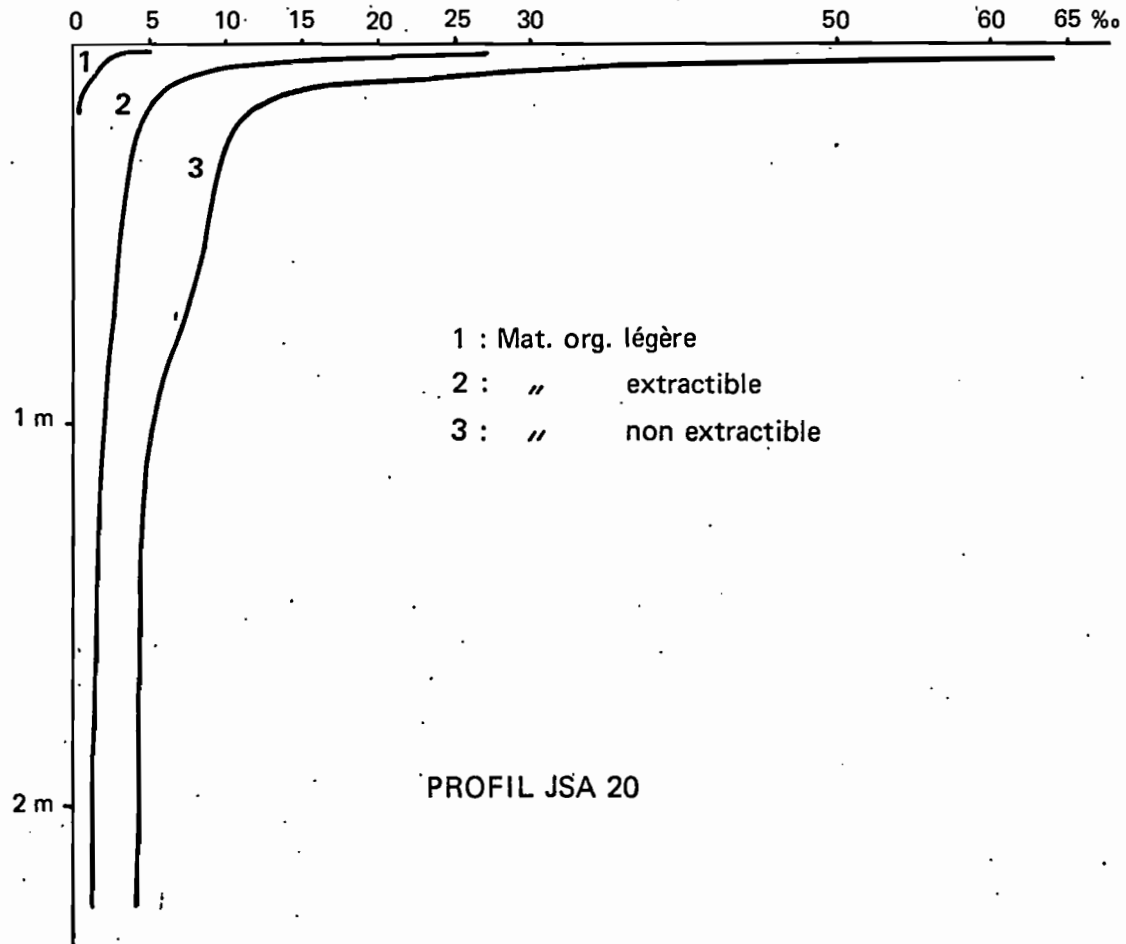
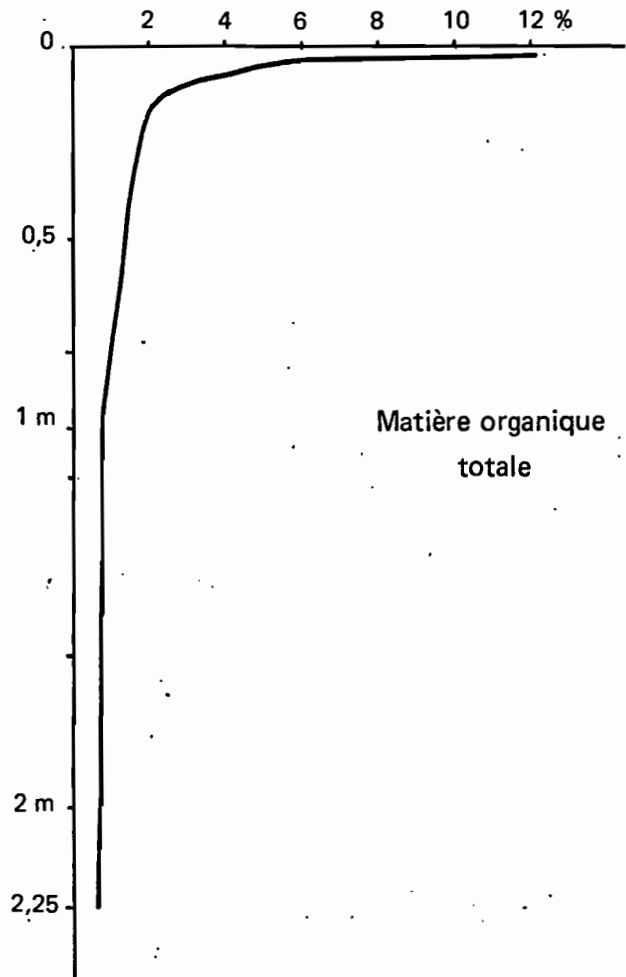


Figure 7 -

PROFIL JSA 21

Echant. (JSA)	Profond.	C.organ. Total (1)	Acides Pulviques (2)	Acides humiques				A.F. Fract. extract.	A.F. A.H.
				Totaux (2)	Grfs (3)	Int. (3)	Brun. (3)		
201	0/5	67,6	20,88	11,73	25,8	7,3	66,9	0,64	1,78
202	10/20	11,8	> 34,83	< 0,84	-	-	-	> 0,97	> 1,1
203	35/50	8,25	37,81	-	-	-	-	-	-
204	105/120	4,79	27,76	-	-	-	-	-	-
204 bis	150/170	4,26	29,10	-	-	-	-	-	-
205	215/230	4,01	28,42	-	-	-	-	-	-
211	0/8	43,9	22,82	14,51	30,2	9,1	60,7	0,61	1,57
212	15/25	10,9	35,32	3,11	-	-	-	0,91	11,32
213	50/60	6,97	36,29	2,43	-	-	-	0,93	14,88
214	90/100	5,11	> 35,61	< 2,15	-	-	-	> 0,94	> 16,54
215	115/125	4,67	> 35,76	-	-	-	-	-	-

(1) % de terre fine

(2) % du carbone organique total

(3) % des acides humiques

Les fractions extractibles du carbone organique.

Rapports caractéristiques.

TABEAU XIV

La séparation des acides humiques, par électrophorèse sur papier, n'a pu être réalisée que pour les horizons A11 des deux profils : les acides humiques bruns (immobiles) dominent très nettement (60% des acides humiques totaux), les acides humiques gris qui apparaissent toutefois légèrement plus abondants en JSA 21 (pente) qu'en JSA 20 (sommet) : respectivement 30 et 25%.

CONCLUSION

Les sols étudiés sont issus de chloritoschistes ferromagnésiens, assez peu quartzeux (15%). Ils sont, pour plus de 25%, constitués par des oxydes de fer et magnésium, dont une grande partie est éliminée, dès les premiers stades de l'altération = plus de 50% pour le fer, 65% pour la magnésie, à quoi s'ajoute un peu de silice, de l'alumine et autres alcalino-terreux ou alcalins.

Pour tous les éléments, sauf le fer, dont les pertes sont, partiellement compensées par des apports illuviaux, décelables sur les lames minces, le phénomène s'accroît dans l'altérite, avec élimination quasi-totale de la magnésie et de la potasse.

Ainsi, avec cet allègement, se trouvent amorcées les conditions d'un excellent drainage, souligné par la chute rapide des densités apparentes : 1,77 pour la roche altérée, 1,2 pour l'altérite ainsi d'ailleurs que les horizons supérieurs.

Sous le microscope, l'évacuation du fer se traduit par un éclaircissement, un blanchiment des plages chloritiques. Une partie du fer exsudé apparaît cristallisé à la surface des feuillets de chlorite, en microcristaux lamellaires et spiculaires, visibles seulement au microscope électronique; tandis que sur les lames minces, apparaissent d'abondants petits globules ferrugineux, stade transitoire, semble-t-il, avant l'accumulation en bordures de nombreux vides.

Dès les tous premiers stades de l'altération, l'on observe une transformation très partielle de chlorite en interstratifiés C-V et C-I, tandis qu'apparaissent, simultanément, de la métahalloysite aux tubules nettement visibles au microscope électronique, puis, progressivement, de la kaolinite désordonnée puis de la kaolinite S.S.

Ce n'est qu'ensuite que la gibbsite fait son apparition, au sein des plages blanchies où elle se forme directement à partir de la chlorite, sous l'action des percolations abondantes et très peu chargées qui éliminent, en leur totalité, les constituants autres que l'alumine ainsi que le prouve le passage à la microsonde.

Cette transformation se fait, d'abord, préférentiellement en bordure des vides, ou clivages entre les lamelles de chlorite avant d'en gagner, localement la masse. Ainsi apparaissent des secteurs où sont juxtaposées des plages gibbsitiques et kaoliniques nettement visibles sur les images X de la microsonde. Ultérieurement, il y a déplacement d'une partie de l'alumine primaire formé vers des cavités dont les parois apparaissent hérissées de cristaux, de gibbsite secondaire donc, angulaires, prismatiques, le plus souvent disposés perpendiculairement aux parois, progressivement nourris, et dont la taille peut atteindre 40 μ . Ce n'est qu'au niveau de l'altérite ou la base de l'hypostructichron que l'hydrolyse conduit à des teneurs en gibbsite importantes (25%) sensiblement équivalentes à celles de la kaolinite.

Vers le haut du sol, l'on constate une baisse de la teneur en gibbsite (4-5%) et, corrélativement, une croissance de celle en kaolinite. La forte coloration du sol, par l'abondance du fer, ne permet pas de suivre la transformation de la gibbsite en kaolinite.

Dans l'apexol en effet, le plasma ocre-rougeâtre apparaît pratiquement isotrope, ponctué de nombreux globules ferrugineux, avec de rares séparations vosépiques, des séricites, et des lithoreliques témoignant de la jeunesse de ces sols.

Cette évolution fait que ces sols, s'ils possèdent des propriétés satisfaisantes, tant sur le plan structural que textural, sont d'une grande pauvreté chimique. Fortement désaturés, ils sont très acides, et la matière organique assez abondante (sols de forêts), et évoluée, voit sa fraction extractible constituée essentiellement, par des acides fulviques et, en surface, des acides humiques bruns.

B I B L I O G R A P H I E

- AMEDEE (G) - PEECH (M) - 1976 - The significance of KCl-extractable Al (III) as an index to lime requirement of soils of the humid tropics.
Soil Science, Vol. 121, n°4, pp. 227-233.
- ANDRIESSE (J.P.) - 1975 - Characteristics and formation of so-called red-yellow podzolic soils in the humid tropics (Sarawak-Malaysia).
Communication n°66. of the Department of agricultural research of the Royal tropical Institute. Amsterdam-1986 p.
- ARCA (M.N.) - WEED (S.B.) - 1966 - Soil aggregation and porosity in relation to contents of free iron oxide and clay
Soil Science, Vol. 101, n°3.
- ASECNA - 1964 - Aperçu sur le climat du Congo.
Service météorologique - Brazzaville, multig.
- AUBERT (G.) - 1965 - Classification des sols.
Cahiers ORSTOM-, Série Pédol. III, n°3.
- AUBERT (G) - SEGALEN (P) - 1966 - Projet de classification des sols ferrallitiques.
Cahiers ORSTOM, Série Pédol. IV, 4, 97-112.
- AUBREVILLE - 1959 - Erosion sous forêt et érosion en pays déforesté dans la zone tropicale humide.
B.F.T. n°68.
- BACHE (B.W.) - SHARP (G.S.) - 1976 - Characterization of mobile aluminium in acid soils.
Géoderma, 15, pp 91-101.
- BAIN (D.C) - 1977 - The weathering of ferruginous chlorite in podzol from Argyllshire-Scotland.
Géoderma. Vol. 17, n°3 -193-208.
- BEAUDON (A.G.) - CHATELIN (Y) - 1974 - Les mouvements d'argile dans certains sols ferrallitiques centrafricains.
10e Congrès-Sc. du sol. Moscou. Vol. VII-247-254.
- BENNEMA (J) - JONGERIUS (A) - LEMOS (R.C.) - 1970 - Micromorphology of some oxic and argillic horizons in south Brazil in relation to weathering sequences.
Geoderma - Vol. 4.

- BLANCHET (R)-1960- Apparition d'aluminium échangeable au cours de l'acidification d'un sol.
C.R. Acad. Sc. Paris, t. 251 - 1415-1417.
- BLANCHET (R) - PERIGAUD (S) - CHAUMONT (C)-1960- Acidité d'échange et aluminium libre ou échangeable.
Ann. Agron. n°6, Service A - 621-649.
- BLOT (A) -PEDRO (G)-1967- Etude des relations entre la composition granulométrique et la constitution minéralogique des sols et horizons d'altération.
Ann. Agron. 18, 2, 203-216.
- BOCQUIER (G)-1959- Reconnaissance des sols du Mayombe occidental ORSTOM Brazzaville, 40 p. multigr.
- BOCQUIER (G)-1971- Genèse et évolution de deux toposéquences de sols tropicaux du Tchad - Interprétation biogéodynamique. Mém.ORSTOM. n° 62. 351 p.
- BOISSEZON (P.de)-1962- Contribution à l'étude des matières organiques des sols de la République du Congo.
ORSTOM.Brazzaville. Multigr.
- BOISSEZON (P.de) - MOUREAUX (C) - BOCQUEL (G) - BACHELIER (G) - 1973- Les sols ferrallitiques : tome IV - La matière organique et la vie dans les sols ferrallitiques. Initiations - Documentations techniques. 146 p.
ORSTOM Paris.
- BONIFAS (M)-1959- Contribution à l'étude géochimique de l'altération latéritique. Mémoire Service carte géol. Als.Lor. n°17.
- BOULANGE (B) -PAQUET (H) -BOCQUIER (G)-1975- Le rôle de l'argile dans la migration et l'accumulation de l'alumine de certaines bauxites tropicales.
C.R. Acad. Sc. Paris, t.280. p. 2183-2186.
- BOYER (J)-1975- Les sols ferrallitiques-Tome X
1ère partie : les facteurs physiques de la fertilité
ORSTOM - Paris.
- BREESE (B.F.)-1960- Quartz overgrowths as evidence of silica deposition in soils. The Australian journal of science.
- BREWER (R)-1964- Fabric and mineral analysis of soil.
John Wiley and Sons- New York.
- BREWER (R)-1972- The basis of interpretation of soil micro-morphological data.
Geoderma. Vol.8 p.81-94.

- BREWER (R)-1972- Use of macro and micromorphological data in soil stratigraphy to elucidate surficial geology and soil genesis. Journal of the Géol. Soc. of Austr. Vol.19, p.53, pp.331-344.
- BROWN (G)-Editor-1961- The X ray. identification and crystal structures of clay minerals. Mineralogical Society - London- 544 p.
- BRUGIERE (J.M.)-1962- La connaissance des sols dans le Mayombe, la vallée du Niari et le massif du chaillu - leur mise en valeur. ORSTOM-Brazzaville, 35 p multigr.
- BUOL (S. W.)- Mc CRAKEN (R.J.)- HOLE (F.D.)- Soil micromorphologie. extrait de : Soil genesis and classification.
- CADIER (E)-1973- Etudes hydrologiques dans la région du Mayombe -Campagne 72-73. ORSTOM - Brazzaville, 96 p. multigr.
- CAHEN (L) - LEPERSONNE (J)-1948- Note sur la géomorphologie du Congo Occidental. Annales du Musée du Congo-Belge-Tervuren.
- CAILLERE (S)- HENIN (S)-1963- Minéralogie des argiles. Masson et Cie.
- CHATELIN (Y)- QUANTIN (P)-1958- Reconnaissance pédologique le long de la voie d'accès au site Sounda. ORSTOM Brazzaville, multigr.
- CHATELIN (Y)- MARTIN (D)-1972- Recherche d'une terminologie typologique applicable aux sols ferrallitiques. Cah. ORSTOM. sér.Péd. X, 1, 25-43.
- CHATELIN (Y)-1974- Les sols ferrallitiques. Tome III L'altération. Initiations-Documentations techniques n°24. ORSTOM - Paris.
- COLLINET (J)-1969- Contribution à l'étude des "stone-lines" dans la région du moyen-Ogoué (Gabon). Cah. ORSTOM, sér.Pédol. Vol.VII n°1-1969.
- CRAENE (A.de)-1953- De la néoformation du quartz dans le sol. Sols Africains. Vol.3 n°2 p.298-300.
- DADET (P)-1969- Notice explicative de la carte géologique de la République du Congo à 1/500.000. Mémoires du BR.G.M. n°10.

- DEB (B.C.)-1949- The estimation of free iron oxides in soils and clays and their removal.
Journal of soil Science.Vol.1 n°2.
- DEJOU (J)- GUYOT (J)- MORIZET (J)-1970- Etude de l'évolution superficielle des micaschistes à 2 micas de la région de Bersac-Trézennes.
Bulletin de l'A.F.E.S. n°3.
- DELVIGNE (J)-1965- Pédogenèse en zone tropicale.
La formation des minéraux secondaires en milieu ferrallitique.
ORSTOM Paris - Dunod - Thèse.
- DELVIGNE (J)-1970- Micromorphologie de l'altération des feldspaths et des minéraux ferro-magnésiens sous climat ferrallitique.
ORSTOM - multigr. 13 p.
- DELVIGNE (J)- MARTIN (H)-1970- Analyse à la microsonde électronique de l'altération d'un plagioclase en kaolinite par l'intermédiaire d'une phase amorphe.
Cah. ORSTOM - Série Géol. Vol.II n°2. p.259-295.
- DENIS (B)- JAMET (R)- MARTIN (D)-1973- Projet de développement de la culture du cacaoyer dans la région de la Sangha.
Secrétariat d'Etat à la Coopération.
ORSTOM Brazzaville. 135 p. multigr.
- DENNEN (W.H.)- ANDERSON (P.J.)-1962- Echanges chimiques dans l'altération naissante des roches.
The geological Society of America Bull.
Mars - pp.375-383.
- D'HOORE (J)-1974- Clay dispersion, particle size distribution and colloid stability in highly weathered ferrallitic soils.
Pédologie, XXIV, 2 pp.178-190.
- DOMMARGUES (Y)-1963- Les cycles biochimiques des éléments minéraux dans les formations tropicales.
Bois et forêts des Tropiques. n°87.
- DUCHAUFOR (Ph)-1961- Le rôle de la végétation dans l'évolution des sols.
Bulletin de l'A.F.E.S. 168-193.
- DUCHAUFOR (Ph)-1972- Processus de formation des sols- Biochimie et géochimie. Université de Nancy 1- Centre de Pédologie - CNRS. CRDP Nancy- Collection études et recherches.

- ELISEEV (V.I.)-1970- Solifluxion près de l'équateur.
Litologija i poleznye iskopaemye n°1. 121-126.
- ESWARAN (H) - YEOW YEW HENG-1976- The weathering of biotite
in a profile an gneiss in Malaysia.
Geoderma 16. 9-20.
- FAUCK (R)-1970- Evolution du quartz dans les sols rouges
ferrallitiques développés sur les roches sableuses
et gréseuses de l'Afrique Occidentale.
C.R. Acad. Sc. Paris. t. 271 p.2273-2276.
- FIELDS (M) - SWINDALE (L.D.)-1954- Chemical weathering of
silicates in soil formation.
N.Z. Journal of Science and Technology. p.140-154.
- FÖLSTER (N) - MOSHREFI (N) - OJENUGA (A.G.)-1971- Ferrallitic
pedogenesis on metamorphic rocks in S.W. Nigeria.
Pédologie XXI, 1, p.95-124.
- GARDNER (L.R.)-1970- A chemical model for the origin of
gibbsite from kaolinite.
The american mineralogist. Vol. 55- p.1380-1383.
- GILLY -1958- Aluminium échangeable des sols.
Annales Agronomiques.
- GRAS (F)-1970- Surfaces d'aplanissement et remaniement des
sols sur la bordure orientale du Mayembe (Congo).
Cah.ORSTOM, sér.Pédol. Vol. VIII, n°3.
- GRANT (W.H.)-1964- Chemical weathering of biotite plagioclase
gneiss. Clays and clay minerals 19- 455-463.
- HEINZELIN (J.de)-1955- Observations sur la genèse des nappes
de gravats dans les sols tropicaux.
INEAC - Sér.Scient. n°64.
- HERBILLON (A.J.) - MAKUMBI (M.N.) - FRANKART (R.)-1973-
Sur l'existence au Zaïre de sols bruns eutrophes,
précurseurs probables des "sols rouges tropicaux"-
Aspect de la dynamique du fer lors de la formation
de ces sols.
Cah. ORSTOM, sér.Pédol. Vol. XI, n°1.
- HERBILLON (A.J.)-1974- Modifications des propriétés de charge
provoquées par l'altération chimique. Rôle du processus
de désilicification.
Pédologie, XXIV, 2, p.100-118.
- HERBILLON (A.J.) - MAKUMBI (M.N.)-1975- Weathering of chlorite
in a soil derived from a chloritoschiste under humid
tropical conditions.
Geoderma 13. 89-104.
- JACKSON - MCKENZIE-1964- Chemical analysis in the quantitative
mineralogical examination of clays.
In "Soil clay mineralogy" ed.by -C.I. Rich and G.W. Kunze
University North Carolina Press - Chapel Hill. p.313-325.

- JAMET (R)-1974- Étude pédologique. "Les Saras" à 1/200.000.
ORSTOM - Brazzaville- 207 p.multigr.
- JAMET (R)- RIEFFEL (J.M.)-1976- Carte pédologique du Congo
à 1/200.000. Feuilles Pointe-Noire et Loubomo.
Notice explicative n°65.
ORSTOM. Paris.
- JUO (A.S.R.)- MOORMANN (F.R.)- MADUAKOR (H.O.)-1974- Forms
and pedogenetic distribution of extractable iron and
aluminium in selected soils of Nigeria.
Géoderma 11, p.167-179.
- KENNETH (M.T.)- BRADELY (W.F.)-1967- Mineralogical consti-
tution of colloïdal " hydrous ferric oxides".
Journal of colloïd and interface Science, 24.
- KUHNEL (R.A.)- ROORDA (H.J.)- STEENSMA (J.J.)-1975- The
crystallinity of minerals, a new variable in pedoge-
netic processes. a study of goethite and associated
silicates in latérites.
Clays and clay minerals, Vol.23, pp.349-354.
- LAMOUREUX (M)-1974- Application d'une méthode cinétique à
l'étude du fer de certains sols et constituants divers.
10e Congr. Sc. du Sol. Moscou. Vol. VII - 170-178.
- LEENHER (L.de)-1944- Introduction à l'étude minéralogique
des sols du Congo-Belge.
Publications de l'I.N.E.A.C. Série Scientifique n°25.
- LELONG (F)-1967) Nature et genèse des produits d'altération
de roches cristallines sous climat tropical humide
(Guyane Française).
Thèse : fac.Sci.Nancy et Mém., Sci. de la Terre 14,
188 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 ORSTOM. Paris.
- LENEUF (N)-1970- Observations stéréoscopiques sur les figures
de corrosion du quartz dans certaines formations su-
perficielles.
Faculté des Sciences. Dijon.
- LESZEK STOCH - WANDA SIKORA-1976- Transformations of micas
in the process of kaolinization of granites and gneisses.
Clays and clay minerals. Vol.24. 156-162.

- LODDING (W)-1972- Conditions of direct formation of gibbsite from K.feldspar-discussion.
The American mineralogist 57 - 292-294.
- MAKUMBI (M.N.)- HERBILLON (A.J.)-1972- Vermiculisation expérimentale d'une chlorite.
Bull. gr. fr. des argiles. Tome XXIV- fasc.2.
- MARTIN (D)-1972- Choix d'une notation des horizons des sols ferrallitiques.
Cah. ORSTOM, sér. Pédol. Vol.10, n°1, 45-57.
- MASSENGO (A)-1972- Etude géologique du Mayombe occidental.
Bureau minier congolais. Brazzaville- 27 p. multigr.
- MAUDOUX (E)-1954- La régénération naturelle dans les forêts remaniées du Mayombe.
Bull. Agric. du Congo-Belge- Bruxelles. Vol.45 n°2
403-421.
- MAYOR (H)-1961- Quelques phénomènes d'altération de roches sédimentaires au Bas-Congo-Belge.
Thèse Lausanne- Edition Médecine et Hygiène- Genève.
- MCKEAGUE (J.A.)- BRYDON (J.E.)- MILES (M.)-1971- Differentiation of forms of extractable iron and aluminium in soils.
Soil. Sc. Soc. Am. Proc. Vol.35. p. 33-38.
- MILLOT (G)- BONIFAS (M)- 1955- Transformations isovolumétriques dans les phénomènes de latéritisation et de bauxitisation.
Bull. Serv. Carte Géol. Als.Lor. Tome 8, Fasc.1, p.3-18.
- MILLOT (G)-1960- Silice, silex, silicifications et croissance des cristaux.
Bull. du Serv. de la Carte Géol.d'Als.et Lor.
Tome 13, 4ème fascicule.129-146.
- MILLOT (G)-1964- Géologie des argiles.
Masson et Cie- éditeurs.
- MORRAS (H.J.M.)-1976- Gibbsite glaebules of a soil profite from Santa Cruz island Galapagos (Ecuador).
Pédologie XXVI, 1, 91-96.
- NETTLETON (W.D.)- FLACH (K.W.)- BRASHER (B.R.)-1969- Argilic horizons without clay skins.
Soil. Sci. Soc. Am. Proc. Vol.33. p. 121-125.

- NEWMAN (A.C.D.)-BROWN (G)-1969- Delayed exchange of potassium from some edges of mica flakes.
Nature- Vol. 223- 175/176.
- NOVIKOFF (A)- TSAWLASSOU (G)- GAC (J.Y.)- BOURGEAT (F)- TARDY (Y)- 1972- Altération des biotites dans les arènes des pays tempérés, tropicaux et équatoriaux.
Sci. Géol. Bull.25, 4 p.287-305. Strasbourg.
- NOVIKOFF (A)-1974- L'altération des roches dans le massif du Chaillu (Rép. pop; du Congo).
Formation et évolution des argiles en zone ferrallitique.
Thèse - Université Louis Pasteur- Strasbourg.
- NYE (P.H.)-1954- Some soil forming processes in the humid tropics. I. A field study of a catena in the west Africana forest.
- OJANUGA (A.G.)-1973- Weathering of biotite in soils of a humide tropical climate. Soil. Sc. Soc. Am. Proc. Vol.37 644-646.
- PAQUET (H)-1970- Evolution géochimique des minéraux argileux dans les altérations et les sols des climats méditerranéens et tropicaux à saisons contrastées.
Thèse- Mém.Serv.-carte géol. Als.Lorr. Strasbourg.30, 212 p.
- PECROT (A)- GASTUCHE (N.C.)- DELVIGNE (J)- VIELVOYE (L)- FRIPIAT (J.J.)-1962- L'altération des roches et la formation des sols au Kivu.
Publication INEAC- Série Scient. n°97.
- PEDRO (G)- CHAUVEL (A)-1970- Sur la nature et l'importance relative des principaux mécanismes intervenant dans le processus de lessivage pédologique.
C.R. Acad. Sc. Paris. t.277. Série D.1133-1136.
- PERRAUD (A)- KHA (N)- JACQUIN (F)-1971- Essai de caractérisation des formes de l'humine dans plusieurs types de sols.
Compte-rendu de l'Acad. des Sc. -Tome 272- Sér.D, n°12.
- PIDGEON (J.D.)-1976- Contemporary pedogenetic processes in ferrallitic. Soil in Uganda, I. Identification.
Geoderma, 15. p.425-435.
- RIQUIER (J)-1969- Contribution à l'étude des "stone-lines" en région tropicale et équatoriale.
Cah. ORSTOM, sér. Pédol. Vol. VII, n°1.

- ROBERT (M)-1975- Principes de détermination qualitative des minéraux argileux à l'aide des rayons X.
Ann. Agron. 26 (4) - 363-399.
- ROSS (G.J.)- KODAMA (H)-1976- Experimental alteration of a chlorite into a regularly interstratified chlorite-vermiculite by chemical oxydation.
Clays and clay minerals - Vol.24 n°183-190.
- ROUX (J.Le)-1973- Quantitative clay mineralogical analysis of Natal oxisols.
Soil Science, Vol.115, n°2.
- RUHE (R.V)-1959- Stone-lines in soils.
Soil Sci., 87, pp.223-231.
- SARLIN (P)-1963- La pédologie forstièrè dans les pays tropicaux.
La forêt et le sol.
B.F.T.n°88.
- SCHWERTMANN (V)-1971- Transformation of hematite to goethite in soils.
Nature - Vol.232.
- SCHWERTMANN (V)-1966- Inhibitory effect of soil organic matter on the crystallization of amorphous ferric hydroxide.
Nature. Vol.212.
- SCOLARI (G)- VAN DAALHOFF-1965- Le précambrien de la chaîne congolaise du Mayombe, état des connaissances géologiques, le problème des orogénèses.
Bulletin du B.R.G.M. n°3 p.163-181.
- SEGALEN (P)-1964- Le fer dans les sols.
Initiations - Documentations techniques n°4. 150 p.
ORSTOM Paris.
- SEGALEN (P)-1966- Altération des minéraux primaires, synthèse des minéraux secondaires au cours de la ferrallitisation.
Cah. ORSTOM, sér.Pédol. 4, 4 p 5-13.
- SEGALEN (P)-1968- Note sur une méthode de détermination des produits minéraux amorphes dans certains sols à hydroxydes tropicaux.
Cah. ORSTOM, Paris, Sér. Pédol., VI, 1, pp.113-127.
- SEGALEN (P)-1969- Le remaniement des sols et la mise en place de la "stone-line" en Afrique.
Cah. ORSTOM, sér.Pédol., Vol.VII, n°1.

- SEGALEN (P)-1970- Extraction du fer libre des sols à ses-
quioxides par la méthode de de Endredy par irradia-
tions à l'ultra-violet de solutions oxaliques.
Cah. ORSTOM, Paris, sér. Pédol., VIII, 4, pp.483-496.
- SEGALEN (P)-1973- L'aluminium dans les sols.
Initiations - Documentations techniques n°22.
ORSTOM. Paris.
- SEGALEN (P)- LAMOUREUX (M)- PERRAUD (A)- QUANTIN (P)-ROEDERER
(P.)-1975- Pour une nouvelle classification des sols.
Document. multigr. 42 p. ORSTOM.
- SIEFFERMANN(G)- YOHL (G)- MILLOT (G)-1968)- Allophones et
minéraux argileux des altérations récentes des basaltes
du Mt Cameroun.
Bull. Gr. fr.Arg. 20,2, pp. 109-129.
- SIEFFERMANN (G)-1973- Les sols de quelques régions volcaniques
du Cameroun. Variations pédologiques et minéralogiques
du milieu équatorial au milieu tropical.
Mémoires ORSTOM. n°66 - ORSTOM Paris.
- SOUSA (E.C.)- ESWARAN (H)-1975- Alteration of micas in the
saprofite of a profile from Angola. A morphological
study.
Pédologie XXV, 2, p.71-79.
- STOOPS (G)-1967- Le profil d'altération au Bas-Congo
Pédologie - XVIII, 1.
- STOOPS (G)-1968- Micromorphology of some characteristic soils
of the lower Congo (Kinshasa).
Pédologie XVIII, 1, p.110-149.
- TARDY (Y)-1969- Géochimie des altérations- Etude des arènes
et des eaux de quelques massifs cristallins d'Europe
et d'Afrique.
Thèse et mémoire - Serv. Carte Géol. Als.Lor. n°31.
- VENNETIER (P)-1969- Pointe-Noire et la façade maritime du
Congo-Brazzaville.
Mémoires ORSTOM n°26, 458 p.
- WACKERMAN (J)-1966- Les techniques d'études microstructurales
utilisées au centre de Hann-Dakar.
Bull. bibliogr. Pédol. ORSTOM, Paris, XV, 1, pp.18-23.
- WACKERMAN (J)-1975- L'altération des massifs cristallins ba-
siques en zone tropicale semi-humide. Etude minéralo-
gique et géochimique des arènes du Sénégal Oriental.
Conséquences pour la cartographie et la prospection.
Thèse - ORSTOM Paris.

WALKER (G.F.)-1949- The decomposition of biotite in the soil.
Min. Mag. V.28 - 693-703.

WEAVER (C.E.)-1965- Potassium content of Illite.
Science, 147, pp.603-605.

WEAVER (R.M.)-1975- Quartz presence, in relationship to
gibbsite stability in some highly weathered soils of
Brazil.
Clays and clay minerals - Vol.23 - 431-436.

WEST (G)- DUMBLETON (M.J)-1970- The mineralogy of tropical
weathering illustrated, by some west Malaysian soils.
Géol. Vol.3.

WHITE (J.L.)-1962- X-ray diffraction studies on weathering
of muscovite. Soil Sci. 93 -1 pp.16-21.

WILSON (M.J.)- BROWN (C.J.)-1976- The pedogenesis of some
gibbsite soils from the southern cyslands of Scotland.
The journal of soil Science - Vol.27, n°4, p.513-522.

LISTE DES FIGURES

- 1 - Fer libre et autres constituants dans la fraction $< 2 \mu$
- 2 - Diffractogrammes de Rayons X sur la fraction $< 2 \mu$
- 3 - Analyse thermique différentielle des différentes fractions granulométriques de l'horizon C1 (profil JSA 20).
- 4 - Fer total - Distribution volumique au sein du profil.
- 5 - Argile - Fer libre. Fer total dans les profils JSA 20 et 21.
- 6 - Courbes d'extractions = fer - silice - alumine amorphes dans la terre fine
- 7 - Répartition de la matière organique.

FASCICULES DEJA PARUS

1er fascicule : - Le milieu. Les facteurs de la pédogenèse.
- Inventaire des sols étudiés
- Méthodes d'étude

2ème fascicule : - Pédogenèse sur schistes fins à séricite
et muscovite.

3ème fascicule : - Pédogenèse sur roches argileuses
1. Morphologie - Micromorphologie

4ème fascicule : - Pédogenèse sur roches argileuses.
2. Etude minéralogique et physico-chimique.

5ème fascicule : - Pédogenèse sur gneiss à deux micas.

6ème fascicule : - Pédogenèse sur chloritoschistes.
1. Morphologie - Micromorphologie
Etude minéralogique (1ère partie)

à suivre

8ème fascicule : - Pédogenèse sur sericitoschistes chloriteux
(sols rouges)

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

DIRECTION GENERALE

24, rue Bayard (PARIS 8^{me})

SERVICE CENTRAL DE DOCUMENTATION

70-74 Route d'Aulnay, BONDY (93140)

CENTRE O.R.S.T.O.M. DE BRAZZAVILLE

B. P. 181 BRAZZAVILLE (CONGO)