

IV u enregistrement
au C. N. R. S.
A. O. 9409

THÈSE

présentée à

L'UNIVERSITÉ LOUIS PASTEUR DE STRASBOURG

pour obtenir

le grade de Docteur ès Sciences Naturelles

par

André NOVIKOFF

L'altération des roches dans le massif du Chaillu
(République Populaire du Congo).
Formation et évolution des argiles en zone ferrallitique.

Soutenue publiquement le 15 février 1974 devant la Commission d'Examen

MM. G. MILLOT, Président

J. LUCAS

P. SEGALEN

Y. TARDY

SOMMAIRE

Avant propos

Introduction

Première partie

Le milieu

- I Le cadre géographique, le climat et la végétation
- II La géologie p. 9
- III La morphologie

Deuxième partie

Les profils d'altération

- IV: Caractères généraux des profils d'altération p. 39
- V Les profils d'altération de plateaux p. 48
- VI Les profils situés au sommet ou sur les versants des collines, peu ou pas influencés par les eaux de la nappe p. 71
- VII Les profils de bas de pente évoluant dans des zones humides p. 113
- VIII Les profils sur roches ultrabasiques p. 137
- IX Les profils sur roches sédimentaires schisto-carbonatées p. 162

Troisième partie

L'altération des minéraux primaires, la genèse des minéraux secondaires et l'évolution des paysages

- X L'altération des minéraux primaires p. 189
- XI Formation et évolution des minéraux secondaires p. 219
- XII L'évolution des formes du relief p. 245

Conclusion générale p. 261

Bibliographie p. 267

Liste des figures

Liste des tableaux

Table des matières

Planches photographiques

AVANT PROPOS

Avant de commencer l'exposé de mes recherches, je tiens à remercier tous ceux qui m'ont aidé par leur travail, leurs conseils ou leurs encouragements.

Je suis heureux d'exprimer ma profonde reconnaissance à Monsieur le Doyen G. MILLOT qui, malgré ses lourdes charges a accepté de superviser mon travail, avec la précision, l'érudition et l'ouverture d'esprit que tout le monde lui connaît. Je n'oublie pas, non plus, le soutien qu'il m'a apporté à un moment où ma vie professionnelle subissait quelques difficultés.

Je remercie, Monsieur le Professeur J. LUCAS, qui a bien voulu examiner cette thèse, pour tous les conseils qu'il a bien voulu me prodiguer avec sa gentillesse et sa compétence coutumières.

Monsieur P. SEGALEN, malgré ses déplacements fréquents m'a apporté son appui efficace, en prenant le temps de lire et de corriger mon texte d'Uruguay où il se trouvait, qu'il en soit remercié.

Ma très vive reconnaissance va à M. Y. TARDY, qui m'a guidé tout au long de ce travail avec enthousiasme et compétence. Je lui dois beaucoup.

Je prie Monsieur le Professeur G. CAMUS, Directeur Général de l'O.R.S.T.O.M. et M. J. SEVERAC, Secrétaire Général d'accepter l'expression de ma reconnaissance pour m'avoir accordé toutes facilités dans l'accomplissement de ce travail.

Envoyé au Congo, avec un programme lancé par M. M. DEFOSSEZ, j'ai trouvé dans ce beau pays l'aide et l'amitié de nombreuses personnes, congolaises, françaises ou étrangères. Je pense à tous ceux qui m'accueillirent, me guidèrent, en un mot, me formèrent :

- les pédologues J.M. BRUGIERE, P. de BOISSEZON, V. CARLOTTI, Y. CHATELIN, B. DENIS, F. GRAS, R. JAMET, C. JANNERET, D. MARTIN, G. MARTIN, J.M. RIEFFEL, J. RIQUIER;

- les géologues, P. BERCE, R. BOINEAU, J. CARRIVE, C. GAGNY, A. LEMARECHAL, GREY, P.L. VINCENT, P.M. VINCENT et C. WILHEM;

- les hydrologues, R. CHARTIER, G. HIEZ, B. POUILLOT, et Ch. RIOU;

- les " Sciences humaines " G. DUPRE et B. GUILLOT,
- les chimistes des sols J.L. THIAIS, G. BERTIN, et C. PAYCHENG,
secondés par A. BAZEBIZONZA, M. BAKALA, G. BATILA, F. MALONGA,
T. M'BEMBA, A. OSSIBI, FELICIEN.

Je n'oublie pas toutes les personnes qui, à des titres divers, me facilitèrent la vie et le travail, en particulier A. KENDE, qui fut de nombreuses années durant mon chef d'équipe sur le terrain et P. MALONGA, qui tout aussi longtemps s'est occupé avec compétence et assiduité de l'intendance.

Après le Congo, je retrouvai la France et une équipe de travail active et chaleureuse à l'Institut de géologie de Strasbourg.

Je remercie vivement tous les géologues strasbourgeois de leur accueil, de leur aide et de leurs conseils, avec une mention toute particulière pour Hélène PAQUET dont la bonne grâce et les services rendus sont immenses, MM. F. WEBER, Y. BESNUS, M. BONHOMME, N. CLAVER, P. LARQUE, G. KREMPP, D ET N. TRAUTH, M. THIRY. Ils m'ont entouré, aidé, guidé, ont effectué des analyses et des observations à mon profit, je les en remercie sincèrement.

Je suis reconnaissant à Mesdemoiselles FRUHINSHOLZ et PREVOST, qui ont souvent aplani quelques difficultés administratives et m'ont rendu de nombreux services.

C'est avec joie que j'ai retrouvé à Strasbourg mes collègues de l'O.R.S.T.O.M. qui, par de nombreux échanges de vue, controverses et conseils amicaux m'ont guidé et soutenu, MM. BOULET, GRANDIN, SIEFFERMANN, et TRESCASES, je les en remercie.

Ma gratitude va également à tout le personnel de l'Institut de géologie, qui de près ou de loin, a permis ou facilité ma tâche, notamment :

- MM. FEURER, M. GUAINÉ, P. KARCHER, R. NEFF, R. ROUAULT, J. SAMUEL, P. STAUB, A. WETZSTEIN, pour leur coopération technique,
- MM. FREYERMUTH et SCHUSTER qui se sont occupés du tirage de cet ouvrage, MM. HUGEL et WENDLING du brochage,

- MM. GRUNER et OPPERMAN qui se sont chargés des photographies et des dessins,
- Mme N'GUYEN-CAN qui a assuré la frappe avec patience et gentillesse.

Une mention toute spéciale doit être réservée à Mme ORY, à la Bibliothèque, dont l'amabilité a été souvent mise à contribution.

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

Le programme d'étude sur l'altération des roches dans le massif du Chaillu a été décidé à la suite de la construction du chemin de fer de la COMILOG (Compagnie Minière de l'Ogooué), qui exploite le gisement de manganèse de Moanda au Gabon. La voie orientée nord-sud est longue de 284 kilomètres, elle est située entre 12°30 et 12°40 de longitude est et 2° à 4°10 de ^{latitude}~~longitude~~ sud. Son point de départ, point kilométrique PKO, se trouve au carrefour avec le chemin de fer Congo-Océan près de Dolosie. Le kilométrage est compté en remontant vers le nord. Les coupes sont nombreuses et certains talus ont parfois plus de 20 m de haut. Les point hauts du paysage ont été évités par les constructeurs. Aussi, pour pallier cette lacune, une trentaine de puits ont été creusés.

Cette étude a été menée sur cinq cents échantillons qui ont été analysés, soit au laboratoire de chimie des sols du centre ORSTOM de Brazzaville, soit dans les laboratoires des Services Scientifiques Centraux de l'ORSTOM à Bondy et surtout, dans les laboratoires de l'Institut de Géologie à Strasbourg. Les méthodes utilisées pour la préparation des échantillons et leur étude sont classiques : observation au microscope optique, électronique, analyse par diffraction des rayons X, analyse chimique, analyse des matières amorphes. Elles ne seront pas décrites in extenso si ce n'est pour apporter quelques précisions et détails au moment voulu.

Ce travail est subdivisé en trois parties.

La première partie comprend l'étude du milieu : climat, végétation, géologie et géomorphologie.

Dans la deuxième partie, subdivisée en six chapitres, l'étude porte sur les profils d'altération tels qu'ils se répartissent dans le paysage.

La troisième partie, qui comporte trois chapitres, est consacrée à la formation et l'altération des minéraux et à l'évolution des formes du relief.

Première partie - Le milieu

I - Le cadre géographique, le climat et la végétation.

A - Le cadre géographique

La voie de chemin de fer C O M I L O G traverse deux régions distinctes :

- une zone de savane, du PKO au PK 98 : la plaine de la Dihessé et les collines du Niari dans la région du Niari.

- une zone de forêt humide, au delà du PK 98 : le massif du Chaillu.

L'histoire géologique de ces deux régions est intimement liée à celle du massif du Mayombe, situé à l'ouest.

1 - Le massif du Mayombe

C'est un massif étroit, orienté nord ouest-sud est, allant du Gabon à l'Angola, et bordant l'océan Atlantique. Sa largeur n'excède pas 80 km. Le relief est constitué par une série de crêtes, allongées dans le sens de la chaîne, d'où partent de nombreuses crêtes secondaires latérales, disposées en " arêtes de poisson " et séparant des ravins parallèles VENNETIER (1964). Les sommets sont relativement bas et leur altitude varie de 650 à 900 m. Les profils des cours d'eau sont à fortes pentes et leurs lits sont parsemés d'affleurements rocheux.

2 - La région du Niari ^{est}

Située à l'ouest du Mayombe, c'est une région dans l'ensemble déprimée, où les phénomènes d'érosion en pays calcaire sont nombreux, pertes de cours d'eau, résurgences. Des reliefs calcaires, parfois couronnés d'un chapeau gréseux, viennent rompre la monotonie de ce paysage plat. Ils forment des massifs isolés ou des alignements de chaînons qui dominent la plaine de 100 à 200 m.

Les Monts de la Lune présentent un type particulier de relief, visible sur la route qui va de Kibangou à Makabana. On observe une succession de pitons isolés ou groupés, à sommets arrondis, séparés par des vallées sèches à fond plat. Ces formes rappellent celles que l'on trouve dans la baie d'Along au Viet-Nam. Une caractéristique importante de ces reliefs est la

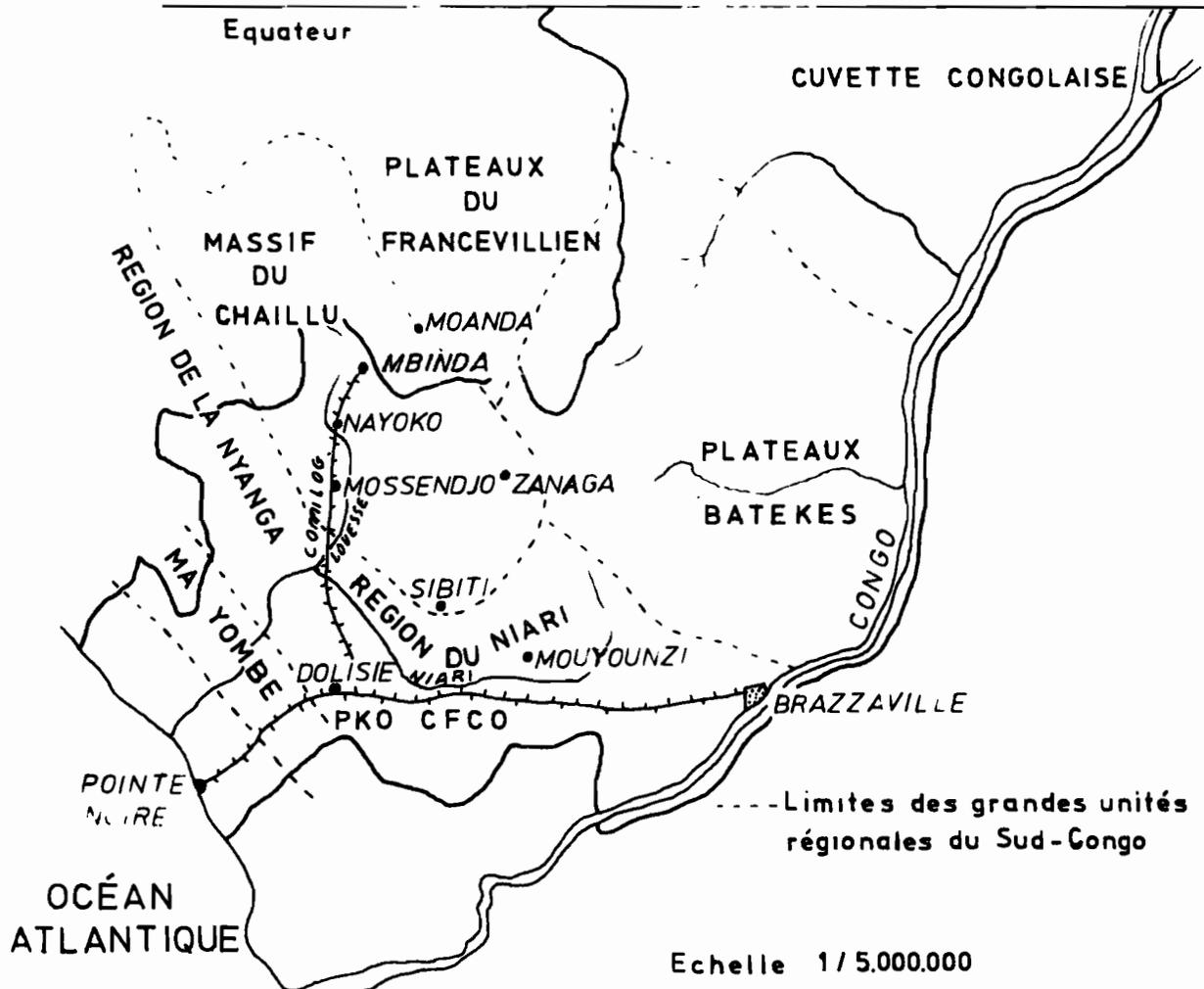
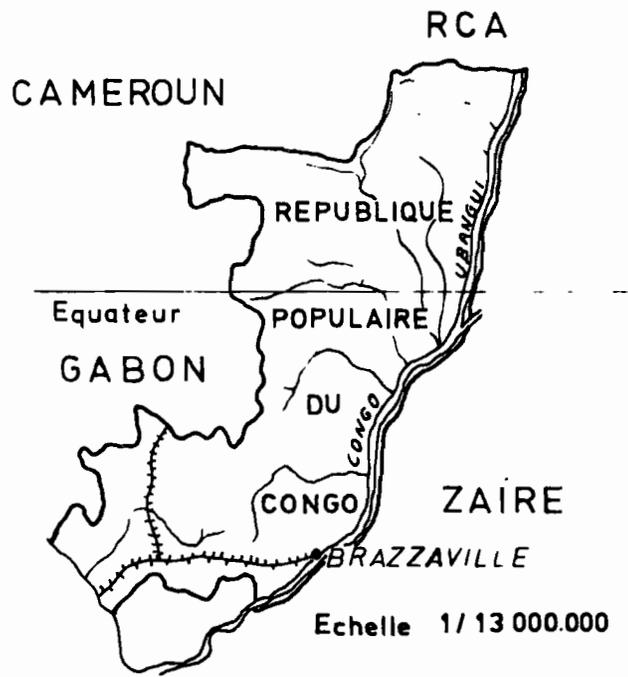
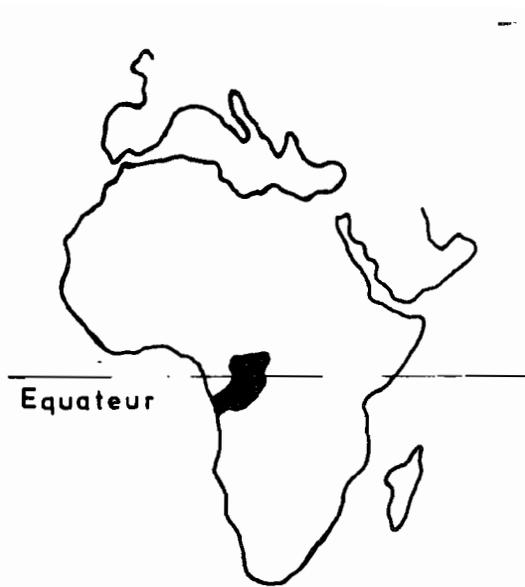


Figure 1-CARTES DE SITUATION

présence, sur leurs flancs, d'affleurements de roche saine, en général dolomitique ou gréseuse, plus rarement calcaire. Cette région du Niari forme les bordures ouest et sud du Massif du Chaillu. Sa largeur dans la région considérée est d'une centaine de kilomètres.

3 - Le Massif du Chaillu

Il est formé par une succession de zones plates, qui s'élèvent régulièrement en allant vers le nord jusqu'aux Monts Birougou, situés à la frontière gabonaise, et culminant vers 1000m. Ces zones plates sont fortement disséquées par un réseau hydrographique dense, ce qui donne en traversant le pays l'impression d'un paysage formé par un moutonnement de petites collines à flancs convexes. Le réseau hydrographique très diversifié s'oriente selon certaines directions privilégiées, que l'on peut attribuer, pour l'essentiel, à des lignes de fractures. La surface du massif est de l'ordre de 40 000 km².

4 - Les régions bordant le Massif du Chaillu, au nord et à l'est

A l'est du massif, on passe par une succession de collines aux Plateaux Batékés; sableux, faiblement inclinés vers la cuvette congolaise, située plus à l'est. Ces plateaux peuvent atteindre 860 mètres d'altitude. Au nord - est, se trouvent les plateaux de Moanda et de Franceville, faiblement inclinés vers l'est. Leur altitude varie entre 700m. au nord - ouest et 450m. au sud - est. Leur contact avec le granite du Chaillu, sous-jacent, est marqué par la présence de falaises gréseuses. Au nord, on descend vers la rivière Ogooué, au-delà de laquelle se place le massif du Nord Gabon, qui paraît en tout point comparable à celui du Chaillu.

4 - Emplacement des lieux cités

	Longitude est approximative	Latitude sud approximative
Dolisie	12° 40'	4° 11'
Franceville	13° 34'	1° 38'
Kibangou	12° 21'	3° 27'
Makabana	12° 37'	3° 26'
Mayoko	12° 49'	2° 19'
M'Bigou	11° 56'	1° 53'
M'Binda	12° 52'	2° 06'
Moanda	13° 14'	1° 33'
Mougoundou	12° 40'	1° 57'
N'Goubou N'Goubou	12° 41'	2° 01'
Zanaga	13° 50'	2° 51'

B - LE CLIMAT

Les aires climatiques de la région étudiée ont été définies dans la synthèse de Guillemain (1959). La zone du chemin de fer recoupe deux types climatiques assez tranchés :

- au sud du PK 0 à la Louessé, PK 98 : le sous-climat bas-congolais,
- au nord du PK 98, dans le Massif du Chaillu, le sous-climat gabonais.

1 - Le sous-climat bas-congolais est rattaché au climat soudano-guinéen et s'étend sur toute la zone du Niari. Ses caractéristiques sont les suivantes :

- une longue sèche de Juin à Septembre,
 - une saison de pluie, avec un minimum relatif des précipitations en Janvier, correspondant à la petite saison sèche.
- Les moyennes annuelles de précipitations varient entre 1200 et 1400 mm. Le Mayombe, chaîne assez basse (400 à 750 m.), située à l'ouest, sert de barrière à l'alizé austral, ce qui explique en partie la faible pluviosité dans cette région. Les variations des

moyennes annuelles peuvent être importantes et atteindre \pm 50% de la valeur moyenne interannuelle.

Les températures moyennes mensuelles varient entre 21 et 27°, avec un minimum très net au mois d'août, pendant la saison sèche.

L'humidité relative est forte. La valeur moyenne du degré hygrométrique oscille entre 80 et 90%. Les minima sont de l'ordre de 60 à 65% pendant les heures chaudes de la journée; la nuit on atteint la saturation. Une autre caractéristique importante de ce climat est la nébulosité, très marquée pendant la saison sèche, variable pendant la saison des pluies.

2 - Le sous-climat gabonais est rattaché au climat Guinéen forestier.

La différence marquante avec le précédent est sa pluviosité plus élevée, de 1600 mm à plus de 2000 mm, avec des variations annuelles beaucoup plus faibles. La saison sèche est un peu plus courte. Les autres caractéristiques restent les mêmes : degré hygrométrique élevé et forte nébulosité pendant la saison sèche. Les températures moyennes sont un peu plus basses, à cause de l'altitude plus élevée de la zone concernée. Le fait important comme le souligne RIOU (1972), est que l'évapotranspiration réelle reste toujours inférieure à la pluie.

C - LA VEGETATION

Aux subdivisions climatiques/^{citées} précédemment, correspondent à peu près deux types de végétations. Au nord de la Louessé se trouve la forêt dense et humide ; au sud la Savane arbustive. En fait, les types de végétation ne sont pas aussi nettement tranchés. Les galeries forestières sont abondantes dans la région de savane du sud. En forêt, on rencontre aussi des savanes, certaines d'entre elles étant dues à une action anthropique, d'autres à une variation de la nature des sols qui, très sableux, ne favorisent pas le maintien de la forêt.

D - LES TYPES DE SOLS

La classification utilisée est celle proposée par AUBERT et SEGALIN (1966).

1 - Les sols ferrallitiques fortement désaturés remaniés

Ils recouvrent la plus grande partie de région étudiée. Leur fraction fine est composée d'une quantité variable de kaolinite, gibbsite et goethite. Les subdivisions à l'intérieur de ce groupe portent essentiellement sur les variations de texture et d'épaisseur des sols. Ils proviennent de l'altération des roches feldspathiques ou gréseuses. Dans certain cas, sur des sols sableux on observe un lessivage sans accumulation du fer ni de l'argile. Dans d'autres cas, sous l'influence d'une nappe phréatique peu profonde apparaît un horizon d'accumulation humo-ferrugineuse. Il s'agit alors de pseudo-podzol de nappe.

2 - Les sols ferrallitiques fortement désaturés remaniés pénévulés

Ils dérivent de roches carbonatées ou de schistes. Ils sont dans l'ensemble très argileux et l'illite ouverte représente une part importante de la fraction inférieure à 2 microns, la kaolinite et la goethite formant le reste. Le très fort taux de désaturation des argiles montre qu'ils ont subi une évolution comparable à celle du groupe précédent. Les sols de ce pays sont souvent tronqués par l'érosion, en particulier dans la région du Niari.

3 - Autres types de sols

a) Lithosols et sols peu évolués d'érosion lithique

Ces sols se rencontrent sur les flancs et auprès des massifs calcaire-dolomitiques jalonnant la région du Niari. Leur fraction fine contient souvent de la chlorite, des interstratifiés chlorite-vermiculite et parfois un peu de chlorite gonflante.

b) Sols bruns tropicaux

De petites surfaces de sols bruns ont été trouvées sur dolomie. Ils sont peu épais, 30 à 50 cm, et leur fraction argileuse contient des interstratifiés 10 - 14 v en quantité souvent importante.

E - L'ATRANCHE DU CHEMIN DE FER

Le point de départ du chemin de fer de la COMILOG, ou PK 0, se trouve près de ^{la}ville de Dolisie, située au pied du

Mayombe. A cet endroit il se branche sur le chemin de fer Congo-Océan, qui va de Pointe-Noire à Brazzaville. Jusqu'à Makabana, PK 83, il traverse une région plate, la plaine de la Dihessé. Les coupes sont rares et basses. Après avoir franchi la Louessé au PK 98, la voie pénètre dans la forêt où le relief devient tourmenté. Elle évite au maximum les obstacles en les contournant, ce qui multiplie les coupes. Il est rare qu'elle recoupe complètement de grandes collines. Mais cela arrive et ces coupes qui sont en général hautes d'une vingtaine de mètres, sont particulièrement intéressantes. L'altitude de la voie croît graduellement. Elle passe de 82 m. au pont du Niari, au PK 92, pour atteindre 422 m. à la gare du Mossendjo au PK 172, 644 m. à Tsinguindi au PK 240 et 633 m. au terminus à M'Binda, PK 285.

II - LA GEOLOGIE

Les documents concernant la région sont peu nombreux. Il s'agit essentiellement de cartes de préreconnaissance au 1/500.000° de COSSON (1961), BOINEAU (1953) et DADET (1969), ainsi que de quelques études plus détaillées dans les régions présentant un intérêt minier telle que celle de Mayoko (BOINEAU 1956). En ce qui concerne le Mayombe, les données sont plus abondantes, il faut citer les travaux de CAHEN et LEPERSONNE (1966), DADET (1966), DEVIGNE (1966), VINCENT (1965).

A - CADRE GEOLOGIQUE REGIONAL

La région étudiée se trouve dans le bassin Précambrien du Congo Occidental, qui s'étend du Gabon à l'Angola, entre l'équateur et 10° de latitude sud, et entre 10 et 17° de longitude est. Trois orogénèses ont présidées à la mise en place de quatre grandes unités stratigraphiques.

1 - Stratigraphie

a) Le socle est caractérisé par l'extrême hétérogénéité des faciés pétrographiques qui le composent. Ce phénomène est courant dans les vastes ensembles formant les boucliers antécambriens. Il se subdivise en deux systèmes en allant du plus ancien au plus récent : le système prémayombien ou P1 et le système du Mayombe ou PII. On trouve les matériaux de ces deux systèmes dans dans les massifs du Mayombe, du Chaillu et le nord de l'Angola.

b) Les formations de couvertures sont constituées par deux ensembles : le système du Bamba et le système du Congo Occidental.

- Le système du Bamba ou PIII.

Il comprend dans le Mayombe la série de la Loukoula, de M'Vouti et de la Mossouva et dans le Chaillu, surtout sur sa bordure nord-est et nord, le Francevillien. Les sédiments qui correspondent à cette série sont caractéristiques d'un dépôt en milieu épicontinental.

CARTE GÉOLOGIQUE du SUD du CONGO

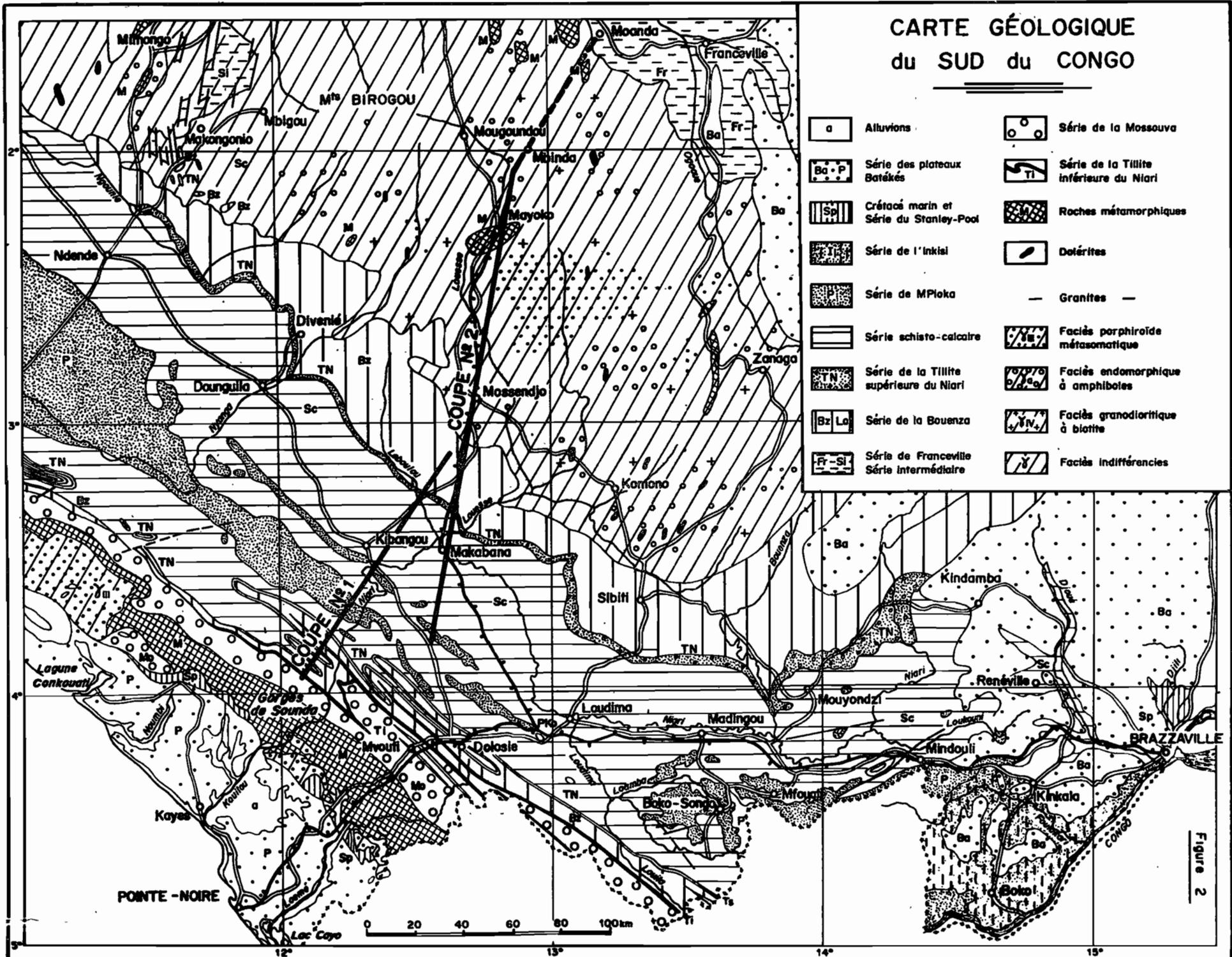


Figure 2

-Le système du Congo Occidental ou P IV.

Il est constitué par six séries qui sont de la plus ancienne à la plus récente.

La tillite inférieure du Bas-Congo, qui est un dépôt tillitique très schisteux, à la pâte grise ou noire. On ne le trouve que dans le Mayombe.

La série de la Louila ou de la Bouenza. Il s'agit d'une série marine comprenant un cycle sédimentaire complet composé de conglomérats, schistes, roches carbonatées, schistes, grés, suivi par le dépôt d'un cycle incomplet, composé de grés et schistes carbonatés. Une émergence serait responsable de l'arrêt de la sédimentation marine.

La tillite supérieure du Bas-Congo ou du Niari est constituée par de nombreux galets emballés dans une pâte argilo-gréseuse souvent riche en calcite. Ce dépôt se retrouve sur le bord est du Mayombe, ainsi que sur les bords sud et ouest du Chaillu.

La série schisto-calcaire est composée de dépôts argileux fins et de dépôts carbonatés, chimiques et bio-chimiques, formés dans un milieu peu profond. La fin de cette série est marquée par une émergence et un début d'orogénèse, qui laisse peu de traces sur les bords du massif du Chaillu.

La série de la M'Pioka est caractérisée par une nouvelle transgression marine, marquée par des dépôts détritiques fins à grossiers.

La série de l'Inkisi. Les sédiments formés d'arkoses et de grés arkosiques présentent les caractères de formation de bassin en voie de comblement. La fin du dépôt des sédiments de cette série se traduit par une émergence générale du système du Congo Occidental. Cette émergence marque la fin de la sédimentation marine dans le bassin du Congo Occidental, à l'exception de la bordure atlantique du Mayombe, où l'on retrouve des dépôts secondaires d'origine marine.

2 - LA TECTONIQUE

Trois cycles orogéniques successifs ont affecté cette province. Il s'agit des orogénèses prémayombienne, mayombienne et

et ouest-congolienne. Les marques de cette dernière, orientée nord-ouest-sud-est, ont en général oblitéré celles des deux précédentes. Toutefois, il est possible d'en retrouver des traces dans le socle. Les mouvements prémayombiens sont orientés est nord est-ouest sud ouest. L'orientation des mouvements mayombiens est nord-sud.

B - LES GRANDES UNITES GEOLOGIQUES

Seules seront décrites en détail les séries traversées par la voie de chemin de fer COMILOG.

L'étude régionale fait apparaître avec netteté la présence au Précambrien de trois domaines structuraux, qui forment en même temps trois unités géologiques. Ce sont, en allant du sud-ouest vers le nord-est :

- Le Mayombe, qui correspond à un grand pli anticlinal.
- Le Synclinal Niari-Nyanga. Il s'agit d'un ensemble déprimé, ayant servi de réservoir pour les matériaux des formations de couverture.
- Le massif du Chaillu. C'est un vaste bloc cratonique qui a surtout joué par le biais d'une tectonique cassante.

1 - LE MAYOMBE

L'histoire géologique du Mayombe est caractérisée par un jeu de trois cycles, sédimentation, métamorphisme, plissement, avec un déplacement progressif des zones de sédimentation, du sud-ouest vers le nord-est.

2 - LE MASSIF DU CHAILLU

a) Pétrographie

- La série métamorphique-

Quelques enclaves de roches métamorphiques de faible surface existent à la partie supérieure du batholite. Les plus importantes du Congo sont celles de Zanaga et Mayoko. La superficie de cette dernière est de 100 km². Elles sont composées par des pyroxéno-amphibolites, des amphibolites, des gneiss et des quartzites. La plupart des auteurs admettent qu'elles sont d'origine paramétamorphique. Un doute subsiste quant à l'origine des amphibolites. Elles sont souvent séparées en deux groupes, dans l'un, la structure gneissique de la roche est nette, dans l'autre, la structure est massive. Pour BERCE (communication orale), il s'agit

d'anciennes coulées de lave. L'importance économique de ce type de roches est grande car des minéralisations lui sont associées : or, fer, colombo-tantalite.

- Pyroxéno-amphibolites -

Des roches de ce type ont été rencontrées au PK 228 et dans la région de Mimongo au Gabon. La structure est massive, leur composition minéralogique est caractérisée par l'importance de la hornblende verte qui provient souvent de l'ouralitisé de l'augite. Le quartz est rare. Les plagioclases, souvent fortement séricitisés et saussuritisés, sont difficilement reconnaissables. La disposition granoblastique n'est pas très nette.

- Amphibolites -

Leur structure est variable : granoblastique, grano-lépidoblastique, grano-nématoblastique, grano-diablastique. Il en est de même pour la taille des minéraux, qui sont : un peu de quartz (5 à 10%), la hornblende verte, toujours abondante, et les plagioclases. Parmi les minéraux secondaires, on trouve souvent du grenat, de la tourmaline et des micas ; le pyroxène est rare. Les variations relatives des trois minéraux majeurs permettent de passer de façon continue à des gneiss à amphiboles et plus rarement, à des quartzites ferrugineux ; les quantités de fer varient peu entre les itabirites et les amphibolites. On observe parfois de minces lits concordant de tourmalite quartzéuse, liée à des amphiboles de texture fine.

- gneiss -

Bien visibles le long de la voie de chemin de fer, il en existe trois types :

- les gneiss à amphibole, qui contiennent du quartz, de l'oligoclase, de la hornblende verte et un peu de biotite,
- les gneiss à biotite, caractérisés par l'abondance des micas,
- les gneiss à deux micas, où la muscovite existe en quantité notable.

Dans tous les gneiss il peut y avoir du grenat et de la tourmaline.

- Quartzites -

Ces roches contiennent en quantité variable du grenat, de la tourmaline et de la sillimanite, cette dernière sous forme nématoblastique. Le passage aux leptynites est courant, comme par exemple au PK 251.

- Itabirites -

On les trouve un peu partout, surtout dans l'enclave de Zanaga et celle de Mayoko. La roche est litée, à grain fin, formée par l'alternance de lits de quelques millimètres d'épaisseur au maximum et constitués de quartz, d'hématite brune et parfois de magnétite. L'altération des itabirites provoque, souvent, par départ de silice la formation d'un véritable minerai de fer en poudre ou en plaquettes. Ce type de faciés d'altération, très facilement reconnaissable, a permis de retrouver des pointements de roches métamorphiques (GUILLOT 1969).

- Le granite -

L'histoire géologique du massif montre l'existence de deux phénomènes majeurs au Précambrien :

- une granodioritisation d'un ensemble sédimentaire préexistant, qui donne ce que l'on a appelé localement le faciés gris ;
- une granitisation ultérieure de cet ensemble, accompagnée par un faible apport de Si et K, qui a provoqué la formation de roches riches en microcline et quartz, le faciés rose.

Le faciés gris est constitué par des granodiorites, que l'on distingue par la nature des minéraux ferro-magnésiens :

- la granodiorite à amphibole contient un peu de quartz (14% environ) beaucoup d'oligoclase (An 28%) et de la hornblende verte.
- La granodiorite à biotite. C'est le type de roches le plus courant dans le faciés gris. L'orientation et la disposition litée des minéraux donnent souvent une texture granito-gneissique. La structure est grenue. Les minéraux sont le quartz (18% environ), de l'oligoclase acide (An 16%), de la biotite parfois abondante, et un peu de microcline. Parmi les minéraux accessoires, l'épidote, la zoïsite, l'apatite et le sphène sont courants.

Liés à ces deux types de faciés on trouve du granite à grenats et des diorites. L'examen des lames minces de granite à grenats montre qu'il contient des éléments métamorphiques incomplètement digérés lors de la formation des granodiorites. Les grenats xenomorphes se trouvent toujours dans les trainées contenant de la biotite et du quartz de petite taille.

Les diorites se présentent sous forme de lentilles dont l'épaisseur varie d'une dizaine de mètres à quelques centimètres. Il s'agit, ici aussi, certainement de résidus de roches dont la migmatitisation a donné le faciés gris. Leur structure est grenue.

Sous le microscope elles sont formées :

- d'un peu de quartz,
- d'une quantité importante (jusqu'à 60%) d'andésine, à 40% d'anorthite, souvent fortement saussuritisée,
- de hornblende verte qui y est abondante,
- de biotite, de chlorite et d'augite ouralitisée, dont les quantités sont variables et en général faibles.

Le cortège des minéraux accessoires comprend du sphène, de l'apatite, de l'ilmène, de l'épidote et plus rarement des sulfures dont la chalcopyrite.

Le faciés^{rose} est un granite à microcline caractérisé minéralogiquement par :

- du quartz métasomatique à extinction roulante (25% environ),
- du microcline envahissant, qui représente parfois 40% du poids de la roche,
- du plagioclase, qui est de l'oligoclase acide, proche de l'albite,
- une petite quantité de muscovite, de biotite et de chlorite. Ces deux derniers minéraux peuvent disparaître complètement.

Sphène, apatite, épidote sont des minéraux accessoires courants. Les textures à l'échelle de l'affleurement sont souvent orientées, nébulitiques, à l'échelle de l'échantillon elles sont équantes.

Le faciés intermédiaire : on observe en fait tous les intermédiaires, dans les textures et structures, entre les faciés gris et roses. La répartition et la taille du microcline et du quartz entraînent l'apparition de textures porphyroïdes, plus rarement rubannées ou nébulitiques. Les faciés riches en amphibole ont en général peu subi l'influence de la granitisation, sauf dans certains cas où ce phénomène est très net, en particulier dans la carrière de la Kobé au PK 204. On y observe des figures caractéristiques d'envahissement d'un faciés riche en amphibole par du microcline, qui se répartit dans la masse de hornblende soit en nuage, soit en grands cristaux isolés.

LES ROCHES BASIQUES INTRUSIVES

Les dolérites forment des pointements, souvent alignés nord-est-sud-ouest et de très faible surface. Il en existe deux types, différenciés par l'état de fraîcheur des plagioclases et des minéraux ferro-magnésiens.

- Dolérite à altération primaire très poussée. La structure ophitique est souvent peu nette, indécélable à l'oeil nu. Les lattes de feldspaths sont saussuritisées et leur forme originelle n'est plus visible. Les pyroxènes sont ouralitisés.

- Dolérite saine. La structure est conservée et est particulièrement bien visible dans les échantillons provenant de la région nord de Mouyondzi, où les dykes recoupent les argilites schistosées du Bz I. A leur contact, ces argilites se chargent en andalousite, ce qui montre la postériorité de ces intrusions par rapport au dépôt du Bz I.

Les péridotites. Un pointement de picrite a été étudié dans la région de Zanaga. La roche est formée par de l'olivine fortement craquelée. Les craquelures sont emplies d'antigorite. Les pyroxènes sont rares et fortement ouralitisés.

Les pyroxénolites. Un affleurement d'hypersténite à amphibole et diopside a été trouvé à Meganga près de Ngoubou-Ngoubou. La roche à structure grenue contient essentiellement un pyroxène orthorhombique proche de l'enstatite, partiellement transformé en bastite. L'anthophyllite est nettement moins abondante. L'olivine, fortement serpentinisée, existe en petite quantité, ainsi que le diopside. Parmi les minéraux accessoires deux spinelles dominent : pléonaste et picotite.

LES ENCLAVES DE ROCHES SEDIMENTAIRES

Deux séries géologiques recouvrent le granite à l'ouest du Chaillu, en particulier dans la zone de Lébamba au Gabon. L'Ohano : série assimilée au Francevillien, caractérisée par l'abondance des bancs de jaspe alternant avec des schistes.

- Argilites schistosées de la base du Bouenzien.

Près de Makongonio, COSSON (1955) a observé les deux séries superposées, ce qui a permis de démontrer l'antériorité de l'Ohano, donc du Francevillien sur le Bouenzien. Par ailleurs, des éléments correspondant à l'Ohano existent parfois à la surface de l'horizon gravillonnaire, sous forme de galets de jaspe. Sur le rebord sud du massif jusque vers Mossendjo, de très nombreuses collines à base granitique sont dominées par des argilites du Bouenzien. Seule l'étude des faciés d'altération a permis de déceler cette extension des formations sédimentaires.

LE CORTEGE FILONNIEN

- Pegmatites intra-batholitiques. A l'intérieur des granites, on rencontre des amas ou des filons composés de microcline, quartz et chlorite, souvent minéralisés en hématite brune qui est par endroit très abondante.

- Pegmatites extra-batholitiques : amas ou filons, composés d'albite, de quartz, de microcline perthique, de muscovite, de tourmaline et de chlorite en petite quantité. Ces roches sont abondantes vers le PK 250 et vers Mayoko, où elles représenteraient la roche mère de la columbo-tantalite, qui fut exploitée industriellement.

b) Age des formations

Quelques mesures d'âge absolu ont été effectuées par BONHOMME et WEBER (1969) sur des échantillons prélevés par ce dernier dans le socle des plateaux de Moanda et Franceville. Ceci correspond au bord nord-est du massif du Chaillu, sur lequel sont venus se déposer les formations du Francevillien. Les analyses ont porté sur le rapport Rb/Sr. Les roches les plus anciennes ont un âge de 2.590 ± 160 M.A. Des biotites ont donné un âge de 1.900 ± 20 M.A. Les auteurs ne savent pas à quel phénomène rattacher ce chiffre. Le Francevillien, auquel correspond la série de l'Ohano, est daté de 1.740 ± 155 M.A.

c) Tectonique

L'orientation et la disposition des minéraux dans le granite montrent que dans l'ensemble ils sont orientés selon une direction nord-sud. Ceci tendrait à prouver qu'une tension existait au sein du granite au moment de sa formation. La direction des couches dans les enclaves métamorphiques est différente de cette orientation nord-sud du granite : est nord est-ouest sud ouest à Mayoko, est-ouest au nord de Mayoko.

Il semble exister des failles de direction nord-sud et nord est- sud ouest, plus rarement est-ouest. Le tracé rectiligne de certaines rivières dans les directions précitées et la présence de rares mylonites paraissent confirmer la réalité de ces failles.

De cet ensemble de faits, il apparaît que :

- un premier mouvement contemporain de la granitisation a provoqué, d'une part, la mise sous tension des granodiorites en orientant leurs minéraux dans la direction nord-sud, d'autre part, des fractures de même direction dans les roches métamorphiques.
- des séries de failles sont apparues par la suite, dues au jeu d'une tectonique cassante, contre-coup d'orogénèse dans la région du Mayombe.

3 - LES FORMATIONS DE COUVERTURE DU SYNCLINAL DU NIARI

a) Pétrographie

- La série de la Bouenza ou Bouenzien

Cette série est connue sur le rebord sud et sud-ouest du massif granitique du Chaillu. BOINEAU (1959) estime qu'elle fait partie géographiquement du Chaillu. Le Bouenzien est placé à la base du système ^{du} Congo-Occidental, qui correspond au Précambrien supérieur. Il est subdivisé en quatre niveaux, qui sont en allant du plus ancien au plus récent :

Le Bz I : qui est composé d'argilites schistosées calcaro-dolomitiques, grises à mauves, assez massives, mais devenant finement litées, dès le début de leur altération. Ces argilites reposent sur le granite par l'intermédiaire d'un conglomérat épais d'une trentaine de centimètres. La puissance de ^{ce} niveau dans la région traversée par le chemin de fer est d'une centaine de mètres.

Le Bz 2 : ce sont des grès feldspathiques peu épais, souvent quartzitiques à la base. Leur épaisseur est d'une vingtaine de mètres, elle serait d'une centaine de mètres plus à l'est.

Le Bz 3 : calcaire argileux, assez épais, gris, passant localement à des schistes.

Le Bz 4 : grès feldspathiques parfois calcaireux, dont l'épaisseur est inférieure à 10 m, près du PK 108.

La tillite supérieure du Niari

Cette tillite est bien visible de part et d'autre de la Louessé, près de Makabana. Verte à lie de vin, on y trouve de nombreux galets, la plupart d'entre eux sont formés par des roches éruptives et métamorphiques provenant du massif du Chaillu. L'origine des autres galets peut être attribuée au Bouenzien et plus rarement, dans le cas de jaspes et dolomies, à du Francevillien. Le ciment est argilo-sableux et souvent calcaireux ; l'hétérométrie des sables est extrêmement marquée. Les lentilles gréseuses sont abondantes et forment parfois des bancs de quelques centaines de mètres de long.

- La série schisto-calcaire du Niari

Cette série se situe à la partie supérieure du système du Congo-Occidental et est représentée dans la région traversée par la voie de chemin de fer par trois étages dont l'épaisseur globale est d'environ 1000 m.

- SC I. Cet étage est divisé en trois niveaux :

Niveau SC Ia. L'épaisseur est faible. Sur une dizaine de mètres, on assiste à une répétition régulière de lits centimétriques de dolomie finement cristallisée, rose et grise. La constance de ce niveau est remarquable car on le suit, identique à lui-même, sur près de 300 km. Le passage au SC Ib se fait par intercalation de minces couches de dolomie dans des argilites calcaires lie de vin, qui représentent le faciès normal de la base du niveau supérieur.

Niveau SC Ib. Dans la région, il forme les hauteurs appelées traditionnellement " falaises du Niari ". Son épaisseur serait supérieure à 200 m. On peut le subdiviser en deux ensembles : L'un schisteux, l'autre calcaire. A la base, la sédimentation est à dominante de schistes calcaireux, souvent lie de vin, alors qu'au sommet les dépôts sont franchement calcaires.

Niveau SC Ic. Formé par des calcaires souvent oolithiques, cet étage n'est pas visible dans la région de Makabana.

- SC II. Cet étage comporte des calcaires et des dolomies plus ou moins argileux, des schistes et des calcaires à stromatolithes. Les cherts sont souvent abondants. La plaine de la Dihessé est située sur les formations de cet étage.

- SC III. L'étage supérieur forme les sommets surplombant les premiers kilomètres de la voie. Il est marqué par l'abondance de dolomies et par la présence de stromatolithes. Sa puissance est de l'ordre de 400 m.

b) Datations

Des mesures d'âge absolu ont été faites sur des galènes prélevées dans le SC III. Les âges trouvés vont de 740 ± 100 M.A. ^{à 735 M.A.} (CAHEN et SNELLING, 1966). Le problème de la genèse de ces minerais complique l'interprétation des résultats. NICOLINI (1959) admet que les minéralisations sont contemporaines du dépôt, pour les géologues belges, elles lui seraient postérieures. Quelles que soient les circonstances, le SC III s'est déposé au Précambrien.

c) La tectonique

Dans la région prospectée, les formations sédimentaires sont faiblement inclinées vers le sud. On ne remarque pas de phénomènes tectoniques importants. Les couches schisteuses du Bouenzien sont parfois fracturées, celles du SC I sont faiblement plissées. Pour BOINEAU (1959), les grés du Bz 2 auraient glissé sur les argilites du Bz I, en pinçant par endroits le niveau supérieure de ces argilites. En revanche, au sud-est du massif du Chaillu, région de Pangala, les formations sédimentaires sont plissées et fracturées selon une direction nord-est-sud ouest. L'accident majeur suit le contact granite/Bouenzien. Cette faille est jalonnée par des venues de dolérites. Le cours supérieur de la Bouenza qui s'écoule vers l'ouest l'emprunte. Ces accidents ont dû rejouer à une époque récente, car de nombreux cours d'eau entaillant des sédiments finitertiaires montrent un tracé rectiligne. Le cas le plus net est celui de la M^e Pama qui se trouve exactement dans le prolongement de la Bouenza. A l'ouest près du Mayombe, le mouvement responsable du plissement est de direction nord ouest-sud est.

**SYSTÈME DU CONGO OCCIDENTAL
CONGOLIEN P.IV**

Sous système du Niari

Série Schisto-gréseuse

M'Pioka

Série Schisto-calcaire

SC IV

SC III

SC II

SC I

Tillite supérieure du Niari

TN

Sous système du Kouilou

Série de la Bouenza

Bz

Série de la Louila

Lo

Tillite inférieure du Bas-Congo

TB

SYSTÈME DU BAMBA : BAMBIEEN P.II

Série de Mossouva

Mo

Série de M'vouti

Mv

Francevillien

F

Série de la Loukoulou

L

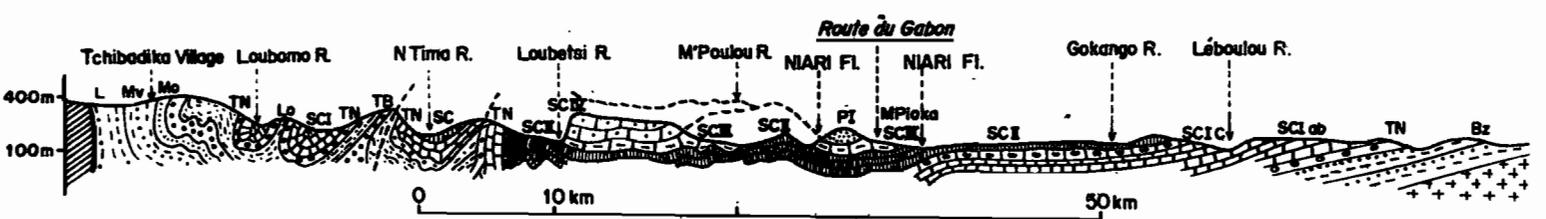
SYSTÈME DU MAYOMBE : MAYOMBIEN P.I

Granodiorites

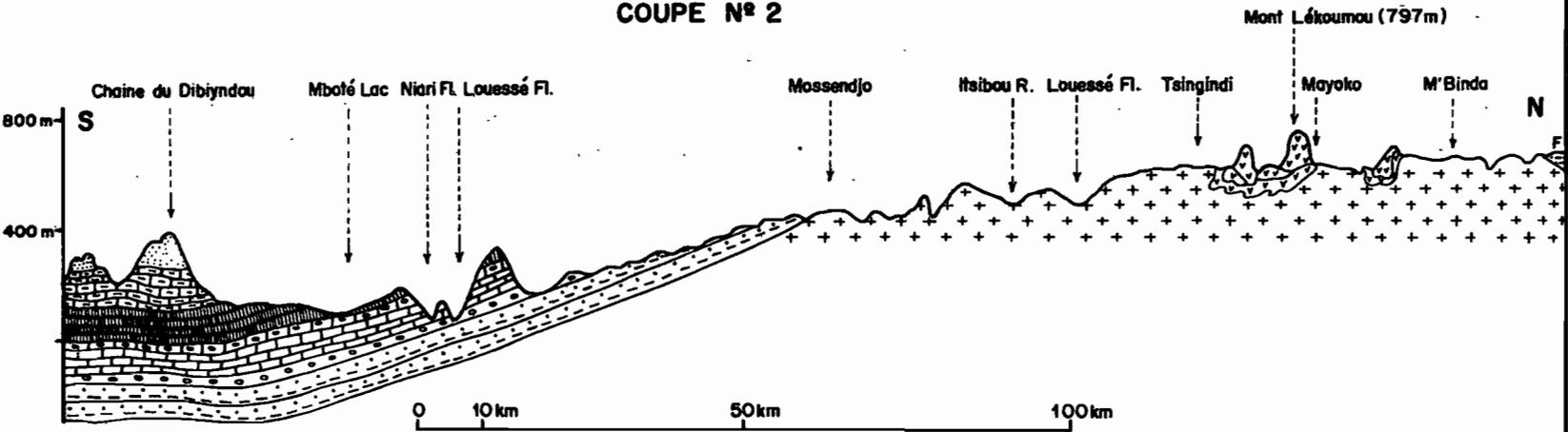
PRÉMAYOMBIEN P.I

Itabirites, Gneiss, Amphibolites

Mayombe Niari Chaillu
**COUPE N° 1 d'après NICOLINI
SYNCLINAL NIARI - NYANGA**



COUPE N° 2



Niari Chaillu

Figure N° 3

4 - LES FORMATIONS SITUEES SUR LE POURTOUR NORD ET EST DU MASSIF DU CHAILLU

Ces formations se trouvent en dehors du cadre de l'étude entreprise mais pour comprendre l'histoire du massif du Chaillu, il est utile de les décrire rapidement.

a) Le système de l'Ogooué

Ce système, décrit par COSSON (1957), est composé d'un ensemble de roches métamorphiques, qui sont parfois comparables à celles trouvées en enclaves dans le massif granitique du Chaillu. Ces formations limitent le massif au nord-est. Il n'a pas encore été possible de dater avec précision cette série. L'âge des pegmatites recoupant les formations de ce système est de 1900 M.A. ; Elles sont donc plus anciennes que le Francevillien.

b) Les dépôts du Francevillien

Au nord et au nord-est le massif est limité par les formations du Système Intermédiaire de COSSON (1956) et du Francevillien (BAUD, 1954).

- Caractères des dépôts

Les mesures d'âge absolu faites par BONHOMME ET WEBER (1969) ont donné le chiffre de 1740 ± 55 M.A. Le dépôt de cette importante série schisto-gréseuse est caractérisée selon WEBER (1969) par la grande variabilité des sédiments : plusieurs milliers de mètres dans la région d'Okondja, 1000 à 1500 m. à Franceville, "série réduite" mince à l'ouest. La présence de mûles du soubassement granitique a provoqué des lacunes dans la sédimentation. A l'extrémité ouest du massif on trouve des traces de "série réduite", série de l'Ohano près de M^e Bigou. Le Francevillien a donc recouvert une partie des zones actuellement élevées du massif granitique. L'étude des matériaux olastiques montre que les matériaux alluvionnés provenaient essentiellement du massif du Chaillu. Des venues volcaniques ont jalonné l'histoire de ces formations, les plus anciennes, basiques, sont limitées à la région d'Okondja à l'est, les plus récentes, acides, intéressent l'ensemble du géosynclinal. Vers le sud et l'est le Francevillien est masqué par les dépôts récents de la cuvette congolaise.

- Tectonique

WEBER (1969) estime qu'il s'agit d'un " géosynclinal embryonnaire " coincé entre les zones rigides du Chaillu et du Nord-Gabon. Les plissements observés seraient dûs à un resserrement du socle, postérieur au dépôt.

c) Les séries des plateaux Batékés

A l'est, le massif du Chaillu est limité par des collines sableuses dont le matériel a été déposé au Tertiaire.

- Stratigraphie

La succession stratigraphique est la suivante :

- à la base, la série du Stanley-Pool, gréseuse, composée de sédiments fluviolacustre et continentaux, d'âge jurassique supérieur, et crétacé,

- au sommet, la série des plateaux Batékés subdivisés en deux :

. Les grés polymorphes ou Ba I d'âge éocène,

. Les limons sableux ou Ba 2 d'âge néogène.

Le Ba I est formé par des grés à faciès variables, d'origine éolienne. Leur épaisseur peut atteindre 300 m. Des silicifications sont visibles dans la partie supérieure de la série. Les collines sableuses qui limitent le massif granitique à l'est sont formées par des matériaux du Ba I.

Le Ba 2, épais de quelques dizaines de mètres, est composé par un matériel sablo-argileux, jaune, non stratifié. Son origine n'est pas connue. Il forme la partie supérieure des plateaux Batékés faiblement inclinés vers l'est.

- Tectonique

La fin du Tertiaire est marquée par de légers mouvements qui auraient accentué la dépression centrale correspondant à la cuvette congolaise. Au début du Quaternaire de nouveaux mouvements auraient provoqué le basculement des Plateaux Batékés vers l'est ainsi que le jeu de failles anciennes nord-est-sud-ouest. C'est à cette époque que le cours du Congo se serait établi vers l'ouest, alors que jusque là il s'écoulait dans la cuvette congolaise qui formait à l'époque une dépression sans exutoire vers la mer.

C - HISTOIRE DU MASSIF DU CHAILLU

Les descriptions faites précédemment permettent de dégager les grandes lignes de l'évolution du massif aux différentes époques géologiques.

1) Au Prémayombien se sont déposées, puis ont été plissées les séries métamorphiques de la région de Mayoko et Zanaga.

2) Au Mayombien, cet ensemble métamorphique a subi une granitisation qui a provoqué la formation de faciès gris. Cette période comporte aussi le dépôt de quartzites, de micaschistes et de chloritoschistes. Ces formations datées avec certitude ne sont connues que dans le massif du Mayombe.

3) Au Bambien, l'émergence du Chaillu, suivie d'une érosion intense, a permis le dépôt des importantes séries schisto-gréseuses du Francevillien, augmentées d'apports volcaniques.

4) Au Congolien, la sédimentation se fait essentiellement dans la zone subsidente de la Nyanga et du Niari, c'est à dire au sud et au sud-ouest du massif du Chaillu. Les dépôts du Bouenzien comprennent à la base des argiles, puis des grès feldspathiques, des argiles calciques, et au sommet des grès calcareux. Un léger soulèvement du massif aurait provoqué le décollement, puis le glissement des grès du Bz 2 sur les argiles du Bz 1, ce qui provoque par endroit le plissement de celles-ci. Un épisode glaciaire interrompt le dépôt du Bouenzien. Le Chaillu était certainement émergé car la plupart des galets de la tillite proviennent des formations qui le composent. Ces dépôts marins de tillite contiennent de nombreux blocs, de granite, de roches métamorphiques et de quartzite du Bouenzien, et dont les faciès correspondent exclusivement à ceux des roches existant dans le massif du Chaillu.

Le "schisto-calcaire", qui se dépose par la suite, est caractérisé par des dépôts d'origine chimique et biochimique et d'autres détritiques fins. Les deux massifs émergés, Mayombe et Chaillu, devaient être bas et subir un climat chaud et sec. Entre ces deux massifs existaient une ou plusieurs lagunes. L'évaporation forte, commandée par le climat chaud, favorisait la sursaturation de l'eau et la formation d'évaporites, que l'on trouve épisodiquement dans la série. La présence de stromatolithes, qui apparaissent

dès le SC Ib, confirme l'existence d'un milieu marin peu profond. La variation de la qualité du dépôt correspond à des mouvements du fond. Le maximum de profondeur aurait été atteint lors du dépôt de calcaires purs du SC Ic. L'épaisseur des sédiments, accumulés sur 1000 m. environ, donne une idée de l'importance de la subsidence.

La fin du "schisto-calcaire" est marquée par un relèvement du Mayombe, ce qui a provoqué le plissement par écoulement du schisto-calcaire, situé sur son bord oriental. La reprise de l'érosion, qui accompagne ce mouvement, est caractérisée par le dépôt des sédiments détritiques ou "schisto-gréseux" de la M'Pioka, dans des bassins peu profonds et plus petits que ceux existant à l'époque du "schisto-calcaire". Le massif du Chaillu se relève lui aussi par des mouvements de réajustement isostatiques, mais plus tard, au début de l'Inkisi c'est à dire à la fin du Précambrien. Les phénomènes épirogéniques ont dû être moins importants que dans le Mayombe, le matériel qui en provient étant plus fin. La fin du "schisto-gréseux" est marqué par une émergence générale, accompagnée de mouvements importants dus à l'orogénèse ouest-congolienne.

5) Au Jurassique supérieur et au Crétacé se déposent sur le bord est du massif des sédiments fluviolacustres et continentaux, essentiellement gréseux. Ces grès, peu épais, sont transgressifs sur le granite dont ils dérivent en partie. Le Chaillu devait être peu élevé.

6) Au Tertiaire l'importance des dépôts éoliens démontre la présence d'un climat aride à semi-aride, entrecoupé de quelques périodes plus pluvieuses. SCOLARI (1965) estime qu'il existait, dans le massif du Chaillu, une barrière, qui a limité l'expansion des sables vers l'ouest. Cette barrière, située non loin des dépôts sableux actuels, aurait été depuis érodée.

D - CONCLUSION

Le massif du Chaillu a sans doute émergé au Mayombien. Son histoire, antérieure à cette époque, ne peut être reconstituée, les roches métamorphiques étant trop rares. On constate simplement l'existence d'une série sédimentaire métamorphisée et plissée, pré-mayombienne.

Dans la suite du Précambrien, l'histoire du massif s'est traduite par des suites de surrections épirogéniques, dues aux

contre-coups des orogénèses mayombiennes. Chacun de ces relèvements a provoqué des périodes d'érosion. Ces érosions, d'intensité variable, ont entraîné le comblement des bassins bordiers qui se sont déplacés, dans le temps, du nord vers l'est, puis vers le sud et le sud-ouest.

Après une lacune de sédimentation allant du Précambrien supérieur au Jurassique supérieur, les formations continentales de la cuvette congolaise sont venues recouvrir une partie du socle granitique, sur le bord est du massif du Chaillu.

III - LA MORPHOLOGIE

Il est admis que, dans ces régions proches de l'équateur et couvertes par la forêt, le paysage est formé par des collines à flancs convexes du type "demi-orange" formant un "dédale de croupes" (DERRUAU, 1956). On parle aussi de "relief en coupoles" donnant un paysage à alvéoles (HURAUULT, 1967), déjà CHOUBERT (1957) décrivait dans ces paysages un "modelé en ruches".

L'observation sur le terrain montre que le modelé est beaucoup plus complexe. On va le montrer de deux manières :

- par l'examen des grands types de formes du relief grâce à des cas typiques choisis à dessein;
- par la description d'ensemble de la morphologie des régions ici étudiées.

On essaiera ensuite une interprétation.

A - Quelques types de formes du relief

Les figures 4 à 9 sont des copies des cartes I. G. N. au 1/50.000e de la partie centrale du massif du Chaillu.

Examinons les une par une.

La figure 4 est extraite de la carte Koula-Moutou 4C. Dans l'ensemble elle présente bien le relief en "demi-orange" ou "coupole" évoqué plus haut. La dimension de ces coupoles est ici assez petite (500 m. environ). Dans le détail, les particularités suivantes apparaissent.:

- Au niveau de la cote la plus élevée (861), se trouve une surface plane (hachurée sur la figure 4) de près de 1/2 km². On retrouve dans les collines voisines de petites zones plates de la même altitude. Ceci nous écarte de la morphologie en demi-orange ou coupole : on présente d'anciens aplanissements.

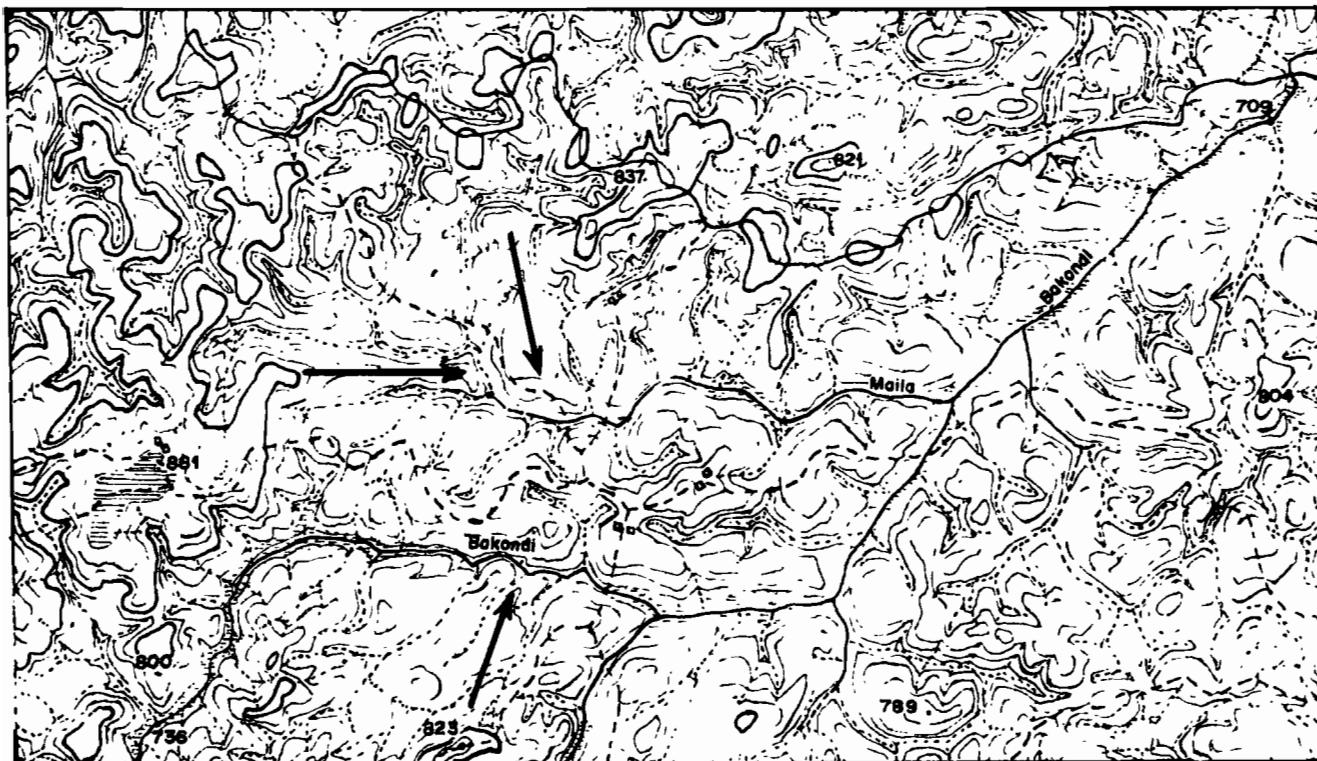


Figure 4



Figure 5

- Le passage des collines les plus hautes aux vallées qui les limitent se fait par un système de tremplin dont la forme rappelle celle des glacis de la zone tropicale (des flèches indiquent quelques cas de ce type). De plus, dans le même paysage, les collines plus basses ne présentent plus ce phénomène, mais, chose remarquable culminent à l'altitude des "glacis" supposés (760 m. environ). On devine l'existence d'un système de glacis, dont le réseau hydrographique actuel, très dense, ne peut être responsable. En effet, le haut des marigots montre un profil en V plus ou moins aigu mais passe vers l'aval à des profils en U dont le fond est plat et souvent marécageux.

Au total, le paysage en coupole de la figure 4 laisse présenter la dissection d'une vieille surface aplanie et la dissection de systèmes de glacis intermédiaires entre cette vieille surface et les niveaux de base actuels.

La figure 5 est extraite de la carte de Mossendjo 2b. Ce paysage permet de reconstituer une ancienne surface d'aplanissement dont l'altitude est de l'ordre de 700 m. Cette surface est entaillée par les affluents des deux grandes rivières issues du massif du Chaillu, la Louessé, à l'ouest et l'Ogooué, à l'est. Il est visible que, dans l'ensemble, la maille du réseau hydrographique est plus large à l'ouest qu'à l'est et ceci coïncide avec des niveaux de base moins profonds à l'ouest (vers 600 coté Louessé) qu'à l'est (vers 480 coté Ogooué). On voit de plus qu'à l'ouest, la taille des mailles augmente en moyenne de l'amont vers l'aval. Tout ceci nous écarte d'un simple schéma formé de coupoles juxtaposées, mais montre à nouveau la dissection d'une ancienne surface par deux systèmes fluviaux de différents niveaux de base, donc de différentes puissances.

La figure 6 est extraite également de la carte Mossendjo 2b. La région représentée est située à 20 km. à l'ouest de la précédente. Les plus hauts reliefs se situent autour de 800 m. Leur pourtour descend d'une manière rapide à un niveau proche de 700 m, analogue à celui de la figure 5. Il est net, grâce aux observations de terrain, que l'abrupt situé entre 800 et 700 m. est le résultat d'une érosion régressive, mais il est aussi net que ce système n'est pas actif actuellement. Voici à nouveau la trace d'anciennes morphologies planes et d'anciennes morphogénèses, avant les dissections actuelles.

La figure 7 est extraite de la carte Mossendjo 4d. Elle permet de reconstituer "derrière" le modèle actuel, la limite entre

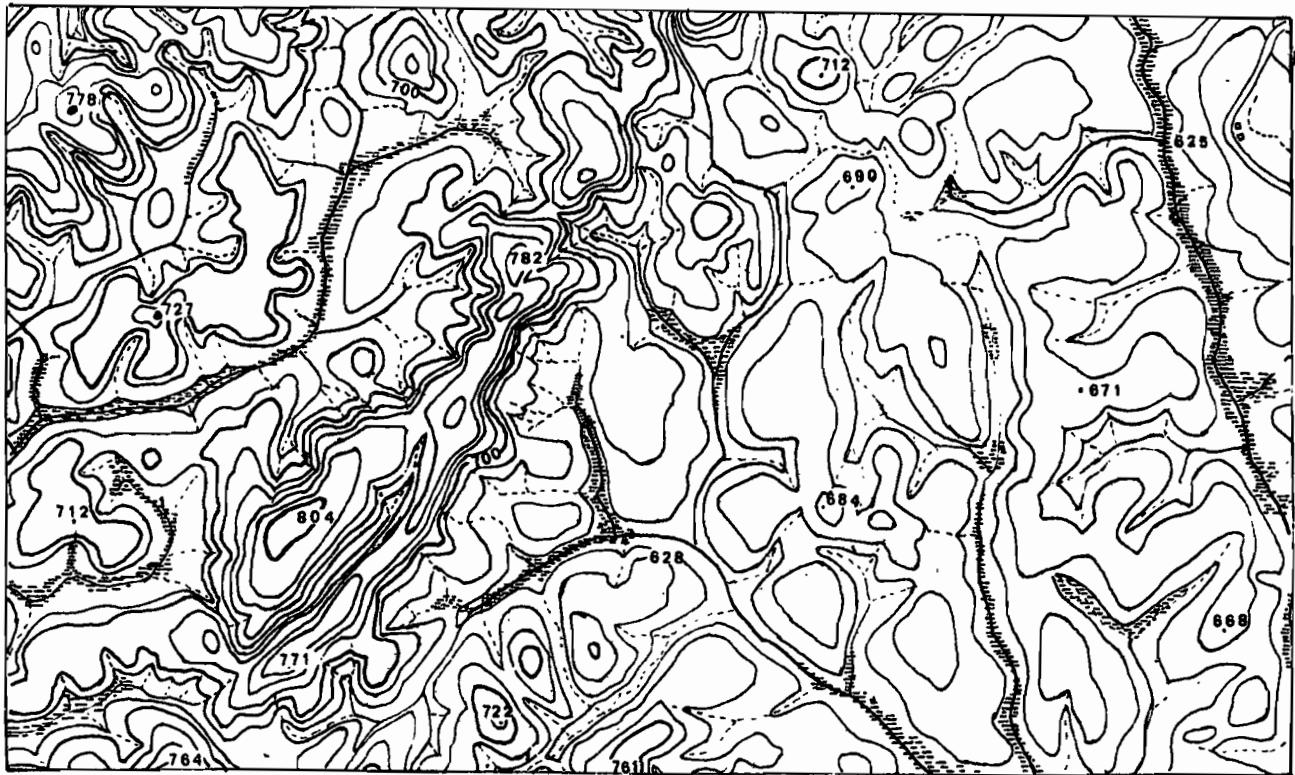


Figure 6



Figure 7

deux anciens aplanissements, dont l'altitude est cette fois de 560 m. dans la moitié nord ouest de la figure et de 480 m. dans sa moitié sud est. Autrefois, la rupture du profil de la Louessé devait se trouver là où un trait est tiré. Depuis, les chutes ont reculé de 4 km. environ. Le phénomène de surcreusement de la rivière et de ses affluents est nettement visible. L'érosion a laissé quelques points hauts derrière elle lors du grignotage de la surface cotée 560. On les voit au milieu et en bas de la figure. Ceci nous montre, dans un paysage en demi-orange ou en coupole, la trace d'anciens aplanissements qui obligent à distinguer, dans ces collines, deux ensembles, d'altitudes différentes.

La figure 8 est extraite de la carte Mossendjo 4d. On retrouve bien ici l'aplanissement déjà observé à 700 m. sur les figures 5 et 6. Il est ici abaissé à 640 m. parcequ'on se trouve à 70 km plus au sud et que l'ensemble de ces surfaces sont faiblement inclinées vers le sud. Mais sur ces plateaux légèrement ondulés qui peuvent atteindre 20 km², on retrouve des bosses qui dominent le paysage de plusieurs dizaines de mètres. Et le raccord de ces zones hautes à la surface de 580 m. d'altitude simule à nouveau des formes de glacis (zones hachurées). On retrouve les indications de la figure 4 et le raccord entre deux surfaces élevées par des formes de glacis.

La figure 9 est extraite de la carte Mossendjo 4b. Elle représente l'avancée extrême, vers le sud, de la surface précédente et se trouve vers 620 m. Ici il est manifeste, comme sur la figure 6, que l'érosion régressive est responsable du démantèlement du plateau. Le passage de la surface à 620 m. au lit des rivières se fait par un abrupt de 200 m. de dénivelée, rappelant une cuesta.

Ces quelques exemples montrent, qu'en pays équatorial au relief ^{en} demi-orange, une analyse attentive, peut, dans certains cas, permettre de voir les traces de morphogénèses antérieures. On saisit non seulement l'action incisive du réseau fluvial dense qui développe les coupoles aux flancs convexes, mais des histoires antérieures. On observe d'abord l'existence de sommets aplanis que l'on peut relier en surface d'altitude constante. On voit ensuite l'étagement de ces surfaces qui peuvent être multiples. De plus, le raccord entre ces surfaces se fait par des versants analogues aux glacis tropicaux. Enfin, on peut noter les traces d'érosion régressives qui engendrent des abrupts ~~neufs~~ qui ne sont plus en relation

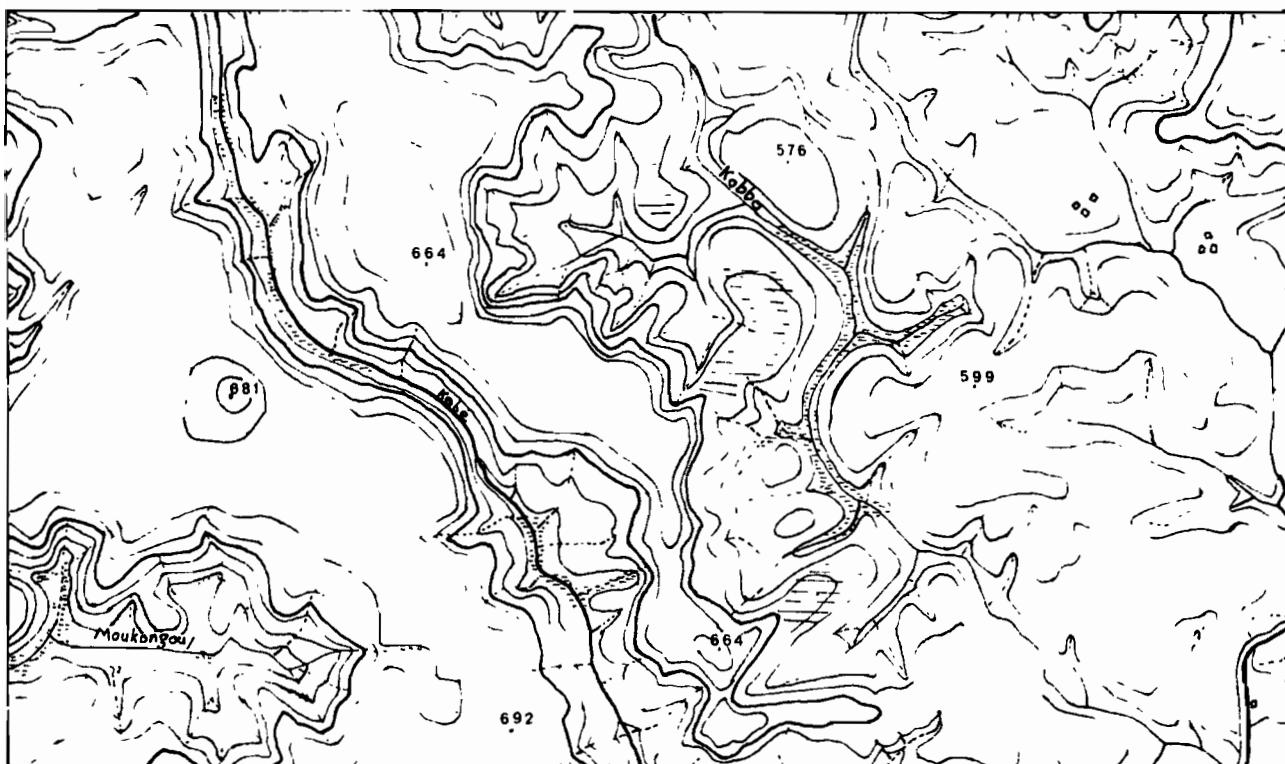


Figure 8

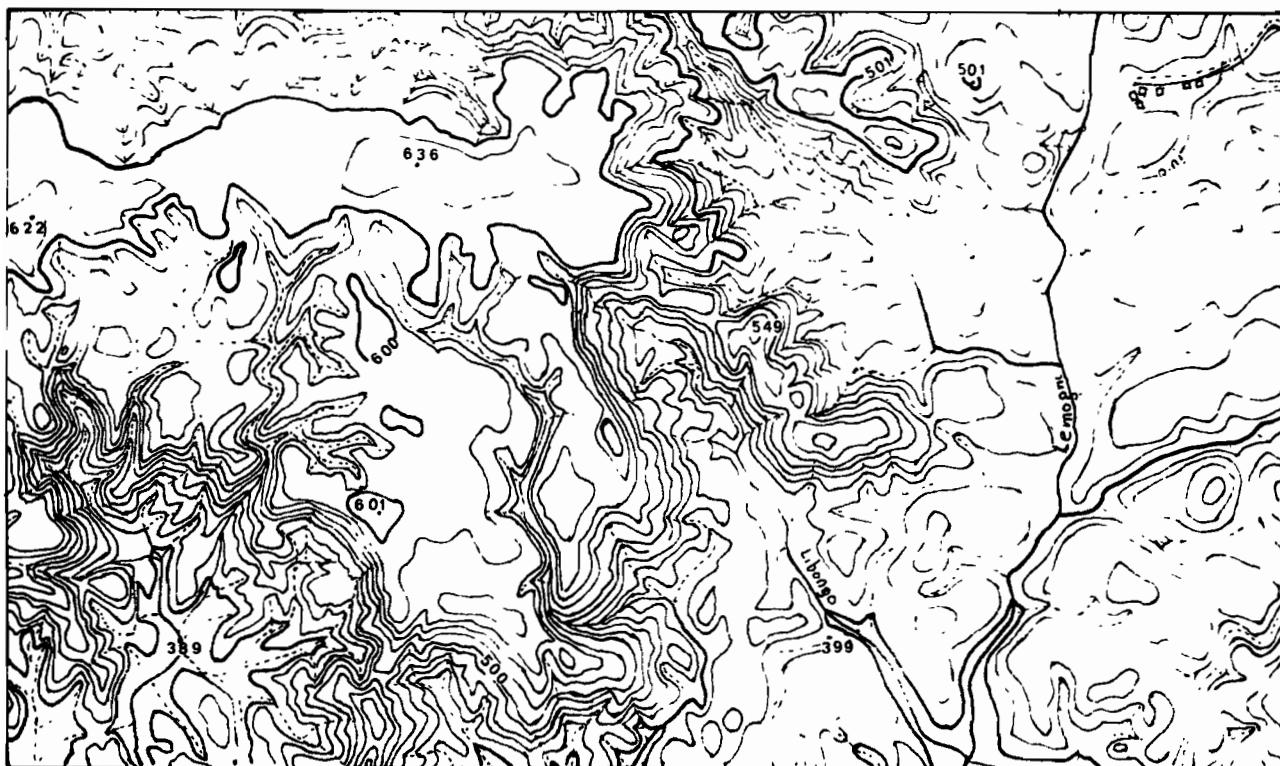


Figure 9

avec la dynamique actuelle de l'érosion.

Actuellement, le couvert forestier a tendance à bloquer toutes ces vieilles formes.

B - Les grands traits de la morphologie de la région étudiée.

La description sera faite en partant des zones les plus hautes pour aller vers les plus basses, c'est à dire du nord vers le sud, en suivant le chemin de fer, seules zones où existent des cartes topographiques au 1/50.000°.

1 - Le massif du Chaillu

a - Dans la région de Mayombo; près de Moungoundou, on constate qu'aux points les plus hauts, vers 860 m, correspondent des lambeaux de surfaces planes. Il s'agit vraisemblablement des restes de la plus ancienne surface d'aplanissement actuellement connue dans le massif. Les phénomènes de cuirassement paraissent importants, mais cette cuirasse ferrugineuse semble démantelée, ce qui laisserait à penser qu'à l'origine elle se trouvait plus haut. En certains points on trouve des blocs de bauxite ferrugineuse à structure alvéolaire, dont le faciès est différent de ceux que l'on observe lors de l'altération gibbsitique des roches feldspathiques. Au-dessus de ces bauxites ferrugineuses se trouvent des graviers, également ferrugineux, ainsi qu'une grande quantité de graviers de "flint clay" qui est constitué par de la kaolinite dure. La surface des plateaux est recouverte par un sol argilo-sableux, épais de 1 à 1,5 m.

b - A quelques kilomètres à l'est de la zone précédente on rencontre des aplanissements proches de la cote 800, inclinés vers le sud et l'est. Le manque de carte ne permet pas d'en connaître l'importance.

c - Dans la région de M^eBinda Mayoko on arrive, à l'aplanissement le mieux individualisé, qui est illustré par les figures 5, 6, 8 et 9. Son altitude, qui est de 700 m. au nord, décroît graduellement pour atteindre 620 m. 70 km au sud. Des témoins de cette surface, pouvant recouvrir une vingtaine de kilomètres carrés, se retrouvent au Congo comme au Gabon où le plateau de Makongonio a été particulièrement étudié dans le cadre de la prospection de bauxite. Le substratum est variable et va du granite aux roches sédimentaires, ce qui montre bien qu'il ne s'agit pas d'une surface structurale. Sous un horizon meuble de surface argilo-sableux, parfois très mince,

on rencontre des formations latéri^{ti}ques comprenant des gravillons ferrugineux, des blocs de cuirasse et par endroits, une cuirasse continue.

La surface de ces plateaux est faiblement ondulée et quelques collines la surplombent de 40 à 60 m. Sur le rebord est du massif, WEBER (1969) reconnaît une surface du même type fortement inclinée vers l'est. Dans la région de Mayoko, des alignements de sommets atteignant près de 800 m. limitent cet aplanissement. Il s'agit des restes d'une surface plus ancienne, parfois fortement cuirassée, comme dans le cas du Mont Lebayi.

d - Vers l'est, en longeant la Louessé, on arrive à un aplanissement, dont l'altitude passe de 600 m. au nord-ouest, à 540 m. au sud-est, près des chutes de la Louessé. Il s'agit ici d'un phénomène localisé, apparemment réglé par le niveau de base de la Louessé juste avant les chutes. On aurait là ce que HEINZELIN (1952) appelle une "pénéplaine partielle".

e - Au sud de cette zone, dans la région de Mossendjo, on passe à un aplanissement, dont l'altitude est de 480 m. environ. A partir de là les cartes topographiques manquent, il n'est donc pas possible d'en apprécier le développement. Plus à l'est, de BOISSEZON et GRAS (1970) signalent dans la région de Sibiti et Moyondzi l'existence d'une surface importante dont l'altitude serait de l'ordre de 500 m. Il semble logique d'estimer qu'il s'agit là d'une seule et même surface. Les documents cartographiques manquent dans la zone couverte par le Bouenzien. Il apparaît assez nettement que le relief est conditionné par la grande variation de la dureté des roches qui composent la série. Les zones plates s'observent la plupart du temps sur un substratum gréseux. Sur les argilites le relief est formé par une succession de petites collines à flancs convexes.

2 - La région du Niari

a - Les collines des bords du Niari se présentent en groupe. Elles atteignent 300 m. d'altitude, et sont formées par les calcaires et dolomies du Sc I. Ces collines à sommets arrondis sont entaillées par les larges vallées du Niari et de la Louessé.

b - La plaine de la Dihessé recoupe les formations du Sc II et la base du Sc III. C'est une zone basse, assez plate, orientée nord-ouest-sud-est. Elle est longue de 60 km et large de 20 km. Elle est formée

par une succession de petites dépressions formant parfois des lacs, souvent des marécages temporaires, réunies par des vallées sèches à fond plat. Le colmatage de dolines serait à l'origine de ces dépressions. Quelques rares rivières permanentes, au faible débit, parcourent cette région.

c - Les reliefs du sud-ouest marquent l'axe de la synclinale. Leurs sommets couronnés par des grès de la série du MⁱPioka sont plats, leur hauteur maximale est de 462 m. Quand la couverture gréseuse disparaît il se forme des pitons du type "pain de sucre".

3 - Conclusion

L'étude de la morphologie de la région fait apparaître l'existence de deux zones distinctes. D'un côté une région de savane où l'érosion est assez active, directement influencée par l'existence d'un grand fleuve, le Niari, de l'autre, un massif granitique subissant un climat chaud et humide protégé de l'érosion par la forêt. Ce massif est constitué par une succession d'aplanissements dont certains couvrent une grande surface ce qui démontre qu'il s'agit de véritables pénéplaines et non d'aplanissements localisés. Il faut noter qu'ils sont souvent jalonnés par des collines nettement plus hautes, plus ou moins érodées, témoins d'aplanissements antérieurs.

C - Essai de corrélation des surfaces d'aplanissement

1 - Etudes entreprises dans d'autres pays d'Afrique

a - Afrique de l'ouest

BOULET (1970) en haute-Volta, GRANDIN (1970) en Côte d'Ivoire, se sont penchés récemment sur ces questions. Ils ont dans l'ensemble adopté la chronologie de MICHEL (1959), établie au Sénégal. Cet auteur distingue quatre surfaces d'aplanissement, Jurassique, Crétacé, ^{Eocène,} fin Pliocène. Les cuirasses bauxitiques se retrouvent systématiquement au sommet des trois premières surfaces, la quatrième ou relief intermédiaire de VOGT (1959), est protégée par une cuirasse ferrugineuse. Le Quaternaire est marqué par la superposition de trois glacis, les deux plus anciens étant cuirassés.

b - Cameroun, R. C. A., Gabon

Au Cameroun, parmi les travaux les plus récents, il faut

citer ceux de SEGALEN (1967), MARTIN (1967, 1970), HERVIEU (1970). SEGALEN décrit les grands ensembles suivants :

- la surface gondwanienne anté-Érétacée. Son altitude varie de 1200 à 1400 m.
- la surface post-gondwanienne, d'âge fini-crétacé. Sa hauteur est située entre 1000 et 1200 m.
- la surface intérieure. Cette surface dont l'altitude moyenne est de 700m correspondrait à la surface Africaine de King (1961).
- la surface côtière. Son altitude varie entre 0 et 350 m. Sa mise en place remonterait à la fin du Tertiaire et au début du Quaternaire. En R. C. A. on retrouve à peu près le même type d'étagement, à l'exception, bien entendu, de la surface cotière (BOULVERT, 1971).

Au Gabon, CHATELIN (1968) sépare le pays en deux compartiments, littoral et continental, qui comportent également des surfaces anciennes et des surfaces jeunes.

c - Zaïre et Afrique Orientale

Les travaux sont nombreux, il faut citer ceux de CAHEN (1954), CAHEN et LEPERSONNE (1948), LEPERSONNE (1956), de HEINZELIN (1952 et 1962), RUHE (1954 et 1956), KING (1961), BISHOP (1966). Tous ces auteurs admettent l'existence de trois grandes surfaces :

- la surface post-gondwanienne, formée à la fin du crétacé,
- la surface Africaine, d'âge mi-Tertiaire,
- la surface Victoria Falls, façonnée à la fin du Tertiaire.

Pour CAHEN et LEPERSONNE (1948), P1 correspond à la première, P2 à la seconde, P2 b, P3 et P4 à la dernière qui englobe ici le Quaternaire. L'imperfection des aplanissements P3 et P4 tient à leur durée de vie beaucoup trop courte.

2 - Les aplanissements dans le massif du Chaillu

Lors de la description de la morphologie du massif, trois unités sont apparues comme remarquables. Ce sont :

- une zone très restreinte dont l'altitude est supérieure à 800 m. dans les monts de Birougou,
- les nombreux plateaux qui se situent entre 640 et 700 m.
- les aplanissements vers 500 m. rencontrés à Mossendjo, Sibiti, Moyonizi.

a - Datation des aplanissements

Par analogie avec le Zaïre proche et avec les études faites

par GRAS (1970) dans le Mayombe, ces unités pourraient être datées de la façon suivante :

- Surface de la fin du Crétacé : elle comprendrait les zones hautes du massif dont l'altitude est supérieure à 800 m.
- Surface mi-Tertiaire : tous les plateaux situés vers 700 m. en seraient témoins.
- Surface de la fin du Tertiaire : les traces du cycle le plus ancien et le mieux représenté correspondent aux aplanissements de la région de Mossendjo, Sibiti, Moyondzi. Ce serait le P2 b de CAHEN et LEPERSONNE (1954).
- Au Quaternaire, se serait formée une série d'aplanissements localisés, descendant jusqu'au Niari.

b - Etude critique des datations adoptées

Plusieurs facteurs viennent compliquer les possibilités de corrélation des surfaces du massif du Chaillu, avec celles des régions voisines. Il y a l'absence dans certaines régions de documents cartographiques, la présence d'aplanissements partiels, qui en multipliant les zones plates jusque dans le coeur du massif risque de faire passer pour ancien un phénomène récent. Par ailleurs, l'effet des mouvements tectoniques sur la variation des hauteurs des surfaces est inconnu dans la région.

Le cas de la surface du crétacé est complexe. Les arguments favorables à cette datation sont : la présence de zones très plates situées à la même hauteur, distantes de plusieurs kilomètres et l'existence d'une cuirasse assez épaisse. L'étude du cuirassement de ces plateaux est extrêmement fragmentaire. La cuirasse est partiellement démantelée, parfois en très gros blocs. Il n'a pas été possible de savoir s'il s'agissait d'un démantèlement sur place ou de matériel rapporté. Compte-tenu de la taille des blocs, si transport il y a, il s'est effectué sur une faible distance. Il se pourrait donc que cette surface fini-crétacé se trouve plus haut dans le paysage, dans la partie non explorée des monts. Que représente la petite surface cuirassée trouvée à 800 m. au mont Lekoumou, près de Mayoko? Elle domine très nettement la surface attribuée à celle du mi-Tertiaire. Il est donc logique de penser qu'il s'agit d'un lambeau de la surface fini-crétacé, légèrement inclinée et dont la pente serait de 1‰, ce qui ne paraît pas excessif.

La surface la mieux représentée est celle qui correspond aux plateaux situés à une altitude de 700 m. Dans la plupart des pays

voisins, c'est le cas de la surface mi-Tertiaire. Cette altitude correspond à peu près à celle du sommet des grès polymorphes du Ba I, que l'on retrouve à une centaine de kilomètres à l'est. Or la fin du dépôt de ces grès est marquée, au mi-Tertiaire, par un aplanissement généralisé. Il paraît donc normal d'estimer que ces surfaces sont du même âge, c'est à dire mi-Tertiaire.

Le dernier aplanissement bien développé au Zaïre est celui du P2 b. Dans la région il s'agirait des plateaux, dont l'altitude est de 500 m. et qui auraient donc été formés à la fin du Tertiaire.

d - Conclusion

La morphologie du massif du Chaillu est formée d'une multitude de collines bombées, comme il est habituel en pays équatorial forestier. Mais dès que l'examen se précise, on voit que cette morphologie est marquée par d'anciens aplanissements mesurables. C'est une érosion intense qui a disséqué ces anciennes surfaces par un enfoncement du réseau hydrographique tel qu'il fonctionne encore actuellement. En comparant les indications recueillies dans le massif du Chaillu et celles qui nous viennent du Zaïre, il est à peu près certain qu'il existe trois aplanissements principaux. Ceux-ci sont ainsi, par comparaison, datés de la fin du Crétacé, du milieu du Tertiaire, et de la fin du Tertiaire. Les deux derniers sont les mieux développés. Le Quaternaire n'aurait fourni que des aplanissements localisés, en relation avec les niveaux de base successifs du système fluviatile.

Deuxième partie - les profils d'altération

Cette partie est subdivisée en six chapitres qui traitent des divers profils d'altération rencontrés dans le paysage, tel qu'il est schématisé dans la figure 10. Les deux derniers chapitres sont consacrés à des profils d'altération, particuliers, fortement influencés par la nature de la roche mère. L'intitulé des chapitres est le suivant :

- IV Caractères généraux des profils d'altération,
- V Les profils de plateaux,
- VI Les profils situés au sommet ou sur les pentes des collines, peu ou pas influencés par la nappe,
- VII Les profils de bas des pentes évoluant dans les zones humides,
- VIII Les profils sur roches ultrabasiques,
- IX Les profils sur roches sédimentaires schisto-carbonatées.

IV - CARACTERES GENERAUX DES PROFILS D'ALTERATION

Tous les profils rencontrés comprennent trois horizons distincts. Pour les séparer les pédologues, d'Afrique Centrale utilisent souvent les lettres A, B, C, STOOPS (1967) les désigne par α , β et γ . Pour éviter les confusions, ces deux nomenclatures n'ont pas été utilisées. On distingue :

- Un horizon superficiel, appelé aussi A ou α , en général homogène par sa couleur, la nature et la qualité de ses divers constituants.

- Au-dessous, un horizon gravillonnaire, horizon de concentration d'éléments grossiers, de formes et de tailles diverses, en général ferruginisés. Il est souvent appelé "stone-line" ou "nappe de gravats" Une mise au point très complète, sur les études concernant cet horizon, a été faite par J. VOGT en 1966.

- A la base, un horizon d'altération appelé aussi C ou γ . Il englobe une succession de niveaux souvent bien distincts. Au contact de la roche saine, et sur une épaisseur variant de 10 cm à quelques mètres, la roche devient poudreuse. Les feldspaths sont blanchis alors que les autres minéraux paraissent intacts. On se trouve

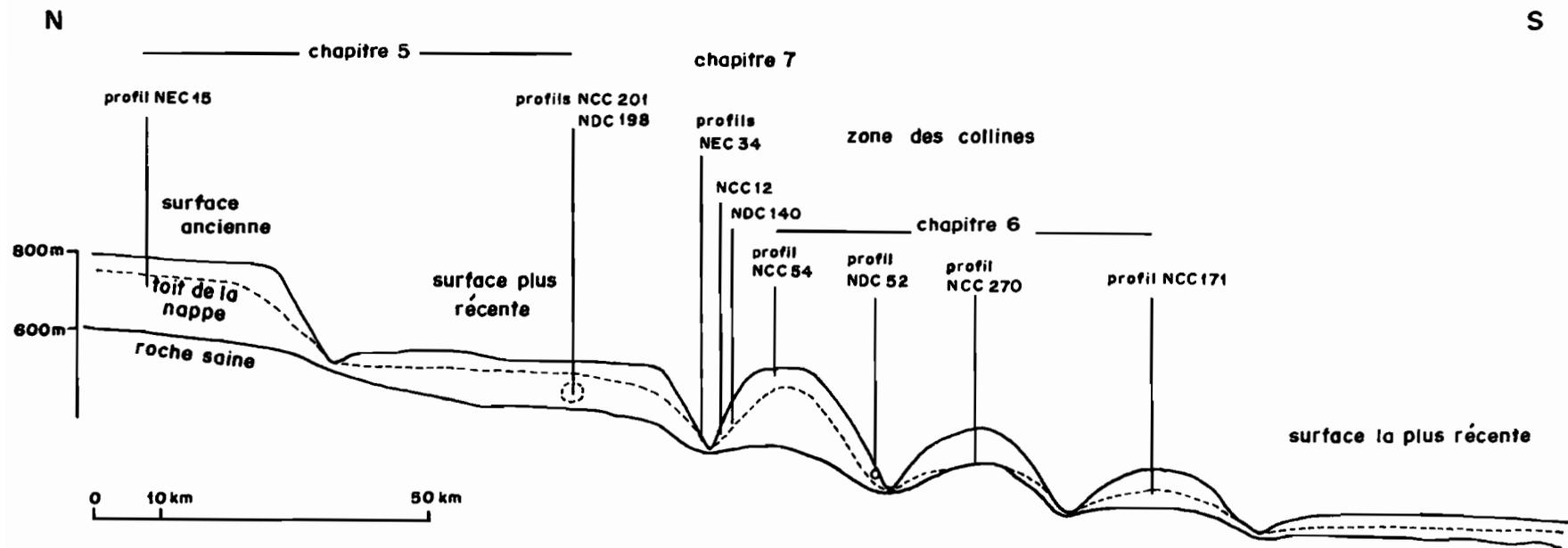


Fig. 10 - Répartition schématique des profils du Nord au Sud du massif du Chaillu

dans la zone de départ de LACROIX (1913) dans le sens proposé par MILLOT (1964) ou l'arène sableuse de LELONG (1967) et TARDY (1969).

- Au-dessus, sur une hauteur pouvant dépasser 50 m. on passe à une formation dans laquelle ne subsistent plus que les minéraux de néoformation, ainsi que les minéraux primaires difficilement altérables. Deux cas sont possibles. Ou bien, les textures et structures paraissent conservées. Dans ce cas la kaolinite est dominante et l'on se trouve alors dans l'arène plastique de LELONG (1967) ou la lithomarge à structure conservée de TARDY (1969). Ou bien, les structures n'apparaissent pas et ceci correspond aux altérations rouges à dominante gibbittique où les structures sont masquées. Mais les observations microscopiques montrent qu'elles sont conservées. La locution de TARDY est donc applicable aux deux cas.

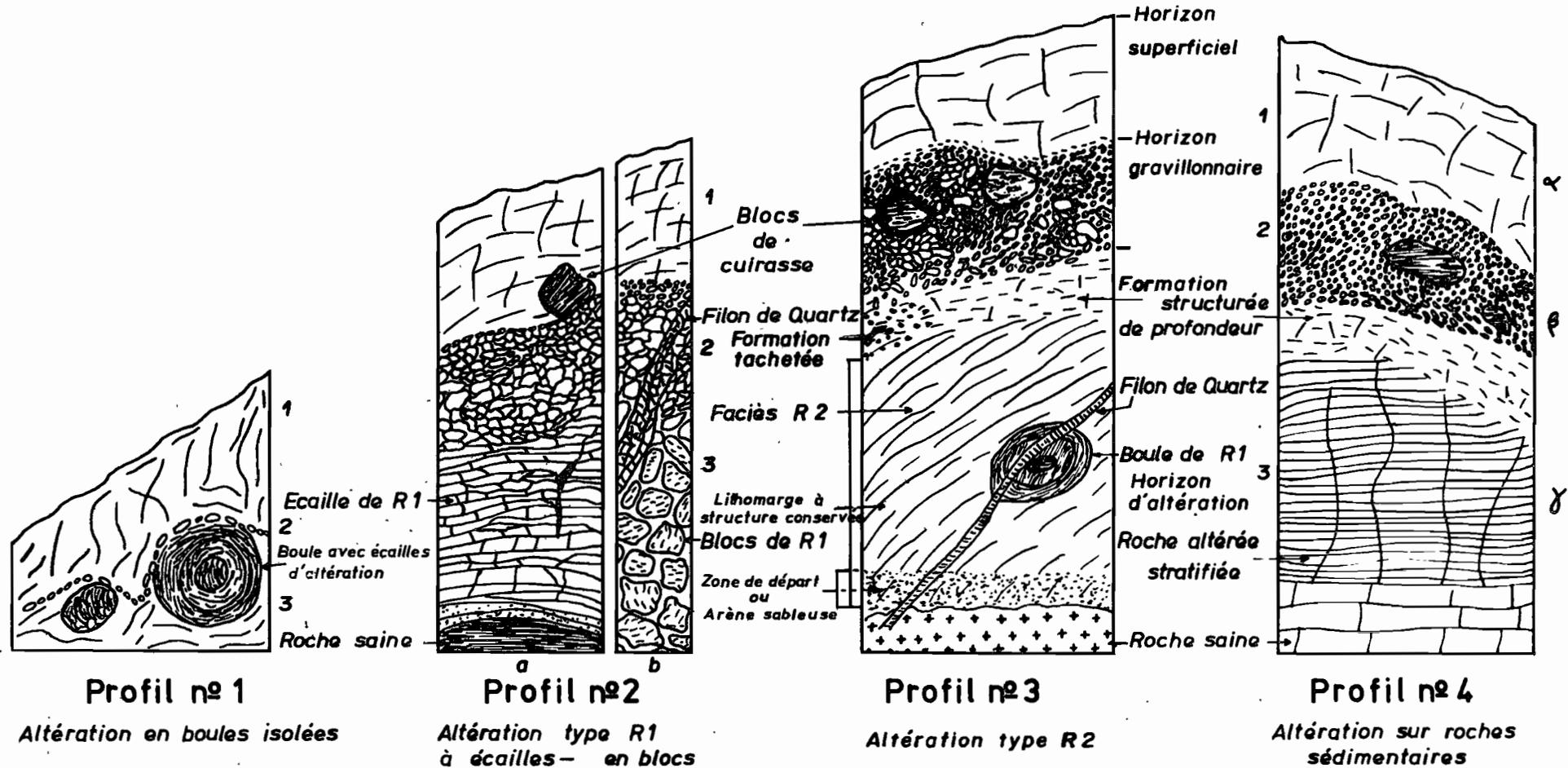
- Au sommet de cette lithomarge à structure conservée, et dans le cas d'altération kaolinique seulement, on trouve parfois un niveau mince, épais de 1 m. au maximum, appelé par LAPORTE (1962) : formation structurée de profondeur. Quand il existe, il forme le sommet de l'horizon d'altération et correspond à la lithomarge à structures pétrographiques détruites. Au sommet de la lithomarge à structure conservée ou dans la formation structurée de profondeur, peut exister un niveau, continu ou discontinu, appelé formation tachetée, connu aussi sous le nom d'argiles bariolées, tachetées à canaux. Le terme d'argile est à prohiber car ces formations existent dans des terrains contenant 85% de quartz.

Dans l'ensemble, la terminologie de TARDY (1969) est celle qui convient le mieux pour les profils rencontrés dans le massif du Chaillu avec, toutefois une restriction pour le terme "argile tachetée" que l'on a appelée ici "formation tachetée".

En résumé les termes utilisés sont les suivants :

- horizon superficiel
- horizon gravillonnaire
- horizon d'altération
 - formation tachetée
 - lithomarge à structure détruite ou
 - formation structurée de profondeur
 - lithomarge à structure conservée
 - zone de départ
- roche saine

PROFILS TYPES



- 1 - Horizon superficiel
- 2 - Horizon gravillonnaire
- 3 - Horizon d'altération

Figure 11

Très souvent, les caractères minéralogiques et granulométriques de l'horizon superficiel et de l'horizon d'altération paraissent identiques. La figure 11 représente quelques profils de ce type.

A - Les différents types d'horizon

1) Horizon superficiel (représenté sur les profils de la figure 11)

Caractérisé par sa grande homogénéité de texture, de structure et de couleur, la couleur de l'horizon superficiel varie de l'ocre jaune à l'ocre rouge. Ceci est caractéristique des sols ferrallitiques. Les éléments constitutifs ne varient pas de façon notable sur toute l'épaisseur. Ils sont essentiellement composés par des éléments fins, comprenant de la kaolinite, des hydroxydes de fer et d'aluminium et des minéraux résiduels des roches, particulièrement résistants, comme le quartz, le Zircon et la tourmaline. Cette homogénéité de texture est parfois rompue par la présence de rares petits blocs centimétriques de roches altérées ou de quartz. L'horizon superficiel peut atteindre 6 mètres d'épaisseur. Le passage à l'horizon sous-jacent paraît net.

2) Horizon gravillonnaire (représenté en p sur la figure 11)

Cet horizon est caractérisé par la concentration d'éléments grossiers de nature variée, formés essentiellement de concrétions ferrugineuses et de débris de quartz. Dans quelques cas particuliers, on a trouvé des concentrations de concrétions gibbsitiques, surtout à la base de l'horizon, ainsi que de grands cristaux de tourmaline, de columbotantalite et de muscovite. Tous ces éléments disjoints sont cimentés par un matériau fin comparable à celui de l'horizon superficiel, et plus rarement, par de la gibbsite. L'épaisseur de cet horizon peut être de 3 m. dans les parties hautes du paysage. Il a tendance à s'amincir quand on descend le long des pentes, au bas desquelles il disparaît parfois. La distribution et la nature des éléments dans cet horizon sont schématiquement les suivants :

a) dans la partie supérieure, On rencontre des concrétions centimétriques arrondies, ferrugineuses, à patine sombre. Très souvent ces matériaux sont de nature pétrographiques différentes de celles du substratum : débris de quartz de types divers, filonien, cherts, débris de géodes, galets de la tillite. Ces débris quartzeux sont en général anguleux, rarement roulés. On y trouve aussi parfois de gros blocs de cuirasse. Cette partie supérieure dépasse rarement 20 cm. d'épaisseur.

b) Au milieu, on trouve une accumulation d'éléments ferruginisés, souvent disjoints, concrétions, blocs, mais dont certains caractères minéralogiques et pétrographiques sont identiques à ceux de la roche altérée située plus bas dans le profil. Parmi ces caractères, un des plus importants porte sur l'observation de la taille et des formes du quartz, qui permet de reconnaître des éléments provenant de roches granitiques, gneissiques ou sédimentaires.

c) Dans la partie inférieure, on rencontre des blocs décimétriques, non jointifs, de roches altérées et ferruginisées, dont la nature est identique à celles du substratum. Ce niveau peut manquer quelquefois.

Il ressort de ces descriptions que l'horizon gravillonnaire est composé de deux types de concrétions ferrugineuses. Les unes allochtones ne paraissent pas dériver de la roche sous-jacente, elles sont essentiellement situées à la partie supérieure de l'horizon. Les autres, apparemment remaniées, proviennent très nettement de la transformation des roches du substratum. La limite de cet horizon avec l'horizon d'altération sous-jacent est souvent nette.

3) Horizon d'altération (représenté en γ sur la figure 11)

On distingue dans l'horizon d'altération deux grands types :

a) L'altération se fait en blocs cohérents : faciés R1 (figure 11
profil 2)

On passe insensiblement de la roche saine à l'horizon gravillonnaire sans que des niveaux particuliers ne se différencient. Les structures des roches ne sont pas toujours reconnaissables.

b) L'altération produit un matériel friable : faciés R2 (figure 11
profil 3)

L'altération produit un matériel argileux, dont l'épaisseur est très variable. Des sondages dans la région de Zanaga ont reconnu qu'elle pouvait atteindre un maximum de 66 m. Dans la partie supérieure de cet horizon apparaît un niveau bariolé à alternance de taches rouges et blanches. Ce changement d'aspect se produit :

- Soit dans un "horizon structuré de profondeur"

LAPORTE (1962), mince parfois absent, caractérisé par sa compacité et l'absence de structures pétrographiques et qui correspond à une lithomarge à structures détruites.

- Soit au sommet d'un horizon argileux à structures de

la roche initiale conservées.

c) Passage de la roche mère

Quel que soit le type de l'altération, au contact de la roche saine, il existe toujours une zone à feldspaths blanchis et cariés (LENEUF 1959), dont l'épaisseur varie de quelques centimètres à un mètre.

4) Limites des différents horizons

a) limite entre l'horizon superficiel et l'horizon gravillonnaire

La limite entre le matériel fin de l'un et les éléments grossiers de l'autre paraît très nette. En fait, il existe souvent une petite zone intermédiaire, épaisse d'une dizaine de centimètres, enrichie en quartz et en très petites concrétions ferrugineuses. Cette limite suit, grosso modo, la topographie actuelle mais dans le détail elle est très souvent festonnée.

b) Limite entre l'horizon gravillonnaire et l'horizon d'altération

- Cas des faciès d'altération en blocs cohérents. La limite est graduelle et parfois difficile à trouver. Au sommet de l'horizon d'altération, les blocs sont souvent jointifs et subhorizontaux. Dans l'horizon gravillonnaire, on constate que des blocs identiques sont disjoints et désorientés, ou parfois, orientés parallèlement à la topographie actuelle, ce qui est un indice de remaniement. La limite se placerait au changement d'orientation des blocs, ce qui laisse subsister une bonne marge d'erreur.

- Cas des faciès d'altération friable.

La séparation est assez nette. Elle correspond à la disparition des blocs et concrétions.

B - Les principaux faciès d'altération

Les différentes voies suivies par l'altération se manifestent surtout au niveau de l'horizon d'altération et non dans les horizons superficiels. On peut distinguer cinq grands types de faciès d'altération.

1) Altération en boules isolées (figure 11, profil 1)

Dans certains profils, on observe en bas de pente des

blocs isolés de roches incomplètement altérées; il s'agit toujours de roches éruptives ou métamorphiques grenues. Ces blocs sont noyés dans un horizon comparable par sa texture, sa structure et sa couleur à l'horizon superficiel. Il n'en est séparé que par un horizon gravillonnaire réduit à un lit de gravats. Dans quelques cas ce dernier semble disparaître complètement et il n'apparaît plus que l'horizon superficiel.

2) Le faciès d'altération cohérent ou faciès R1, est caractérisé principalement par la cohésion de la roche altérée. Sa couleur est en général rouille, plus rarement jaune. Ce faciès peut être subdivisé en deux types, (figure 11, profil 2 a et b).

a) Le premier type est formé par un empilement d'écailles d'altération, souvent fortement diaclasées. Les fissures sont remplies d'argile rouge. L'ensemble donne une impression de stratification.

b) Le deuxième type est composé par des blocs plus ou moins jointifs, séparés par des fissures de largeur variable, remplies d'argile.

3) Le faciès d'altération fluant ou faciès R2. La roche, complètement altérée, ne comprend plus que de l'argile et des minéraux résiduels comme le quartz. Elle est pulvérulente à l'état sec, gorgée d'eau elle devient fluide. La texture des roches mères est bien visible, les feldspaths et les plagioclases restent blancs alors que les minéraux ferro-magnésiens forment des taches brunes ou mauves. Un niveau d'argiles bariolées existe souvent au sommet de l'horizon d'altération, ainsi que plus rarement un niveau structuré de profondeur. Noyées dans cette masse d'argiles on trouve, surtout vers le sommet de l'horizon, des boules isolées de faciès cohérent, qui peuvent atteindre 1 à 2 m. de diamètre (figure 11, profil 3). En général l'écoulement de l'eau se fait de façon diffuse à travers les argiles, mais dans quelques cas, à la base des grandes coupes, on trouve de véritables sources. L'évacuation de l'eau se fait par des canaux dont le diamètre peut atteindre plusieurs centimètres, ce qui démontre qu'il existe dans cette masse, apparemment homogène, des zones de drainage privilégié.

4) Le faciès d'altération mixte. Les horizons d'altération peuvent présenter parfois des caractères intermédiaires entre ceux

des faciès R1 et R2. Ce faciès mixte est moins pulvérulent que le R2 typique. La couleur dominante est le rouge et les structures paraissent détruites.

5) Le faciès d'altération de roches sédimentaires litées (figure 11, profil 4), correspond à l'altération de calcaires argileux, d'argilites schistosées et de dolomies. Il est caractérisé par l'accentuation du litage de la roche, favorisé par la présence de lits micacés et la conservation des structures sur une grande hauteur, malgré un très important départ de matière. Au sommet de l'horizon d'altération, on note la présence, courante, d'une formation structurée de profondeur et de formation bariolée

C - CONCLUSION

Pratiquement, tous les profils observés sont formés par la superposition de trois horizons d'épaisseur variable. Il s'agit en partant de la surface, de l'horizon superficiel, de l'horizon gravillonnaire et de l'horizon d'altération.

Les caractères minéralogiques et granulométriques de l'horizon superficiel et de l'horizon d'altération paraissent en général identiques, alors que très souvent le sommet de l'horizon gravillonnaire contient des éléments étrangers au substratum. Il est net que l'un des problèmes importants posés par ce genre de profils, est celui de la mise en place de ces éléments allochtones et de l'horizon superficiel qui les surmonte.

V - LES PROFILS DE PLATEAUX

Quelle que soit l'ancienneté des plateaux, les profils qu'on y creuse, présentent de nombreux points communs. L'horizon d'altération, en particulier, est ici constitué essentiellement de kaolinite. Les différences vont surtout porter sur l'importance de la gibbsite dans les horizons superficiels et gravillonnaires. Pour cette raison, deux types de profils seront décrits, l'un sur l'aplanissement considéré comme le plus ancien, l'autre sur un aplanissement plus récent.

A - Profils de plateaux anciens.

Les puits creusés dans la région de Mayombo, non loin de Mougoundou nord, près de la frontière gabonaise, n'ont atteint que très rarement le sommet de l'horizon d'altération (2 fois pour 10 puits). Les plateaux étudiés, correspondent à des lambeaux de l'aplanissement à 860 m, qui est le plus ancien de la région (éventuellement fini-crétacé). Le profil qui sera décrit ici est un profil type, synthèse de l'observation d'une dizaine de profils répartis sur trois petits lambeaux de plateaux assez rapprochés.

1 - Description du profil

On retrouve comme partout ailleurs la superposition des trois horizons typiques.

a) L'horizon superficiel est formé par un sol argilo-sableux, jaune, relativement peu épais (1,5m. environ).

b) L'horizon gravillonnaire comprend de nombreux éléments :

- vers le haut, des concrétions ferrugineuses souvent petites, des pseudo pisolithes contenant des passées blanches et roses de kaolinite massive (flint clay) et des débris de quartz filonien ;

- plus bas, on retrouve les mêmes éléments formant des blocs, cimentés par la gibbsite et la matière ferrugineuse. On trouve aussi dans ce niveau des blocs décimétriques de bauxite vacuolaire.

c) L'horizon d'altération a été observé dans deux trous, situés à la rupture de pente, quelques mètres sous le sommet des plateaux. A ce niveau, il est constitué par une lithomarge à structure détruite rouge, peu épaisse, surmontant un niveau de formation tachetée, dans laquelle les trous ont été arrêtés. Ces deux formations sont riches en argile et paraissent provenir de l'altération de granite.

2 - Etude des profils

Il ne sera question ici que des points importants, que les différentes méthodes d'étude ont permis de mettre en évidence.

a) L'horizon d'altération est composé par de la kaolinite, un peu de fire-clay, un peu de gibbsite et de goethite. De l'observation microscopique, il ressort qu'une partie, au moins, de la gibbsite, provient d'apports.

b) L'horizon gravillonnaire. Les blocs de bauxite vacuolaire, riches en alumine, pauvres en fer et en quartz, ne contiennent pas de témoins de minéraux primaires caractéristiques comme des micas kaolinisés, ou des réseaux de goethite résultant de l'hydrolyse de la hornblende et systématiquement retrouvés dans le cas d'altération directe de roches feldspathiques. La gibbsite observée ici ne provient pas d'une altération de ce type mais plutôt de la destruction de la kaolinite.

c) L'horizon superficiel présente les minéraux suivants :

- la kaolinite
- le fire-clay, parfois plus abondant que la kaolinite.
- la gibbsite, abondante dans l'ensemble, est parfois plus abondante que les deux autres minéraux réunis. Cette gibbsite se présente sous un faciès poudreux, et une grande partie de ce minéral se retrouve dans la fraction inférieure à 2μ .
- la goethite, en quantité variable et souvent relativement élevée.
- le quartz, dont le taux varie entre 15 et 25% et qui se retrouve essentiellement dans la fraction grossière. La plupart des grains, surtout parmi les plus gros, sont enrobés par une mince pellicule ferrugineuse.

3 - Particularités dues à la présence de plateaux

Un certain nombre de particularités liées à la présence

de plateaux ou, à leur ancienneté, doivent être signalées.

Sur les bords des plateaux, les pentes sont en général fortes et on trouve même par endroit, quand l'horizon gravillonnaire est mince, des sols jeunes à biotites vermiculitisées qui prouvent que la zone de départ a été atteinte par l'érosion.

L'aire de distribution des pseudopisolithes de flint clay, dont l'origine est inconnue, paraît assez importante. Ils ont été trouvés trois fois dans l'horizon gravillonnaire, à des distances supérieures à 10 km. d'un point à un autre.

On ne trouve pas de cuirasse continue sur les plateaux. L'horizon gravillonnaire contient des blocs disjoints, parfois très grands (jusqu'à 3 m³). Compte tenu de leur taille, ces blocs proviennent du démantèlement d'une cuirasse située à peine plus haut que les plateaux actuels.

Sur les bords des plateaux, vers la mi-pente et même au-dessus il existe des cuirasses dites de bas de pente et c'est à la base de ces cuirasses qu'apparaissent les sources les plus hautes. La lithomarge kaolinique située au contact de la cuirasse est affouillée et il se forme une véritable petite grotte. Ceci montre qu'une partie de la kaolinite a été exportée par de l'eau de la nappe. Des observations faites en début de saison des pluies ont montré que les eaux de sources étaient parfois laiteuses. Il peut donc y avoir une érosion mécanique de particules argileuses par les eaux de circulation interne.

4 - CONCLUSION

Les profils de plateaux anciens formés par la superposition des trois horizons décrits précédemment sont caractérisés par :

- un horizon superficiel contenant beaucoup de fire-clay et de gibbsite poudreuse, de la kaolinite, de la goéthite et du quartz,
- un horizon gravillonnaire épais, comprenant des nodules et blocs de cuirasse ferrugineuse, des nodules de flint clay et des blocs de cuirasse bauxitique vacuolaire,
- un horizon d'altération dont le sommet riche en kaolinite contient un peu de fire-clay, de gibbsite et de goéthite.

Un des points importants est la présence de gibbsite poudreuse ou massive qui provient, sans doute, de la destruction de kaolinite. Ce phénomène sera étudié en détail plus loin. D'autre part, on retrouve des témoins de cuirasse bauxitique qui devait se trouver légèrement au-dessus des plateaux étudiés. Les observations faites autour de ces plateaux permettent de constater qu'il existe :

- des nodules de flint clay sur une assez grande surface,

- des phénomènes de transport de particules de kaolinite, qui rendent les eaux louches et des phénomènes d'érosion mécanique, au niveau des sources, sous les cuirasses de pente.

B - Profils de plateaux plus récents

Dans tous les cas de profils de plateaux récents, les horizons d'altération sont riches en kaolinite et à leur base, les roches saines ou peu altérées ne sont pas visibles. Les structures paraissent conservées et permettent en général de reconnaître les roches dont dérivent les altérations. Deux coupes sont décrites ici. La coupe du PK 193, à faciès d'altération riche en kaolinite, épais de 15 m. formés sur des granites et des granodiorites, et un puits qui recoupe sur 7m. une lithomarge kaolinique à structure conservée provenant de l'altération d'amphibolites. L'étude de ces coupes permet d'aborder le problème de l'évolution des minéraux argileux ainsi que celui du sort de l'alumine lors de l'altération.

1) Déterminations minéralogiques

a) Coupe sur faciès d'altération de migmatites (PK 193)

Cette coupe est formée par la superposition des trois horizons classiques.

l'horizon superficiel, jaune, argilo-sableux est épais de 2 m. environ.

l'horizon gravillonnaire contient, à son sommet, de nombreuses concrétions ferrugineuses centimétriques composées de quartz ronds mats, donc éolisés. Plus bas, on trouve essentiellement des concrétions réniformes et des blocs de cuirasse. L'épaisseur est de l'ordre de 1,5 m, parfois plus.

l'horizon d'altération épais de 15 m. est composé par :

- une formation tachetée, épaisse de 1,5 m,
- plus bas, une lithomarge à structure conservée riche en kaolinite, claire, gorgée d'eau, et dans laquelle on trouve quelques boules riches en gibbsite, plus abondantes vers le haut de l'horizon. Il est en général assez facile, de reconnaître à partir d'échantillons altérés, le type de la roche saine dont ils dérivent.

- observations au microscope optique.

Ces observations montrent que l'aspect des échantillons provenant de la lithomarge à structure conservée varie peu. Une matrice de petits cristaux de kaolinite englobe un squelette formé de vermicules kaoliniques, en général assez grands, du quartz peu corrodé et, épisodiquement, des paillettes de muscovite ou de séricite. Des trainées de petits cristaux ferrugineux parcourent les lames, ils sont en général plus abondants autour et entre les lamelles des grands vermicules de kaolinite.

Dans la formation tachetée, on constate que les quartz sont intensément fissurés, qu'il subsiste dans le squelette des vermicules de kaolinite dont les plus grands paraissent provenir de l'altération de micas. Le plasma est formé par de très fins cristaux de kaolinite dont certaines plages sont ferrugineusées. Des phénomènes particuliers d'orientation des minéraux argileux apparaissent, striotubules de BREWER (1963), que STOOPS (1968) a observé au Zaïre. Ces formes, qui peuvent atteindre le millimètre, sont caractérisées par une superposition de fines écailles semi-elliptiques, dans lesquelles le matériel argileux et ferrugineux est orienté. Quelques petites plages de gibbsite apparaissent isolées dans la masse kaolinique. Il ne semble pas que les structures soient fondamentalement perturbées.

- observations au microscope électronique.

Dans la lithomarge à structure conservée, les éléments fins sont essentiellement composés par des plaquettes hexagonales de kaolinite, en général bien formées, et dont la taille varie du dixième au quart de micron. Dans certains cas, les bords des lamelles sont échancrés. Ces échancrures sont très aiguës, ce qui indiquerait une lacune de cristallisation et non une dissolution.

On trouve aussi une très petite quantité de grands tubes, souvent déchiquetés, et des formes de goethite en fuseaux, de petite taille, en général agglomérées en paquets ou en oursins.

Dans la formation tachetée, et plus particulièrement en son sommet, on constate que les plaquettes subsistent, leurs formes paraissent moins nettes et une très grande quantité de petite plaquettes, dont la taille est de l'ordre de 0,05 μ , apparaissent. Ces éléments de petite taille disparaissent, quand on arrive dans la lithomarge. Ils pourraient ^{en} représenter de la kaolinite provenant de la fragmentation de plaquettes plus grandes ou bien de la goethite. Les mêmes phénomènes ont été observés sur d'autres échantillons, même après déferruginisation poussée. La première hypothèse serait donc la bonne.

- diagrammes de diffraction des rayons X.

La kaolinite, qui représente le minéral le plus abondant de la lithomarge à structure conservée, est dans l'ensemble bien cristallisée. L'illite ouverte, des traces d'interstratifiés chlorite-vermiculite et de minéraux gonflants apparaissent épisodiquement en faible quantité. Il en est de même de l'hématite et de la goethite.

Dans la formation tachetée, et plus particulièrement à son sommet, on observe la présence d'un peu de gibbsite. La cristallinité de la kaolinite paraît ici moins bonne, mais le parasitage par le fer est aussi plus important.

Les diagrammes des échantillons traités à l'hydrazine montrent, qu'en plus de la kaolinite, il y a dans la fraction fine une très petite quantité de kaolinite pseudo-monoclinique ou fire-clay. Le taux de ce minéral augmente, légèrement dans la formation tachetée et, de façon plus marquée, dans l'horizon superficiel.

b) Coupe sur faciès d'altération d'amphibolite.

Dans ce cas, il s'agit d'un puits, mis en place sur le plancher d'une carrière. L'observation ne porte que sur 7 m de lithomarge à structure conservée, ici aussi très claire et gorgée d'eau.

- observation au microscope optique.

Les figures observées sont comparables à celles de la coupe précédente, quartz en moins. Il est en général impossible de retrouver les traces de la position des hornblendes. Vers le haut du profil, on note la présence de pores, montrant sur leurs parois des dépôts concentriques d'argiles, cutanés de BREWER (1964). Les structures ont tendance à s'estomper, et on aboutit au pedoplasma du même auteur.

- observation au microscope électronique.

Les formes observées dans les fractions fines des différents échantillons sont identiques. On trouve essentiellement des agrégats de petites plaquettes, très fines, dont la forme est proche de l'hexagone. Elle est beaucoup moins régulière que celle des argiles provenant de l'altération de migmatites.

- diagrammes de diffraction des rayons X.

Les diagrammes sont, dans l'ensemble, moins beaux que sur les faciès d'altération de migmatite, mais après traitement à l'hydrazine, il s'avère qu'il n'y a pas de fire-clay. Les pics de la goethite

sont peu marqués, ce qui est dû à une forme cryptocristalline ou mal cristallisée.

2) Analyse des éléments majeurs et traces

a) Coupe sur faciès d'altération de migmatites (PK 193)

Les échantillons ont été subdivisés en trois groupes correspondant :

- à la formation tachetée, Ncc 206, Ncc 207 et Ncc 208 (tableaux 1 et 4) ;
- à la lithomarge à structure conservée (tous les échantillons des tableaux 2 et 5) ;
- aux roches saines (tableaux 3 et 6).

Deux résultats (échantillons 1 et 2) sont extraits de SCANVIC (1957). Ils représentent : 1 la graniodorite ; 2 le granite à microcline. Ncc 11 correspond à une diorite et NEC 204 à une granite riche en microcline et quartz. La position des échantillons correspond à celle observée sur le terrain, en allant du haut vers le bas des profils.

TABLEAU 1a

Analyses chimiques d'une formation tachetée dans un horizon d'altération de migmatites

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Mn ₃ O ₄	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	M ₂ O ⁺		Q %
NCC 206	45,2	29,3	0,1	0,2	11,7	0,01	0,79	0,05	0,26	12,36	99,65	11
NCC 207	51,3	27,1	0,1	0,2	7,5	0,02	0,55	0,05	0,35	11,39	98,46	12
NCC 208	57,5	24,1	0,1	0,2	7,4	0,02	0,61	0,05	0,46	9,86	99,98	29

Q = quartz

TABLEAU II a

Analyses chimiques d'une lithomarge à structure conservée kaolinique dans un horizon d'altération de migmatites.

		SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Mn ₃ O ₄	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	Σ	Q %
NCC	209	40,9	34,0	0,1	0,2	11,2	0,02	0,99	0,05	0,73	12,97	100,50	3
NCC	205	60,2	23,5	0,1	0,2	5,6	0,03	0,7	0,05	0,56	8,91	99,51	28
NCC	204	48,1	34,4	0,1	0,2	3,9	0,01	1,55	0,05	0,24	12,64	100,84	5
NCC	203	68,9	21,6	0,1	0,2	0,3	0,01	0,05	0,05	0,56	7,83	99,30	45
NCC	202	67,6	22,1	0,1	0,2	0,9	0,01	0,07	0,05	0,54	8,11	99,32	42
NCC	201	73,3	16,7	0,1	0,2	2,2	0,01	0,16	0,05	0,82	5,50	98,69	48
NCC	210	67,8	21,1	0,1	0,2	1,3	0,02	0,10	0,05	0,29	7,94	98,63	40
NCC	211	58,41	20,7	0,2	0,2	10,8	0,06	1,04	0,05	0,20	8,70	100,15	27
NCC	212	47,2	31,3	0,1	0,2	7,1	0,52	0,64	0,05	0,05	12,90	99,69	8
NDC	79	38,1	33,1	0,1	0,2	15,9	0,041	1,17	0,05	0,24	12,59	101,13	n.d.
NEC	118	35,1	28,7	0,1	0,2	22,6	0,041	0,35	0,05	0,09	13,53	100,36	n.d.
NEC	1181	53,0	28,1	0,1	0,2	5,9	0,01	1,07	0,05	0,50	10,69	99,37	n.d.
NEC	1182	46,2	29,1	0,1	0,2	10,9	0,234	1,20	0,05	0,34	12,12	100,18	n.d.
NEC	1183	55,9	26,1	0,1	0,2	6,2	0,027	0,34	0,05	0,05	10,53	94,14	n.d.
NEC	1184	49,7	32,2	0,1	0,2	5,8	0,059	0,42	0,05	0,05	12,37	100,56	n.d.

TABLEAU III a

Analyses chimiques des roches saines de migmatites

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Mn ₃ O ₄	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	M ₂ O ⁺		Q %
NCC 11	49,7	15,5	7,62	10,0	11,5	0,18	0,71	3,24	0,86	0,65	99,96	4
1	69,1	16,1	0,90	4,10	4,5	0,06	0,22	4,29	1,12	0,25	100,79	24
2	73,2	15,3	0,15	0,85	2,3	0,07	0,25	3,0	5,30	0,15	100,60	29
NEC 204	73,8	13,8	0,28	0,5	2,1	0,01	0,11	2,55	6,59	0,50	100	26

Q = quartz

TABLEAU I b

Poids d'oxydes dans 100cc de formation tachetée.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	Q	d
NCC 206	65,1	42,2	16,84	1,14	15,8	1,44
NCC 207	73,9	39,0	10,80	0,79	17,3	1,44
NCC 208	78,2	32,5	10,0	0,82	39,4	1,36

Q = quartz
d = densité

TABLEAU II b

Poids d'oxydes dans 100cc de lithomarge à structure conservée, riche en kaolinite.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	Q	D
NCC 209	49,5	41,1	13,5	1,20	3	1,21
NCC 205	80,1	31,7	7,56	0,98	37,2	1,33
NCC 204	62,5	41,3	4,32	1,86	6	1,20
NCC 203	93,0	29,3	0,40		60,7	1,35
NCC 202	91,2	29,8	1,21	0,09	56,7	1,35
NCC 201	94,5	21,54	2,84	0,2	61,9	1,29
NCC 210	90,2	28,5	1,75	0,13	53,2	1,33
NCC 211	72,4	25,7	13,4	1,29	34,8	1,24
NCC 212	63,2	42,2	9,6	0,86	10,7	1,34
NDC 79	47,6	39,4	19,9	1,46	n.d.	1,25
NEC 118	32,6	27,0	21,0	0,32	n.d.	0,93
NEC 1181	54,1	34,0	6,1	1,29	n.d.	1,21
NEC 1182	58,2	36,6	13,7	1,51	n.d.	1,26
NEC 1183	86,2	31,8	7,5	0,41	n.d.	1,22
NEC 1184	54,7	35,4	6,4	0,46	n.d.	1,10

Q : quartz
D : densité

TABLEAU III b

Poids d'oxydes dans 100cc de roches saines de migmatites.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	Q	D
NCC 11	143,6	44,8	33,2	2,05	11,5	2,89
1	187,2	43,6	11,1	0,60	59,6	2,71
2	193,2	40,4	6,1	0,66	76,5	2,64
NEC 204	193,3	39,1	5,5	0,29	68,1	2,62

Q : quartz
D : densité

TABLEAU IV

Éléments traces, en p.p.m., dans la formation tachetée.

	Sr	Ba	V	Ni	Co	Cr	B	Zn	Ga	Cu	Pb	Sn
NCC 206	40	51	85	11	4	5	5	39	33	26	2	5
NCC 207	26	52	60	10	2	17	23	35	34	19	2	5
NCC 208	13	55	58	8	3	38	37	36	29	17	2	7

TABLEAU V

Eléments traces en p.p.m., dans la lithomarge à structure conservée, riche en kaolinite.

	Sr	Ba	V	Ni	Co	Cr	B	Zn	Ga	Cu	Pb	Sn
NCC 209	148	377	74	6	2	5	15	24	20	66	2	5
NCC 205	10	157	74	10	11	70	22	38	28	9	6	8
NCC 204	10	10	106	6	3	5	12	23	35	6	2	9
NCC 203	14	113	11	16	8	77	18	38	23	13	9	9
NCC 202	16	115	20	16	13	84	31	39	23	19	21	10
NCC 201	17	146	39	33	17	201	47	120	25	70	22	14
NCC 210	18	109	18	20	5	95	15	44	31	14	9	6
NCC 211	10	108	87	10	3	41	5	36	34	20	19	8
NCC 212	10	745	57	13	38	5	5	37	26	43	60	5
NDC 79	10	36	114	2	2	91	5	5	21	47	2	5
NEC 118	10	38	227	67	3	5	5	48	122	88	6	5
NEC 1181	10	33	146	6	2	5	17	30	36	23	2	34
NEC 1182	10	308	161	8	12	5	19	57	28	40	50	9
NEC 1183	10	27	56	7	2	5	5	27	59	62	4	5
NEC 1184	10	40	64	13	4	5	11	22	18	34	4	5

TABLEAU VI

Eléments traces, en p.p.m., dans divers faciès sains de migmatites.

	Si	Ba	V	Ni	Co	Cr	B	Zn	Ga	Cu	Pb	Sn
NCC 11	105	184	199	162	59	266	5	140	17	130	3	5
NDC 56	469	2777	43	36	14	242	18	64	21	12	20	13
NEC 104	255	773	35	6	5	85	5	42	18	7	29	11

En l'absence des analyses des éléments traces des échantillons 1 et 2 de SCANVIC, c'est l'échantillon NDC 56 qui a été choisi comme référence pour la granodiorite.

- Variation des éléments majeurs

Les calculs isovolumétriques (tableaux 1b, 2b, 3b) montrent les difficultés que l'on peut avoir pour établir un bilan géochimique correct de l'altération de migmatites. Néanmoins, il paraît possible d'estimer les grandes lignes des variations de l'alumine, du fer et du quartz, dans ce type de profil. cette évolution va être faite à l'intérieur de chaque formation, par type de roches.

- Lithomarge à structure conservée.

Les observations de terrain, appuyées sur des dosages du quartz, et l'observation microscopique permettent de reconnaître dans la lithomarge à structure conservée, différents types de faciès altérés de migmatite et ainsi d'effectuer des comparaisons à volume constant (MILLOT et BONIFAS, 1955 ; BONIFAS, 1959).

Les échantillons se répartissent de la façon suivante (tableaux 1b, 2b, 3b) :

- altération de diorite, Ncc 204, 209 et NDC 79
- altération de granite à microcline, Ncc 201, Ncc 202, Ncc 203, NEC 1181 et NEC 1183
- altération de granodiorite, NEC 1182 et NEC 1184
- altération de pegmatite, Ncc 210 et Ncc 212
- altération de roches intermédiaires entre le granite à microcline et la granodiorite, Ncc 205
- altération d'une roche très riche en hornblende NEC 118

A partir de ces différents types de roche mère on constate que les oxydes varient de la façon suivante.

Entre 50 et 75% de la silice des silicates est lixiviée, celle qui subsiste entre essentiellement dans la composition de la kaolinite. La silice du quartz, dans les faciès altérés provenant de granite à microcline, ne dépasse pas 62 grammes dans 100 cm³ d'échantillon. Comparées au mode de la roche saine les pertes sont de l'ordre de 20%. Cette perte de silice du quartz est légèrement supérieure à celle qui fut calculée par LELONG (1967) et TARDY (1969).

Quels que soient les faciès, on constate qu'il y a des pertes d'alumine, mais qu'elles paraissent très variables. Dans le cas des altérations de diorites, ces pertes seraient de l'ordre de 10%. Dans celui de granite à microcline, elles atteindraient 25%.

Il est possible que cette différence tienne au fait que la diorite effectivement altérée est plus alumineuse que celle qui a servi de référence. En effet, les diorites de ce massif ont des teneurs en Al_2O_3 qui peuvent atteindre 17%. Dans ce cas extrême, les pertes seraient de l'ordre de 20% donc relativement proches de celle du granite.

Le fer est dans tous les cas fortement lessivé, pour certains faciès dioritiques les pertes sont de l'ordre de 50%.

- Variations des éléments traces.

Les éléments traces marquent peu les faciès kaoliniques dérivant de l'altération de migmatites. A eux seuls, ils ne permettent pas de reconnaître le type de roche saine dont proviennent les faciès kaoliniques.

On peut faire les constatations suivantes :

- le gallium se maintient dans les faciès altérés,
- la corrélation fer, vanadium est assez bonne,
- quelques échantillons sont riches en baryum et en zinc,
- les autres éléments ne sont qu'en faible quantité.

- Formation tachetée.

Globalement on constate, en allant du bas vers le haut, sur 90 centimètres d'épaisseur :

- une forte diminution du taux de silice,
- une faible augmentation de l'alumine,
- un fort accroissement du fer.

L'échantillon Ncc 208, situé à la base de la formation, est nettement plus riche en quartz que les deux autres situés au-dessus. Il est donc possible que la roche originelle de Ncc 208 ait été plus quartzreuse que celle dont proviennent Ncc 206 et Ncc 207, c'est pourquoi Ncc 208 n'a pas été utilisé dans les comparaisons isovolumétriques.

En remontant dans le profil de Ncc 207 à Ncc 206 on constate que le taux d'alumine augmente de 8% et celui du fer de 56%. La quantité de silice du quartz chute de 10%, ce chiffre est proche de celui trouvé par TARDY (1969). Ces résultats s'appliquent à des échantillons, qui ne couvrent que la moitié de la formation tachetée, et il est vraisemblable que les pertes et les gains sont plus importants qu'indiqué.

b) coupe sur faciès d'altération d'amphibolites

Le profil ayant été tronqué par des travaux de terrassement

L'échantillonnage s'est arrêté à un mètre du sommet de la lithomarge à structure conservée, dans la quelle se trouvent tous les échantillons, qui ont été prélevés tous les mètres. La roche saine n'ayant pas été rencontrée, c'est une amphibolite trouvée à 2 km de là (B 107) qui sert de référence.

- Analyse des éléments majeurs.

Le calcium et le sodium ne figurent pas dans le tableau, car leur quantité est inférieure à la limite de détection du quantomètre.

TABLEAU VII a

Analyses chimiques de faciès d'altération d'amphibolite dans une lithomarge à structure conservée. Poids d'oxydes dans 100g d'échantillons

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	Fe ₂ O ₃	Mn ₃ O ₄	TiO ₂	K ₂ O	H ₂ O ⁺	Σ	d
NEC 55	37,4	28,5	0,30	20,3	1,150	0,96	0,71	11,16	99,43	1,21
NEC 53	34,7	27,2	0,20	24,9	0,080	1,24	0,30	12,12	12,12	1,27
NEC 52	37,2	28,1	0,40	20,9	0,220	1,17	0,43	11,44	11,44	1,22
NEC 51	33,6	26,8	0,14	24,2	0,140	1,29	0,45	11,75	98,37	1,25
NEC 50	36,3	29,4	0,30	20,0	0,250	0,88	0,25	11,47	98,84	1,17
NEC 48	36,1	27,6	0,32	22,6	0,190	1,0	0,25	11,16	99,30	1,09
B 107	51,9	15,1	8,74	12,5	0,195	0,71	0,6	1,37		2,85

d = densité

Le taux de quartz calculé à partir de ces analyses, en tenant compte de la présence de potassium qui entre essentiellement dans la composition de l'illite, n'atteint pas 3%, ce qui est confirmé par des dosages effectués par la méthode WEBER et LARQUE (1973).

- raisonnement à volume constant.

TABLEAU VII b

Altération d'amphibolite :

Poids d'oxydes dans 100cc

TABLEAU VII c

lithomarge à structure conservée

Variation des oxydes en %

	Al ₂ O ₃	MgO	Fe ₂ O ₃	Mn ₃ O ₄	TiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	Fe ₂ O ₃	Mn ₃ O ₄	TiO ₂
NEC 55	34,5	0,36	24,6	0,18	1,16	-19	-98 5	-30	-67	-44
NEC 53	34,5	0,25	31,6	0,10	1,57	-19	-99	-11	-80	-25
NEC 52	34,3	0,49	25,5	0,27	1,42	-20	-98	-28	-50	-32
NEC 51	33,5	0,17	30,20	0,17	1,61	-22	-99 4	-15	-68	-24
NEC 50	34,4	0,35	23,4	0,29	1,03	-20	-98 5	-34	-48	-50
NEC 48	30,1	0,35	24,6	0,21	1,09	-30	-98 5	-30	-61	-49
B 107	43	24,9	35,6	0,55	2,1					

- Analyses des éléments traces.

TABLEAU VIII

Répartition des éléments traces dans une lithomarge à structure conservée provenant de l'altération d'amphibolite.

Résultats exprimés en p.p.m.

	Sr	Ba	V	Ni	Co	Cr	B	Zn	Ga	Cu	Pb	Sn
NEC 55	<10	85	144	95	8	641	36	51	24	89	2	<5
NEC 53	16	90	264	153	29	748	59	169	38	132	55	37
NEC 52	<10	199	125	145	55	323	22	111	34	86	35	32
NEC 51	10	186	173	219	20	221	11	72	29	114	29	8
NEC 50	11	176	66	239	72	308	<5	38	26	96	31	9
NEC 48	<10	116	57	208	62	558	8	60	29	109	24	11
B 107	100	250	300	130	50	600	33	42	23	100	29	12

- Variation des éléments majeurs.

Ces résultats montrent que, dans la lithomarge à structure conservée, 20% de l'alumine et 30% du fer sont lixiviés. Dans deux échantillons (NEC 53 et NEC 51), les pertes de fer sont plus faibles. L'absence de traces d'accumulation du fer et les quantités relativement élevées de, vanadium, nickel, chrome et cuivre indiquent que la roche saine devait être plus riche en hornblende que l'échantillon de référence.

Le manganèse est assez fortement lixivié. Environ 35% du titane sont évacués du profil. Le magnésium est très fortement lixivié, mais il en subsiste de faibles quantités dans tous les échantillons.

- Variation des éléments traces

Les éléments traces peuvent varier fortement d'un échantillon à l'autre. Il reste que dans ces milieux fortement lessivés, il peut subsister des quantités souvent importantes de vanadium, nickel, cobalt, chrome, cuivre, liés au fer provenant des minéraux ferro-magnésiens et plus particulièrement de la hornblende. Les autres éléments existent en quantité plus faible, mais non négligeable. Le bore est à attribuer à la tourmaline présente dans ce type de roches.

3 - CONCLUSION

Les deux profils d'altération de plateaux récents sont caractérisés par l'importance de la kaolinite et l'extension de la nappe dans l'horizon d'altération. Ils permettent d'aborder le problème de l'évolution des faciès riches en minéraux du groupe de la kaolinite et celui du bilan géochimique de l'altération kaolinique de roches feldspathiques. L'horizon d'altération du profil sur migmatites est composé de deux formations, la lithomarge à structure conservée et une formation tachetée.

Dans la lithomarge à structure conservée, on constate les faits suivants :

- La kaolinite est le principal minéral de ce niveau. Elle est accompagnée d'un peu de gibbsite, de goethite, et épisodiquement, d'une petite quantité de métahalloysite. La cristallinité de la kaolinite est en général bonne alors que la métahalloysite montre des formes déchiquetées.
- Le bilan géochimique montre que 20% de la silice du quartz peuvent être évacués, ainsi que 10 à 25% d'alumine. Le fer est moyennement lessivé et certaines diorites en perdraient près de 50%.

La formation tachetée est caractérisée par :

- Une faible augmentation du fire clay et de la gibbsite dans les argiles, la fragmentation des grandes plaquettes de kaolinite et la disparition des tubes de métahalloysite;
- une perte de 10% de la silice du quartz ;
- une augmentation de 10% de l'alumine et de 50% du fer.

L'étude de la lithomarge à structure conservée, provenant de l'altération d'amphibolites, montre les faits suivants :

- La kaolinite est toujours le minéral dominant dans la lithomarge;
- A son sommet apparaissent des phénomènes d'illuviation;
- Les bilans géochimiques, beaucoup plus précis que dans le cas d'altération de migmatites, montrent qu'au niveau de la lithomarge à structure conservée, il y a une perte de 20% d'alumine, de 30% de fer, de 35% de titane. Ces pertes d'éléments se situent sous la partie de la lithomarge

à structure conservée étudiée, c'est à dire dans la zone de départ, les bilans montrant une relative stabilité des oxydes dans la lithomarge.

Dans les horizons superficiels, fire-clay et gibbsite sont plus abondants que dans l'horizon d'altération.

C - Boules gibbsitiques situées dans la lithomarge kaolinique

Dans les grands profils à lithomarge à structure conservée riche en kaolinite, on trouve, parfois et plus particulièrement sur migmatites, des boules rouges composées de gibbsite. La plus grande partie d'entre elles sont situées actuellement dans la nappe. Ces boules sont dans l'ensemble plus abondantes dans la partie supérieure de la lithomarge.

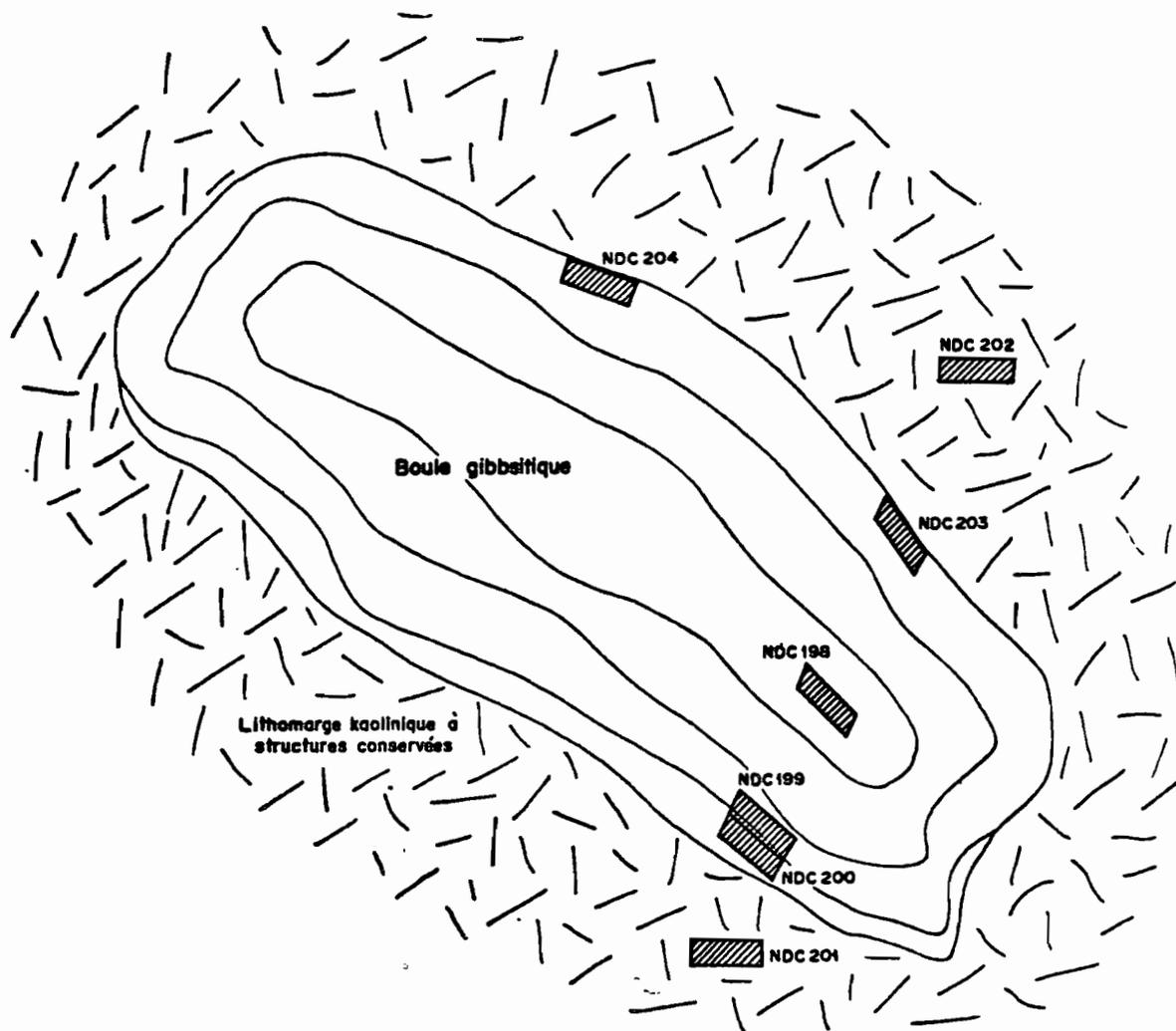


Fig. 12 - Boule gibbsitique dans une lithomarge à structure conservée riche en kaolinite.
Position des échantillons.

1) Etude d'une boule

a) morphologie et position

Une boule de gibbsite longue de quatre mètres et large de un mètre a été étudiée. Elle est située dans la coupe du P.K. 185 à 5 m. de la base de l'horizon gravillonnaire et à 9 m. de la surface.

Elle est englobée dans une masse argileuse rouge, où les structures peuvent être reconnues. L'ensemble est très humide et des suintements d'eau apparaissent à la base de la coupe. Ce type paraît représentatif des nombreuses boules observées dans la lithomarge. La figure 12 donne la place des échantillons prélevés dans un profil, qui coupe la boule.

b) observations microscopiques et analyses minéralogiques

Les observations microscopiques montrent que les échantillons de faciès cohérents (R1) sont formés par des plages de gibbsite de petite taille et par de la gibbsite plus grande, qui tapisse les parois de nombreux pores. Par endroit, on trouve de grandes lamelles de kaolinite (micas laiteux) dont les formes et les tailles rappellent celles de micas. Dans les pores, on observe parfois des cutanes. L'échantillon N D C 200, formé par un matériel poudreux rouge ne rappelant pas les faciès kaoliniques de la lithomarge, contient de la kaolinite qui envahit les plages de gibbsite. L'aspect de la gibbsite est alors très nettement résiduel. Certains cristaux, déchiquetés, sont isolés dans la masse de kaolinite, alors qu'à coté subsistent d'importantes plages de ce minéral (photo n°11). Il s'agit ici très nettement de remplacement de la gibbsite par la kaolinite avec par endroit effacement des structures. Certains grains de quartz sont fissurés et corrodés et de la gibbsite se dépose dans les fissures (photo n°16).

Les analyses minéralogiques permettent de constater que :

- la kaolinite, formée par silicification de la gibbsite, est bien cristallisée ;
- le pic majeur de la goethite se décale vers les grands angles ; il s'agit donc de goethite alumineuse (BIAS et al., 1971).

Dans quelques boules, on trouve des passées d'hallowysite, rose, qui proviennent de l'altération de feldspaths, sans doute du microcline, dont les formes sont conservées.

c) analyses chimiques

Le but de ces analyses est d'essayer de voir comment évoluent le quartz, l'alumine, le titane et le fer, dans un milieu d'altération hétérogène. La position des échantillons est donnée dans la figure 20. Sur le tableau ils sont placés en allant du sommet vers la base du profil. En l'absence de roche saine, et afin de pouvoir faire des comparaisons isovolumétriques trois roches saines, morphologiquement proches des faciès altérés, ont servi de référence. Les échantillons 2 SCANVIC et NEC 204 représentent le granite riche en microcline, 1 SCANVIC la graniodorite. Le quartz a été dosé par la méthode WEBER et LARQUE (1973).

- Analyses des éléments majeurs.

TABLEAU IX a

Analyses chimiques d'une boule gibbsitique et de la lithomarge environnante. Poids d'oxydes dans 100 g.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Mn ₂ O ₄	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	Σ	d	Q%
NDC 202	72,2	16,8	0,1	0,2	3,9	0,014	0,30	0,050	0,32	6,46	100,02	1,45	47
NDC 204	51,7	27,4	0,1	0,4	5,2	0,030	0,42	0,05	0,20	14,32	99,61	1,65	47
NDC 203	55,6	25,5	0,1	0,2	3,9	0,028	0,30	0,05	0,27	13,72	99,36	1,72	45
NDC 198	56,8	24,2	0,1	0,2	4,4	0,020	0,30	0,05	0,21	13,45	99,37	1,64	51
NDC 199	55,2	25,9	0,1	0,2	4,9	0,030	0,35	0,05	0,19	14,18	101,06	1,61	46
NDC 200	63,9	21,9	0,1	0,2	8,6	0,026	0,48	0,05	0,16	4,89	100,14	1,64	59
NDC 201	65,4	20,5	0,1	0,2	5,0	0,026	0,30	0,06	0,15	7,94	99,56	1,42	35
1 SCAN.	69,1	16,1	0,9	4,1	4,5	0,06	0,22	4,29	1,12	0,25	100,79	2,70	24
2 SCAN.	73,2	15,3	0,15	0,85	2,3	0,07	0,25	3,0	5,30	0,15	100,6	2,67	29
NEC 204	73,8	13,8	0,28	0,5	2,1	0,01	0,11	2,55	6,59	0,5	100,31	2,66	26

d = densité Q = quartz

Président : . Professeur G. OURISSON
Vice-Présidents : : Professeur A. CHAUMONT
Professeur G. LAUSTRIAT
Secrétaire Général : G. KIEHL

**PROFESSEURS, MAITRES DE CONFERENCES, DIRECTEURS ET MAITRES DE RECHERCHE
DES U.E.R. RESPONSABLES DES DOCTORATS ES-SCIENCES**

Doyens honoraires : A. KIRRMANN – P. LACROUTE – H.J. MARESQUELLE – J.H. VIVIEN – G. MILLOT.
Professeurs honoraires : P. de BEAUCHAMP – L. BOISSELET – H. CARTAN – G. CERF – C. CHABAUTY – A. CHRETIEN – J. DENY – Ch. EHRESMANN – Mlle S. GILLET – A. HEE – R. HOCART
A. KIRRMANN – G. LEMEE – P. L'HERITIER – A. LICHNEROWICZ – A. MAILLARD
H.J. MARESQUELLE – L. NEEL – J. PARROD – Ch. SADRON – F. TERROINE – H. VILLAT – H. WEISS – Et. WOLFF – J. YVON.
Maître de Conférences honoraire : R. WEIL.

Professeurs

J. ROTHE	Physique du Globe	P. FEDERLIN	Chimie
P. LACROUTE	Astronomie	J.P. SCHWING	Chimie
J.H. VIVIEN	Zool. et Embryol. expérimentale	M. SIESKIND	Physique
S. GORODETZKY	Phys. Gén. et Physique Nucléaire	G. MONSONEGO	Physique Théorique
L. SACKMANN	Mécanique des Fluides	C. WIPPLER	Physicoch. des Hts Polymères industriels
M. PEREY	Chimie Nucléaire	G. WEILL	Physique
S. GOLDSZTAUB	Minéralogie et Pétrographie	A. CLAUSS	Chimie
P. JOLY	Biologie Générale	E. FOLLENIUS	Zoologie
H. BENOIT	Physicochimie macromoléculaire	J. LUCAS	Géologie
P. CUER	Physique générale et Phys. Corp.	J.J. THIEBOLD	Biologie animale
G. MILLOT	Géologie et Paléontologie	G. GLAESER	Mathématiques
R. LECOLAZET	Physique du Globe	J.H. WEIL	Chimie Biologique
H. SAUCIER	Minéralogie	D. FOATA	Mathématiques
R. ROHMER	Chimie Minérale	H. DANAN	Physique Atom. et Physique du Solide
A. GAGNIEU	Botanique	X. FERNIQUE	Mathématiques
F. STUTINSKY	Physiologie Générale	F. GAUTIER	Physique
B. WURTZ	Chimie Biologique	G. SUTTER	Physique Electronique
J. BRENET	Electrochimie	V. AVANISSIAN	Analyse Supérieure
J.P. EBEL	Chimie Biologique	F. LACROUTE	Biologie Végétale
G. OURISSON	Chimie	J.P. EBERHART	Minéralogie
A. COCHE	Physique Nucléaire	J.M. LEHN	Chimie
R. CERF	Physique Générale	Cl. ROBERT	Physique
J. FRENKEL	Mathématiques	F. BECKER	Physique mathématique
A. DELUZARCHE	Chimie	Fr. SCHALLER	Biologie Générale
R. ARMBRUSTER	Physique	Fr. GAULT	Chimie organique
A. ROCHE	Physique du Globe	M. GOUNOT	Botanique
L. HIRTH	Microbiologie	J. DEHAND	Chimie Minérale
A. FUCHS	Mécanique rationnelle	C. GODBILLON	Mathématiques
A. GALLMANN	Physique	J. ROUX	Botanique
P. MIALHE	Physiologie animale	R. VOLTZ	Physique Théorique
D. MAGNAC	Physique	A. MICHARD	Géologie
M. DAUNE	Biophysique	Y. BOULANGER	Chimie Biologique
J.P. ADLOFF	Chimie Nucléaire	J.J. RIEHL	Chimie
D. BERNARD	Méthode math. de la Physique	R. GERARD	Mathématiques
E. DANIEL	Physique expérimentale	M. DAIRE	Chimie Phys. ind. et Sc. des Matériaux
P. CHEVALLIER	Physique	G. DUNOYER de SEGONZAC	Géologie
G. REEB	Topologie	J.P. JOUANOLOU	Mathématiques
J. WUCHER	Physique	Cl. DELLACHERIE	Mathématiques
M. BRINI	Chimie	Ph. RICHARD	Physiologie animale
H. DURANTON	Botanique	J. FARAUT	Mathématiques
R. WEISS	Chimie	J.P. RAMIS	Mathématiques générales

Professeurs Associés

A. BANDERET (E.A.H.P.) – H. HAKEN (Phys.) – A.H.M. LEVELT (Math.) – O. LAUDAL (Math.) – R. MILNE (Microbiologie) – L.R. NARANAYAN (Chimie) – C. VIRGILI (Géologie).

Professeurs Conventionnés

V. HOENIG (Médecine). C. KIWIET de JONGE (Géographie)

Maîtres de Conférences Conventionnés

J.P. BAUER (Psychologie) – P. CAHN (Psychologie) – N. KONO (Mathématiques) – A. TABOURET-KELLER (Psychologie)

Maîtres de Conférences et Chargés d'Enseignement

M.	GROSMANN	Physique
Ph.	ROPARTZ	Psycho-Physiologie
G.	SOLLADIE	Chimie Organique
P.	BENVENISTE	Physiologie végétale
D.	VIAUD	Mathématiques
R.	KIRSCH	Zoologie
J.	SOMMER	Chimie appliquée

A.	HINSCHBERGER	Chimie Physique
J.	BROSSAS	Chimie Macromoléculaire
M.	LEROY	Chimie
C.	PESKINE	Mathématiques
M.J.	SCHWING	Chimie Physique
J.Cl.	BERNIER	Chimie Générale
J.J.	FRIED	Mécanique des Fluides
J.	LEITE-LOPEZ	Physique Nucl & Corpusculaire

Maître de Conférences adjoint

J.	SITTLER	Géologie
----	---------	----------

Professeurs et Maîtres de Conférences du C.U.H.R.

P.	TAGLANG	Physique
J.P.	DONNET	Chimie Physique
R.	WEY	Chimie
J.	STREITH	Chimie
J.	MARTINET	Mathématiques
G.	SCHIFFMANN	Mathématiques
J.	FAURE	Chimie Physique
Fr.	SCHMITT	Physique

Chr.	WINTER	Physique
A.	JAEGLE	Physique
A.	KALT	Chimie Physique
R.	LUTZ	Mathématiques
J.	LAFAYE	MR Physicochimie atom. - ionique
B.	SIFFERT	MR Cristallogr. et Minéralogie

Professeurs et Maîtres de Conférences des I.U.T.Strasbourg

Ch.	TANIELLIAN	Chimie
M.	GROSS	Chimie

Mulhouse

G.	PERNY	Physique Appliquée
R.	MANQUENOUILLE	Mathématiques Appliquées
G.	METZGER	Electronique
B.	LAVILLE St-MARTIN	Physique Appliquée
R.	STEIN	Physique Electronique

Directeurs et Maîtres de Recherche

J.F.	BIELLMANN	DR	Chimie
P.	BOUVEROT	DR	Physiol. respiratoire
P.	DEJOURS	DR	Physiol. respiratoire
A.	KNIPPER	DR	Phys. nucl. et corpus.
A.	KOVACS	DR	Physicochim. macromol.
J.	MARCHAL	DR	Physicochim. macromol.
P.A.	MEYER	DR	Mathématiques
A.J.P.	MEYER	DR	Physique
J.	MEYER	DR	Botanique
C.	MIALHE	DR	Physiologie
S.	NIKITINE	DR	Physique
A.	PETROVIC	DR	Médecine
P.	REMPF	DR	Physicochim. macromol.
A.	SKOULIOS	DR	Physicochim. macromol.
R.	WEIL	DR	Minéralogie
A.	ZUCKER	DR	Physique Théorique
F.	BECK	MR	Physique nucléaire
J.P.	BECK	MR	Physiologie
M.	BONHOMME	MR	Géologie
H.	BRAUN	MR	Physique corpusculaire
S.	CANDAU	MR	Physique
M.	CHAMPAGNE	MR	Biophysique
J.P.	COFFIN	MR	Phys. nucl. et corpus.
A.	CORET	MR	Physique
M.	CROISSIAUX	MR	Physique nucléaire
M.	DARTIGUENAVE	MR	Chimie Minérale
J.	DOUBINGER	MR	Géologie
S.	EL KOMOSS	MR	Physique
J.P.	VON ELLER	MR	Géologie
J.M.	FRANCK-NEUMANN	MR	Chimie organ. biol.
E.	FRANTA	MR	Physicochimie moléculaire

J.M.	FRIEDT	MR	Physicochim. atom.-ionique
A.	FRIDMANN	MR	Physique corpusculaire
Y.	GALLOT	MR	Physicochim. macromol.
J.B.	GRUN	MR	Physique
G.	KAUFFMANN	MR	Chimie
A.	LLORET	MR	Physique corpusculaire
Th.	MULLER	MR	Physique
G.	MUNSCHY	MR	Physique
M.	NAUCIEL-BLOCH	MR	Physique des Solides
M.	PATY	MR	Physique Corpusculaire
R.	PFIRSCH	MR	Botanique
A.	PORTE	MR	Physiologie
J.	POUYET	MR	Biophysique
J.	RINGEISEN	MR	Physique
J.P.	ROTH	s/Dir. C.R.M.	Physicochim. macromol.
F.	SCHEIBLING	MR	Spectrométrie nucléaire
N.	SCHULTZ	MR	Physique nucléaire
P.	SIFFERT	MR	Phys. rayon. & Electron. nucl.
Cl.	SITTLER	MR	Géologie
Cl.	STRAZIELLE	MR	Physicochim. macromol.
M.	SUFFERT	MR	Basses Energies
Y.	TARDY	MR	Géologie
R.	VAROQUI	MR	Physicochim. macromol.
A.	VEILLARD	MR	Chimie
A.	WAKSMANN	MR	Neurochimie
G.	WALTER	MR	Phys. rayon. & Electron. nucl.
J.P.	WENIGER	MR	Zoologie
J.	WITZ	MR	Biologie Cellulaire
R.	WOLFF	MR	Chimie
R.	ZANA	MR	Physicochim. macromol.
J.P.	ZILLINGER	MR	Physique

- Comparaisons à volume constant -

TABLEAU IX b

Répartition des oxydes de la boule et de la lithomarge environnante,
dans 100 cc d'échantillon

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	K ₂ O	Q
NDC 202	104,7	25,6	5,6	0,43	0,46	68,1
NDC 204	85,3	45,2	9,1	0,69	0,33	77,5
NDC 203	95,6	43,9	6,7	0,5	0,46	77,4
NDC 198	93,1	39,7	7,2	0,49	0,34	83,6
NDC 199	88,9	41,7	7,9	0,56	0,31	74,1
NDC 200	104,7	35,9	14,1	0,78	0,26	96,7
NDC 201	91,9	29,1	7,1	0,42	0,21	49,7
1 SCAN.	186,6	43,5	12,1	0,59	3,0	63,6
2 SCAN.	195,4	40,8	6,1	0,67	14,1	76,8
NEC 204	196,3	36,7	5,6	0,29	17,5	68,9

Q = quartz

- Variation des éléments majeurs

Les résultats des calculs isovolumétriques, montrent bien les différences entre les trois zones du profil :

- la boule, échantillons NDC 199 à NDC 204
- la masse kaolinique, qui l'entoure NDC 201 et 202
- la dernière écaille située à la base de la boule

La boule provient vraisemblablement d'une roche intermédiaire entre le granite à microcline et la granodiorite, assez riche en quartz comme le montre les dosages.

Globalement, dans la boule, l'alumine reste constante, ainsi que le fer et le titane.

Les échantillons kaoliniques, prélevés autour de la boule et dont les structures paraissent conservées, sont nettement plus pauvres en alumine. La comparaison entre NDC 202 et NDC 204 donne une perte de 27%. Par ailleurs, le quartz est ici plus rare

que dans la boule. Ces observations vont dans le sens indiqué dans les paragraphes précédents. La formation de kaolinite s'accompagne, d'une perte d'alumine et d'une dissolution de la silice du quartz.

Dans l'écaille située à la base de la boule, on constate un enrichissement en quartz, titane et fer, et un faible départ d'alumine. Ces variations dans la répartition des éléments ne peuvent pas être expliquées par des variations de la composition de la roche saine, car les granites les plus riches en quartz sont toujours les plus pauvres en fer et titane. La présence de rares cutanes, l'effacement des structures, l'augmentation du taux de quartz, font penser qu'il y a illuviation et tassement. La silicification d'une partie de la gibbsite, accompagnée d'une perte d'alumine, provoque l'affaiblissement de la charpente gibbsitique favorisant localement de légers tassements.

d) conclusion

L'étude des boules gibbsitiques, à l'intérieur d'une lithomarge kaolinique à structure conservée, permet de constater les faits suivants :

- Les boules sont formées de gibbsite provenant de l'altération directe de minéraux primaires de roches de feldspathiques, comme le montre la conservation des structures et la présence de micas kaolinitisés ou de réseau de goethite provenant de l'altération des hornblende;
- l'alumine, le fer et le titane restent, globalement, constants dans la boule, alors qu'ils sont partiellement lixiviés dans la lithomarge kaolinique à structure conservée;
- la dissolution du quartz est plus importante dans la lithomarge kaolinique que dans la boule;
- la gibbsite est parfois silicifiée en kaolinite, ce qui montre qu'elle n'est pas en équilibre dans le milieu où elle se trouve actuellement.

D - Conclusion du chapitre

Les plateaux couvrent près de 20% de la surface de la zone prospectée, ce qui montre bien la représentativité des profils que l'on y trouve. Ces profils sont formés par la superposition des trois horizons décrits dans le chapitre précédent. L'horizon d'altération est constitué par une ~~lithomarge~~ lithomarge à structure conservée, riche en kaolinite, gorgée d'eau et souvent très épaisse, surmontée par une formation tachetée, relativement mince.

L'évolution minéralogique des profils est conditionnée par la présence de trois zones, qui sont de bas en haut :

- la zone de la nappe,
- la zone de battement de la nappe,
- la zone supérieure, non influencée par les eaux de la nappe.

La partie de la lithomarge située au sein de la nappe est une zone où la kaolinite, le minéral le plus abondant, et le quartz restent à peu près stables. Seules, halloysite et métahalloysite sont hydrolysées, et à partir de leurs éléments il se forme un minéral plus stable, la kaolinite. Les bilans géochimiques montrent que ces néoformations s'accompagnent de perte de matière, qui sont de l'ordre de 20% pour l'alumine, de 30% pour le fer et de 20% pour la silice du quartz. Ces phénomènes de lixiviation se produisent essentiellement au niveau de la zone de départ. Emballées dans cette lithomarge, on trouve des boules riches en gibbsite. Les observations microscopiques montrent que dans ces boules les structures sont conservées. Les bilans géochimiques mettent en évidence que, l'alumine, le fer et le titane restent globalement constants. Dans certains cas la gibbsite est silicifiée et donne de la kaolinite ce qui efface les structures. Ce phénomène d'effacement des structures est important. En effet la conservation des structures dans la lithomarge et dans les boules permet de voir que la kaolinite des lithomarges et la gibbsite des boules sont formées par l'altération directe des minéraux primaires de la roche.

Au contraire, au-dessus de cette lithomarge, dans la formation tachetée, située dans la zone de battement de la nappe, les structures se fondent. Ceci correspond à des phénomènes géochimiques nouveaux: dépôt d'hydroxydes de fer et d'aluminium avec une nouvelle dissolution du quartz, discrète, mais bien visible au microscope. En fait, cette zone est caractérisée par des phénomènes d'accumulation.

Plus haut, dans la zone non influencée par la nappe, le phénomène marquant est la diminution de la quantité de kaolinite bien cristallisée et l'augmentation du fire-clay et de la gibbsite. Dans cette zone, le phénomène majeur est la dissolution de la kaolinite.

Les trois zones définies précédemment correspondent donc :

- à une zone de formation et de conservation de la kaolinite,
- à une zone d'accumulation d'hydroxydes de fer et d'aluminium,
- à une zone de destruction de la kaolinite.

Les différences principales entre les profils d'altérations des surfaces anciennes et des surfaces plus récentes vont porter sur

l'importance du phénomène de destruction de la kaolinite. Les horizons superficiels des vieilles surfaces sont plus riches en fire clay et en gibbsite qu'en kaolinite. La gibbsite peut devenir majoritaire. De plus, les horizons gravillonnaires des surfaces les plus anciennes montrent des blocs de cuirasse bauxitique, sans structure conservée, tout à fait différents des boules gibbsitiques issues de l'altération directe des roches mères. L'interprétation ne peut être que la suivante : l'ancienneté de ces vieilles surfaces a permis la desilicification en surface des kaolinites, ordonnées ou desordonnées, pouvant aller jusqu'au cuirassement bauxitique. On trouve ici une bauxitisation de surface par altération des terres à kaolinite, toute différente de la bauxitisation isovolométrique profonde à partir des roches mères.

VI - Les profils situés au sommet ou sur les pentes des collines, peu ou pas influencés par les eaux de la nappe.

Il existe deux types de collines. Les unes sont le résultat de la dissection d'un aplanissement par enfouissement du réseau hydrographique, sans forte érosion de l'horizon d'altération kaolinique (fig. 5). Dans ce cas, on retrouve les profils décrits dans le chapitre précédent. Les autres correspondent à des dômes de roche saine, isolés puis abandonnés par l'érosion. Leur altération mène à la gibbsite. Ce sont ces collines et leur altération gibbsitique qui seront étudiées ici (fig. 13).

A - Altération en position haute : formation directe de gibbsite.

Les cas de ce type d'altération sont assez rares. La coupe PK 182 en fournit un bon exemple. La figure 13 permet de situer les coupes allant du PK 182 au PK 184. Certaines ne seront décrites que par la suite. La colline, dont les flancs ont été entaillés, est un témoin de l'aplanissement situé à une altitude de 600 m que l'on retrouve à 3 km à l'est. Sa hauteur est de 570 m et la dénivellée entre la voie et son sommet est de l'ordre de 100 m. La rivière Livembé, principal drain dans le paysage, chute de 50 m à hauteur du PK 183, 3. Ainsi, la coupe du PK 182 est très bien drainée alors que celle du PK 183,7 située en amont des chutes est très humide, bien que toutes deux se trouvent à une altitude comparable.

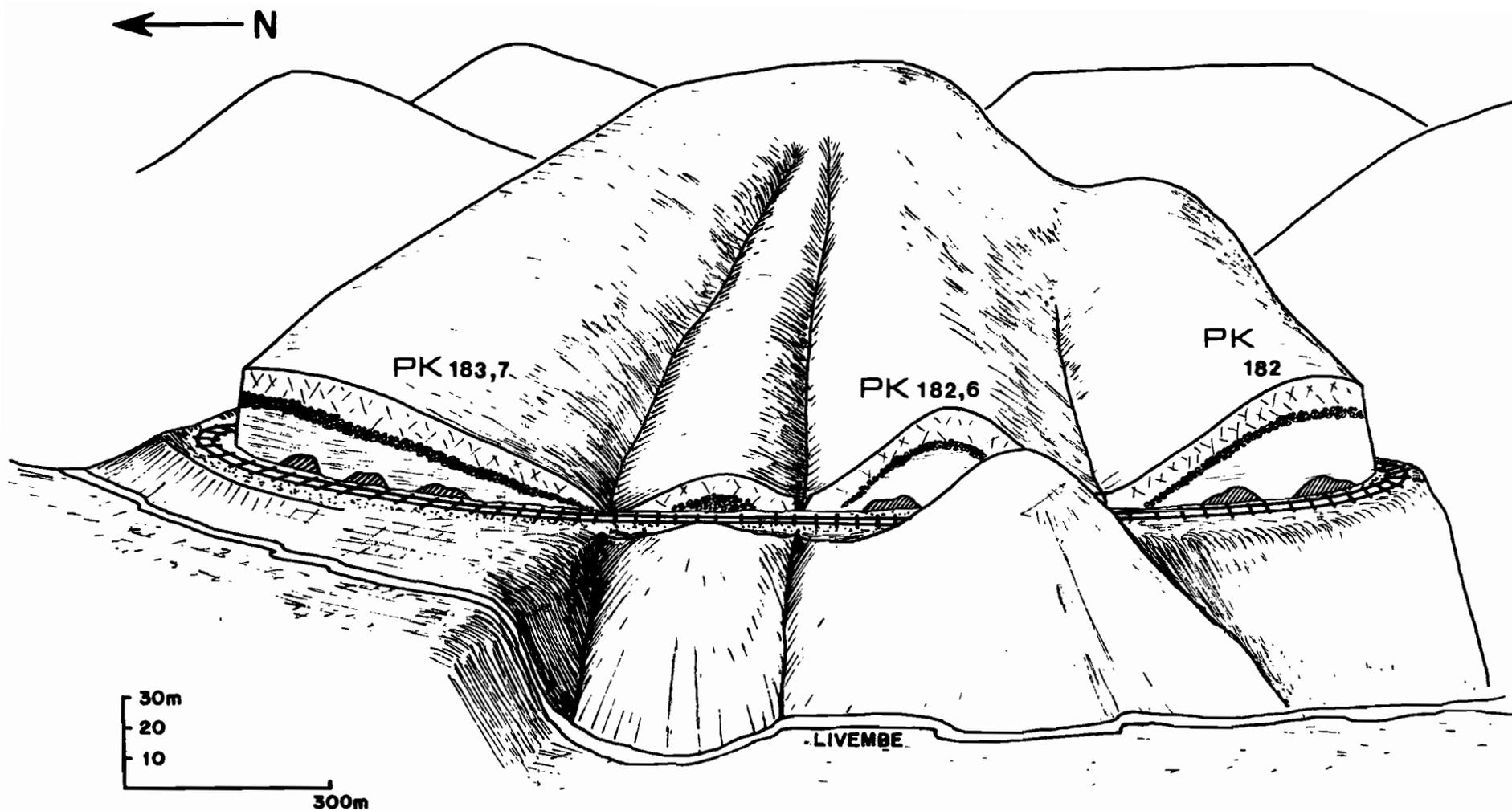


Fig. 13 - Position des coupes du PK 182 au PK 184

1 Description des coupes

Deux coupes, bien drainées, seront étudiées. Elles sont situées au PK 182 et 182,7 et sont parmi les plus représentatives de ce type d'altération gibbsitique. Elles sont composées par la superposition classique de 3 horizons.

L'horizon superficiel est argilo-sableux, ocre-jaune (IOYR 5/8) et épais de 2 à 3 m.

L'horizon gravillonnaire est composé;

- au sommet, de nombreuses concrétions ferrugineuses à patine noire, de taille en général assez petite (quelques centimètres au maximum), contenant des quartz usés et des débris de quartz filonien anguleux.
- en dessous, de concrétions réniformes, parfois décimétriques, brunes à quartz anguleux.
- à la base, de blocs de granite, altéré en gibbsite.

L'horizon d'altération est formé par un empilement de blocs, épais de 5 à 10 cm, de roches altérées, rouges et dures. Dans les fissures séparant les blocs, on trouve de l'argile rouge. La roche saine est visible à la base des coupes. Au PK 183,7 l'ensemble est plus humide et au bas du profil il se forme des faciès très argileux.

2 Etude des profils

a Observations de terrain

Sur le terrain, il est possible de distinguer quatre niveaux dans l'horizon d'altération. Leur épaisseur est très variable et celle qui est indiquée correspond à la moyenne de nombreuses observations.

- Au contact de la roche saine et sur quelques centimètres d'épaisseur, les feldspaths ont tendance à blanchir. La roche reste dure et massive.
- Le deuxième niveau, épais de 10 à 20 cm, est marqué par le blanchiment généralisé des plagioclases. La roche devient friable et un débit laminaire apparaît, marqué par la formation d'écailles épaisses de quelques centimètres.

- Le troisième niveau, épais d'une dizaine de centimètres, est caractérisé par le changement de couleur de la roche qui tend vers le rouge.
- Le quatrième niveau, qui va jusqu'à la base de l'horizon gravillonnaire, est formé par un empilement d'écaillés fracturées, épaisses d'une dizaine de centimètres. La roche est rouge et assez dure.
- L'horizon superficiel et l'horizon gravillonnaire ne présentent pas de particularités.

Les trois premiers niveaux représentent la zone de départ (LACROIX 1913, MILLOT 1964). L'arène sableuse (LELONG 1967) comprend les niveaux deux et trois. A partir du troisième niveau, il n'est pas possible de voir si les structures sont conservées ou non.

b. Observations au microscope optique

Les stades d'altération correspondent aux niveaux décrits précédemment.

Roche saine

C'est une granodiorite à biotite. Les plagioclases sont abondants et légèrement séricitisés, le microcline est rare. La biotite, parfois chloritisée, contient de nombreux petits cristaux de pistachite. La chlorite apparaît en petits cristaux groupés en amas ou en trainées. Il existe une faible quantité de petits grenats xénomorphes.

Premier stade d'altération

A l'intérieur des plagioclases, on remarque de fins canalicules, dont le diamètre n'excède pas quelques dizaines de μ . Ils paraissent vides, sauf en certains endroits, où se sont formés de petits cristaux de gibbsite. De rares petites fissures parcourent les échantillons, sans provoquer de déplacement des minéraux.

Deuxième stade d'altération

Les canalicules deviennent plus larges, plus abondants; ils s'anastomosent pour former des plages d'assez grande taille, remplies de petits cristaux de gibbsite. Les biotites deviennent brunes,

en lumière naturelle. Des granules rougeâtres se déposent autour des lamelles. Le microcline est peu altéré. La chlorite, la séricite et la muscovite ne changent pas.

Troisième stade d'altération

Il est caractérisé par une oxydation importante du fer ferreux de la biotite et de la hornblende. L'altération de ce dernier minéral est marquée par une accentuation des clivages et l'apparition de fissures dans lesquelles se dépose de la goethite. Ce phénomène va en s'amplifiant. En général, il ne subsiste plus à partir de la hornblende, au sommet de ce niveau, que quelques débris bruns, à bords dentelés, pris dans les mailles d'un réseau polygonal à parois fines, composées de goethite. Les biotites sont partiellement transformées en kaolinite. Certaines lamelles, ou portions de lamelle deviennent grises en lumière polarisée, alors que leurs voisines conservent une biréfringence assez élevée, proche de celle des micas. Les plagioclases sont complètement hydrolysés en gibbsite. Le microcline, peu altéré jusque là, est fortement corrodé. Les cristaux sont fractionnés et leurs bords prennent un aspect dentelé. Des vides, parfois importants, apparaissent entre les restes de feldspaths et les plages de cristaux de gibbsite de petite taille en formation (photo n°1). La chlorite paraît peu touchée par l'altération; elle reste verte, mais plus pâle que dans la roche saine. La séricite et la muscovite ne changent pas.

Quatrième stade d'altération

Le phénomène marquant est ici, la dégradation complète des minéraux primaires facilement altérables. A la base du niveau correspondant à ce stade d'altération, on trouve, noyés dans les plages de gibbsite, quelques fantômes de microcline et des lamelles de micas faiblement pléochroïques. En montant dans le profil, ces restes de minéraux primaires disparaissent rapidement et on aboutit à une bauxite quartzeuse. La roche est formée par une trame de quartz primaire parfois fissuré et corrodé, noyé dans une masse de gibbsite, en général très poreuse. Très souvent, il est possible d'observer deux types de gibbsite : des plages de petits cristaux, dont la taille n'excède pas la dizaine de microns et des cristaux plus grands, tapissant les parois des pores et souvent disposés radialement par rapport à celles-ci.

A ces deux types de gibbsite correspondent deux modes de formation différents. Les cristaux fins s'individualisent au contact ou près des feldspaths en cours d'altération; l'aluminium ne subit pratiquement pas de transport. Au contraire, les grands cristaux se

forment après transport de cet élément. En dehors de cette masse de gibbsite, on trouve un peu de hornblende, complètement altérée, en une masse de goethite laissant des vides abondants aux formes arrondies ou polygonales. Contre les parois de ces mailles vides, on observe parfois des dépôts de gibbsite. Les biotites et les chlorites sont, soit complètement kaolinisées, soit parfois dégradées en gibbsite. Séricite et muscovite restent intacte.

L'horizon superficiel

Dans un fond matriciel brun à biréfringence basse, on observe un squelette composé de grains de quartz, paraissant parfois cariés, de rares paillettes de micas blanc, et de quelques granules de gibbsite à bords parfois dentelés. Le plasma, riche en kaolinite, présente une extinction roulante. La microstructure est du type onduliplasma, (BREWER, 1964 ; WACKERMANN, 1966). Il s'oriente souvent parallèlement aux parois des grains du squelette, "skelsepic fabric", (BREWER, 1964). Les structures sont très nettement détruites.

- Les lentilles argileuses

A l'intérieur de ces profils riches en gibbsite, on trouve des passées très argileuses. Au PK 182, à 5 ou 6 m de hauteur, apparaît une lentille sub-horizontale argilo-sableuse, rouge, longue de 3 m, large d'une dizaine de centimètres. Au microscope, on constate que le plancher de cette formation est composé essentiellement par de grands accordéons de kaolinite, noyés dans une masse ferrugineuse. Le matériel, au sein de la lentille, est complètement différent, le faciès correspond à celui de la quatrième étape de l'altération, mais les plages de gibbsite sont envahies par une matière brune, reconnue comme étant formée en kaolinite. Il est important de souligner que l'on trouve dans ces plages brunes des cristaux déchiquetés de gibbsite dont l'aspect est typiquement résiduel. Il y aurait donc dans ce cas, formation d'un niveau peu perméable, composé de kaolinite qui provient de l'altération d'une passée riche en biotite. Ceci provoque le ralentissement de la percolation à ce niveau, et favorise la silicification de la gibbsite située au-dessus. Dans ce cas, on voit que les structures ne sont pas conservées.

- Les résultats

L'observation microscopique a permis de suivre l'altération, des plagioclases et des feldspaths potassiques en gibbsite, de la hornblende en goethite et gibbsite, de la biotite et chlorite en kaolinite, plus rarement en gibbsite. Deux formes de ce minéral peuvent être distinguées. L'une apparaît pratiquement au contact des minéraux primaires en cours d'altération, l'autre se dépose sur les parois des pores après transport de l'aluminium. Ce déplacement est certainement faible car,

en général, dès la fin de l'hydrolyse des minéraux primaires facilement altérables, on ne constate plus d'augmentation de la gibbsite du deuxième type. La naissance de la gibbsite dans les pores cesse donc avec l'hydrolyse des silicates. La présence de lentilles argileuses s'explique par l'existence dans la roche saine de passées riches en micas, qui, altérés, donnent de la kaolinite. Toutes les observations permettent de conclure que les structures sont globalement conservées dans l'horizon d'altération, sauf quand le drainage est accidentellement freiné et que la gibbsite est silicifiée.

c) Analyses minéralogiques

- Analyse thermique différentielle -

Les résultats de ces analyses permettent de préciser deux points.

Il n'est pas possible de déceler des produits amorphes en début de l'altération. Si ces produits existent, ils n'atteignent pas 10% de la fraction inférieure à 2 μ .

La quantité de gibbsite augmente du premier au quatrième stade de l'altération. La kaolinite apparaît à partir du troisième stade, en quantité variable, généralement plus faible que celle de la gibbsite, sauf dans le cas de formation de lentilles argileuses.

- Diffractions des rayons X -

Les rayons X apportent les précisions suivantes :

- l'illite, que l'on trouve dès le départ, subsiste dans l'ensemble du profil. Dans les échantillons de surface, elle semble se raréfier.

- la goethite apparaît dès les premiers stades d'altération. Le pic majeur, qui devrait se placer à 4,18 Å, est décalé vers 4,12 Å, ce qui indiquerait la présence de goethite alumineuse.

- une petite quantité d'interstratifiés mica-vermiculite apparaît à partir du deuxième stade d'altération. Elle disparaît en général dès la base du faciès riche en gibbsite. Parfois, dans des échantillons situés plus hauts dans l'horizon d'altération, on discerne sur les diagrammes un faible bombement entre 10 et 14 Å. Cette persistance de minéraux interstratifiés fragiles pourrait être due à l'existence d'une gangue gibbsitique, protégeant le mica altéré.

d) Analyses chimiques

Les différents stades d'altération, décrits ci-dessus, ont été analysés au quantomètre. Les résultats représentent des moyennes portant sur 2 à 5 échantillons par stade (tableaux 10a et c).

Eléments majeurs

TABLEAU X a

Analyses chimiques de granite s'altérant en gibbsite

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	TiO ₂	H ₂ O ⁺	Σ	pH	D
roche saine	71,4	15,3	3,5	3,2	0,62	1,47	3,35	0,40	0,50	99,79		2,65
1er stade	71,1	15,3	3,5	2,8	0,56	1,40	2,60	0,35	1,40	99,41	6,7	2,53
2èm stade	70,80	16,4	3,7	0,8	0,36	0,69	0,47	0,26	6,7	100,18	6,2	2,12
3èm stade	63,0	18,9	4,0	0,3	0,11	0,55	0,05	0,28	12,10	99,29	5,4	1,96
4èm stade	52,4	26,1	4,6	0,3	0,02	0,17	0,05	0,17	16,2	100,01	5,4	1,83
surface	63,8	16,6	4,5	0,3	0,02	0,10	0,05	0,20	13,0	100,77	5	1,42

D = densité

Calculs isovolumétriques

TABLEAU X b

Poids d'oxyde dans 100 cc de granite s'altérant en gibbsite

	Si O ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Ca O	Mg O	K ₂ O	Na ₂ O	TiO ₂
roche saine	186,35	39,93	9,13	8,35	1,62	3,84	8,74	1,04
1er stade	179,88	39,21	8,85	7,08	1,42	3,54	7,08	0,88
2èm stade	150,1	34,76	7,84	1,69	0,76	1,46	0,99	0,55
3èm stade	123,48	37,04	7,84	0,59	0,22	1,08	0,1	0,55
4èm stade	95,89	47,76	8,41	0,55	0,04	0,31	0,09	0,31
surface	90,59	26,70	6,39	0,43	0,03	0,14	0,07	0,26

TABLEAU X c

Variation des éléments en % dans le granite s'altérant en gibbsite

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	TiO ₂
1er stade	- 3,5	- 1,8	- 3,0	-15,2	-12,34	- 7,8	-19,0	-15,4
2èm stade	-19,4	-12,9	-14,1	-79,8	-53,1	-62	-88,6	-47,1
3èm stade	-33,7	- 7,2	-14,1	-92,9	-86,4	-71,9	-98,8	-47,1
4èm stade	-48,5	+19,6	- 7,9	-93,40	-97,5	-91,9	-99,0	-70,2
surface	-51,4	-33,3	-30,0	-94,8	-98,1	-96,4	-99,2	-73,1

Les résultats concernant les échantillons de surface ne sont donnés qu'à titre indicatif. En effet dans ces horizons les structures sont détruites et le raisonnement isovolumétrique ne peut ^{pas} être appliqué.

- Variation des éléments

Les chiffres du tableau 1c permettent de reconnaître les grandes lignes de l'évolution géochimique du profil.

Les quantités évacuées de silice en début d'altération paraissent de faible importance, mais en les comparant à celles du calcium et du sodium, on constate qu'elles correspondent bien à l'altération, d'un oligoclase à 20% An. En fin d'altération, il subsiste une quantité relativement importante de silice qui, compte-tenu de la faible quantité de kaolinite, doit être attribuée au quartz et dont le taux est compatible avec le type de roche étudiée.

Dans les deux premiers stades d'altération, on constate une légère perte d'alumine, entre 10 et 20% ; ce phénomène a été constaté par DELVIGNE (1965) et TARDY (1969). L'altération se poursuivant, on observe une augmentation de la quantité d'alumine pour aboutir, au quatrième stade, à un enrichissement absolu qui coïncide avec l'apparition de gibbsite d'apport se déposant sur les parois des pores.

Le fer varie dans l'ensemble comme l'aluminium, avec toutefois des apports plus faibles.

Le calcium est fortement mais incomplètement lixivié. Il se trouve conservé dans l'épidote minéral résiduel primaire, peu abondant, mais constant dans les granites.

Le magnésium est très fortement évacué avec un temps de retard sur le calcium et le sodium, ce qui correspond à une attaque plus tardive des biotites et de la hornblende par rapport aux plagioclases.

Le départ du potassium est graduel, il s'agit d'abord de celui des biotites puis de celui du microcline. En fin d'altération, il en subsiste une très petite quantité entrant dans la composition des illites et séricites qui sont peu abondantes.

Le sodium est rapidement et totalement évacué

Le titane est faiblement mais régulièrement lixivié lors de la progression de l'altération il provient des amphiboles et des biotites et apparaît plus mobile que le fer, comme l'a constaté KARPOFF (1973).

- Les éléments traces (tableau XI)

En l'absence de données statistiques, il s'agit simplement d'esquisser les grandes lignes de l'évolution des éléments dosés.

TABLEAU XI

Répartition des éléments traces (enp.p.m.) dans des faciès d'altération gibbsitiques de granite.

	Sr	Ba	V	Ni	Co	Cr	Mn	Ga	Cu	Pb	Sn	Li	Rb
roche saine	200	600	20	3	10	30	800	20	20	5	<10	100	150
1er stade	300	600	5	25	30	30	250	15	8	10	<10	50	50
2èm stade	20	350	5	3	15	20	200	15	5	15	<10	20	50
3èm stade	25	400	10	5	15	20	100	35	10	10	<10	10	40
4èm stade	<10	30	15	5	5	25	200	25	6	8	<10	<10	<10
Surface	20	90	25	25	25	90	100	35	10	5	10	10	<10

Ces analyses montrent la pauvreté en éléments traces de la roche saine et des faciès d'altération qui en dérivent. Si l'on classe les éléments, dans l'ordre des départs croissants, on obtient trois groupes :

- très fortement lixiviés : Rb, Li, Sr et Ba,
- moyennement lixiviés : V, Cr et Mn,
- peu ou pas lixiviés : Ga. La quantité de cet élément semble augmenter parallèlement à celle de l'aluminium; dans le faciès altéré riche en gibbsite.

Ge et Bi existent en quantité inférieure aux limites de détection de l'appareil.

e) Discussion

- évolution des minéraux primaires -

Le produit de l'altération des plagioclases et des feldspaths est la gibbsite. La biotite et la chlorite se dégradent en kaolinite, plus rarement en gibbsite. Cette transformation passe par une étape de minéraux interstratifiés biotite-vermiculite et chlorite-vermiculite, le fer se retrouve dans les lamelles et autour

des cristaux, sous forme de goethite. De la hornblende il ne reste plus qu'une trame ferrugineuse, dans les mailles de laquelle on trouve parfois des cristaux de gibbsite. Une partie de l'alumine est donc évacuée hors de l'emplacement du cristal.

- Le sort du quartz est difficile à connaître, l'hétérogénéité de la roche rend tout calcul précis impossible. Les observations microscopiques montrent que ce minéral est parfois fissuré et corrodé; il y a donc une certaine dissolution. Les bilans géochimiques, en fin d'altération, indiquent la présence d'une quantité relativement importante de quartz. Le phénomène de solubilisation de la silice du quartz serait donc peu important.

- l'illite et la séricite se maintiennent dans l'ensemble de l'horizon d'altération. Ces minéraux se rencontrent dans la roche saine et n'augmentent pas lors du développement de l'altération météorique.

- les minéraux secondaires -

- La gibbsite est le minéral néoformé le plus important. Les observations microscopiques montrent qu'il en existe deux types : une gibbsite primaire formée presque au contact des silicates alumineux en cours d'altération et une gibbsite d'apport, qui cristallise dans les pores. Le transport paraît se faire à faible distance, car cette gibbsite d'apport n'augmente plus quand les minéraux primaires voisins ont terminé leur hydrolyse.

- La kaolinite apparaît en faible quantité. Elle provient : de l'altération directe des biotites et des chlorites; de la silicification de la gibbsite; de l'illuvation de la kaolinite provenant des horizons supérieurs.

Peu d'auteurs citent les micas comme source possible de kaolinite dans les bauxites. Il est intéressant de connaître la quantité de kaolinite que peut fournir l'altération des micas d'une granodiorite. Le mode de la roche, calculé à la platine intégratrice, indique la présence de 10 à 13% de biotite. Cette biotite, dont la densité est de 3, contient 17% d' Al_2O_3 . Dans 100cc de roche, il y a de 5,1 à 6,6g d' Al_2O_3 provenant des micas. Au quatrième stade d'altération, il pourrait y avoir de 41,1 à 42,6% d'alumine, provenant de feldspaths, transformée en gibbsite (62,8 à 65,2g dans 100cc de roche). Si tous les micas s'altèrent en kaolinite, ce minéral pourrait représenter de 12,9 à 16,7g dans 100cc de roche altérée, c'est à dire de 16 à 20% du total des minéraux néoformés, ce qui est relativement important. En fait, il s'agit d'une valeur extrême, car une partie des micas s'hydrolysent en gibbsite. Il est donc visible, que la kaolinite (10 à 15%), trouvée dans les bauxites primaires, provient, souvent, de l'altération des biotites et des chlorites.

Une partie de la kaolinite peut dériver de la silicification de la gibbsite préexistante. Ce phénomène est d'importance variable. Il est bien marqué dans le haut des profils et le long des fissures séparant les blocs. De même, dans certains cas particuliers, comme celui de la lentille argileuse du Pk 182, cette silicification de la gibbsite se développe au-dessus d'un plancher peu perméable. La kaolinite illuviée dans les faciès d'altération riches en gibbsite, et provenant des horizons supérieurs, est, dans l'ensemble, assez rare.

- Nature et origine des matériaux de l'horizon superficiel

Les matériaux, qui composent cet horizon, sont essentiellement et par ordre d'importance, la kaolinite, le quartz, la gibbsite et la goethite. L'illite apparaît épisodiquement, en très faible quantité. La fraction sableuse contient près de 10% de particules gibbsitiques. L'observation microscopique montre que l'organisation de certaines de ces particules, est en tous points comparable à celle que l'on voit dans les plagioclases, lors de leur altération. Ces particules gibbsitiques sont donc héritées des horizons inférieurs. On en déduit que la gibbsite de l'horizon superficiel est mixte : héritée et issue de la desilicification de la kaolinite. Il est net que dans ce cas, il y a une grande différence entre l'horizon d'altération et l'horizon superficiel qui tient à un changement de la répartition des minéraux secondaires. Il y a donc là un double problème, celui de l'origine de matériaux de l'horizon superficiel, et celui de la mise en place de ces matériaux, ces questions seront traitées par la suite.

- Importance de ce type d'altération

Ce type d'altération est dans l'ensemble assez rare, il a été observé cinq fois sur des granites et des granodiorites. Cette rareté tient essentiellement à l'absence d'affleurement rocheux en position haute.

f) Conclusion

L'altération de granodiorite, en position haute et dans des conditions de bon drainage, permet d'observer la formation de faciès riches en gibbsite correspondant à une bauxite très quartzreuse. Différentes étapes conduisant à ce type de faciès sont décelables, elles correspondent à l'hydrolyse successive de différents minéraux majeurs de la roche, plagioclases, biotite, microcline, hornblende. La transformation de la biotite commence tôt mais dure plus longtemps que celle des autres minéraux. Elle n'est terminée qu'au dernier stade d'altération, pour donner, parfois de la gibbsite, le plus souvent de la kaolinite. En fin d'altération, on trouve une grande quantité de gibbsite un peu goethite et un peu de kaolinite dont une partie provient de la

silicification de la gibbsite. Le quartz représente l'essentiel des minéraux résiduels; il est parfois fissuré et corrodé, mais il perd peu de silice.

Le bilan géochimique est caractérisé par :

- la lixiviation presque complète des bases et de la silice des silicates.
- le maintien, global pour le profil, de l'aluminium et du fer.

B - Autre type de profil de haut de pente

On rencontre souvent, en particulier près des marigots, des collines présentant des profils différents. Ces derniers montrent la superposition d'un horizon à faciès gibbsitique surmontant un horizon riche en kaolinite.

La coupe du PK 187,7 sera décrite ici (fig 14).

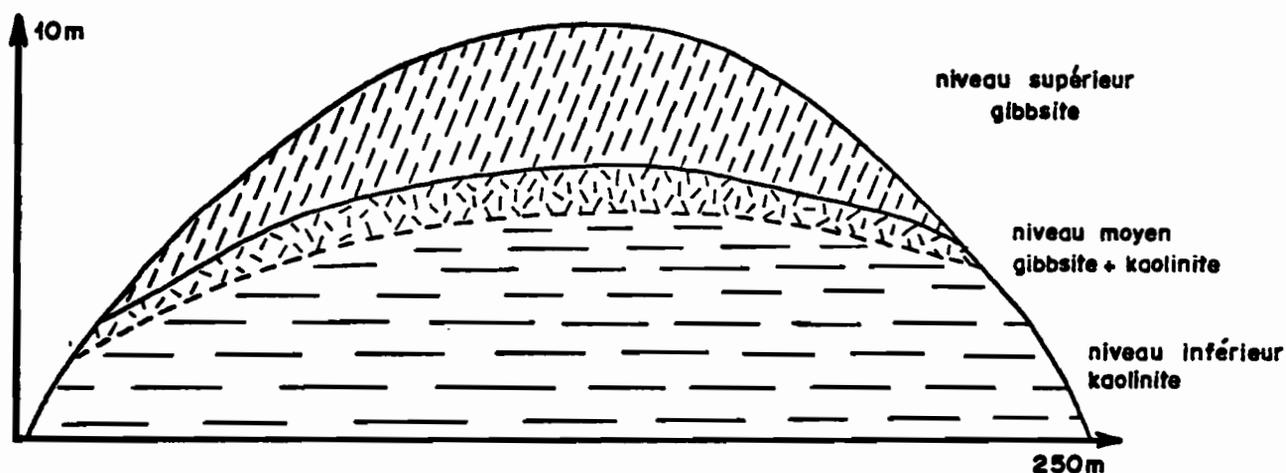


Fig.14 - Coupe du PK187,7

1) Description du profil d'altération

L'horizon d'altération, épais au maximum de 9m., comprend trois niveaux :

- un niveau supérieur épais de 1m. composé de blocs jointifs de faciès d'altération riche en gibbsite.
- un niveau moyen, épais de 20cm. rouge, plus argileux, relativement cohérent.

- un niveau inférieur, comprenant une lithomarge à structure conservée riche en kaolinite qui provient de l'altération de roches granitiques.

2) Etude minéralogique du profil

Le niveau supérieur est composé essentiellement de gibbsite, d'un peu de goethite et d'un peu de kaolinite. Au microscope optique, l'aspect de ce faciès est en tous points comparable à celui des faciès d'altération primaire des roches feldspathiques. Les structures sont conservées, la gibbsite englobe de grandes lamelles de kaolinite provenant de l'altération des micas, ainsi que de la goethite en réseau, vestige de l'altération de la hornblende. La fraction fine du niveau intermédiaire comprend un mélange, de kaolinite, de gibbsite et de goethite. Les sables sont riches en grosses particules gibbsitiques.

Le niveau inférieur contient essentiellement de la kaolinite et une petite quantité de gibbsite et de goethite, avec parfois de la métahalloysite.

C - Discussion

Ces faits sont à discuter sur deux points : l'origine de la gibbsite qui forme le niveau supérieur et la signification du niveau intermédiaire.

La gibbsite du niveau supérieur paraît, nettement, provenir de l'altération directe de roches granitiques. Deux arguments sont favorables à cette hypothèse :

- la présence de grandes lamelles de kaolinite provenant de l'altération de micas.

- la persistance de réseaux de goethite, fragiles, vestiges de l'altération de hornblende.

L'aspect du niveau intermédiaire est celui d'un faciès riche en gibbsite en cours de silicification, phénomène qui se marque par l'effacement des structures et la persistance de résidus de gibbsite dans les sables.

Ce type de profil, plus complet que le précédent, permet de constater qu'à mi-pente des collines basses, la formation de gibbsite s'arrête, dans la partie supérieure des profils, et est relayée par celle de la kaolinite. En fait, les observations de terrain montrent que l'apparition du niveau kaolinique est conditionnée par la hauteur des collines et la pente de leurs versants. Les reliefs mous

favorisent un développement rapide de ce niveau. La présence de ce niveau moins perméable va provoquer le ralentissement de la percolation des solutions et créer ainsi des conditions favorables à la résilicification de la gibbsite située juste au-dessus.

C - Altération du voisinage des marigots.

Les coupes qui correspondent à l'altération au voisinage des marigots sont assez nombreuses. Elles sont caractérisées par un assez bon drainage, bien que situées à quelques mètres au-dessus du niveau du plan d'eau des rivières. En fait, on se trouve au-dessus de l'exutoire des nappes, dans une zone humide, où les eaux circulent rapidement. Les roches mères observées sont variables et vont des gabbros aux granites.

1) Description des coupes.

Quelque soit le type de roche formant le substratum on retrouve dans les profils la superposition de trois horizons. L'horizon superficiel est ocre rouge, très argileux, sur un substratum de roches basiques; il devient jaune et il s'enrichit en sables sur des roches granitiques. Son épaisseur est très variable et peut aller de 10cm en bas de pente, pour atteindre plus de 4m sur les sommets. Le sommet de l'horizon gravillonnaire est composé, en grande partie, par des débris de quartz filonien et des concrétions ferrugineuses allochtones. Plus bas, on trouve des concrétions ferrugineuses et des blocs de cuirasse, dont l'origine paraît nettement liée aux roches du substratum, par la nature des minéraux lourds et par la quantité et l'aspect du quartz. Cet horizon est en général plus mince que l'horizon superficiel et son épaisseur varie dans le même sens. Il est composé par la superposition d'écailles décimétriques rouges, assez dures, parcourues de nombreuses fissures, remplies par un matériel argileux rouge.

2) Etude de l'altération.

Comme précédemment on retrouve les quatre stades d'altération, mais le débit en écailles est moins bien marqué sur les roches basiques que sur les roches acides. L'étude va porter sur un cas type, celui des diorites du PK 225.

Ce profil a été choisi pour deux raisons :

- les lames minces sont faciles à exécuter, sur les faciès de diorite altérée,
- les plagioclases sont abondants et fournissent une grande quantité de produits amorphes.

a) Observations au microscope optique

Il est en général difficile de reconnaître les produits amorphes au microscope. Afin de les mettre en évidence, une méthode de double coloration a été utilisée. L'emploi d'un seul colorant peut être gênant, car il risque de diffuser lors de l'induration et de rendre difficile les observations à la limite roche-résine. Une petite quantité de gels peut ainsi passer inaperçue. Sur le plan pratique il a été procédé de la façon suivante. Après séchage à l'étuve à 60°, l'échantillon est plongé dans du vert malachite, colorant hydrosoluble. Le produit d'induration est mélangé à du rouge Soudan III qui se comporte comme un colorant liposoluble. En utilisant cette méthode, il a été possible de mettre en évidence de petites quantités de produits amorphes.

- La roche saine (échantillon Ncc 270)

La roche est mésocrate, à structure grenue. Ses deux composants principaux sont l'andésine à 48% d'An, souvent séricitisée et représentant 60% de la roche, et la hornblende verte (30% environ). Le quartz figure pour 6%, la chlorite et la biotite forment le reste de la roche. La pyrite existe en très petite quantité ainsi que du pyroxène non reconnaissable.

- premier stade d'altération (échantillon Ncc 271)

Il est marqué par un faible blanchiment des plagioclases, dans une zone épaisse de 0,5 à 5 cm. A l'intérieur des plagioclases, on observe l'apparition de petits canalicules partant des bords des cristaux ou des plages séricitisées.

- deuxième stade d'altération (échantillon Ncc272)

Dans une zone épaisse de 2 à 10 cm, le blanchiment des plagioclases devient général, la roche prend une consistance poudreuse. L'altération des plagioclases est plus poussée. Il se forme de grandes plages de produits amorphes, parcourus par un réseau de minces canalicules vides. Dans certaines de ces plages, apparaissent de rares petits cristaux de gibbsite qui sont isolés les uns des autres. On observe plus couramment la formation, près des parois de pores ou de canalicules, de grands cristaux à contours déchiquetés de ce minéral. Les hornblendes voient leurs clivages accentués. Des fissures sans direction privilégiée apparaissent; elles contiennent souvent des produits ferrugineux. Les biotites et les chlorites deviennent plus claires.

- troisième stade d'altération (échantillon Ncc 273 et 274)

Ce stade est caractérisé par l'apparition de taches brunes,

indice d'un début d'altération de la hornblende. Ce niveau est épais de 5 cm environ et on note une tendance à la formation d'écaillés. Les grands cristaux de gibbsite, rares dans le stade précédent, deviennent plus abondants. Ils se forment souvent au contact des plagioclases qui fondent rapidement. Il y a donc à ce stade une réduction de la phase amorphe. Dans les plages préexistantes de gels, les choses évoluent peu, on y observe simplement un faible développement de la gibbsite de petite taille.

La hornblende devient partiellement brune, les fissures observées précédemment deviennent plus larges, les dépôts ferrugineux forment les parois des mailles d'un réseau polygonal, où l'on reconnaît parfois de la goethite. Les restes de hornblende, pris dans ces mailles, diminuent de taille, puis disparaissent alors que les parois des mailles deviennent plus larges. Parfois sur les bords de celles-ci on observe quelques cristaux de gibbsite. Les chlorites et les biotites sont plus ou moins masquées par des dépôts ferrugineux, certaines lamelles paraissent kaolinisées.

- quatrième stade d'altération (échantillon Ncc 276)

Ce niveau est formé d'écaillés épaisses d'une dizaine de centimètres où la couleur rouge domine, mais les taches blanches peuvent être abondantes. Les plagioclases et les hornblendes ont disparu. La gibbsite primaire, formée sur place, est plus abondante, celle d'apport évolue peu. Dans certains cas, on trouve quelques lamelles de micas faiblement pléochroïques, les autres étant transformées en kaolinite. Il n'y a pas de produit amorphes reconnaissables.

b) Les observations au microscope électronique

La fraction fine, exposée au microscope électronique, montre dans les premiers stades de l'altération, des minéraux formés de petites plaquettes ($0,1\mu$ et moins) à contours non définis. La forme de ces minéraux est proche, de celle décrite par HERBILLON et GASTUCHE (1962), dans ce qu'ils ont appelé " le faciès somatoïde ". On rencontre, en outre, une faible quantité de particules de très petite taille ($0,2$ à $0,02\mu$), anguleuses, ou arrondies. Elles sont toujours associées et forment un réseau à allure dentritique.

Au troisième stade d'altération, les petites particules deviennent plus grandes et plus abondantes. Leur forme paraît polygonale mais les extrémités sont très nettement arrondies. Ces formes de minéraux correspondent à des produits amorphes évoluant en gibbsite, qui, représentée par des plaquettes hexagonales à formes imparfaites,

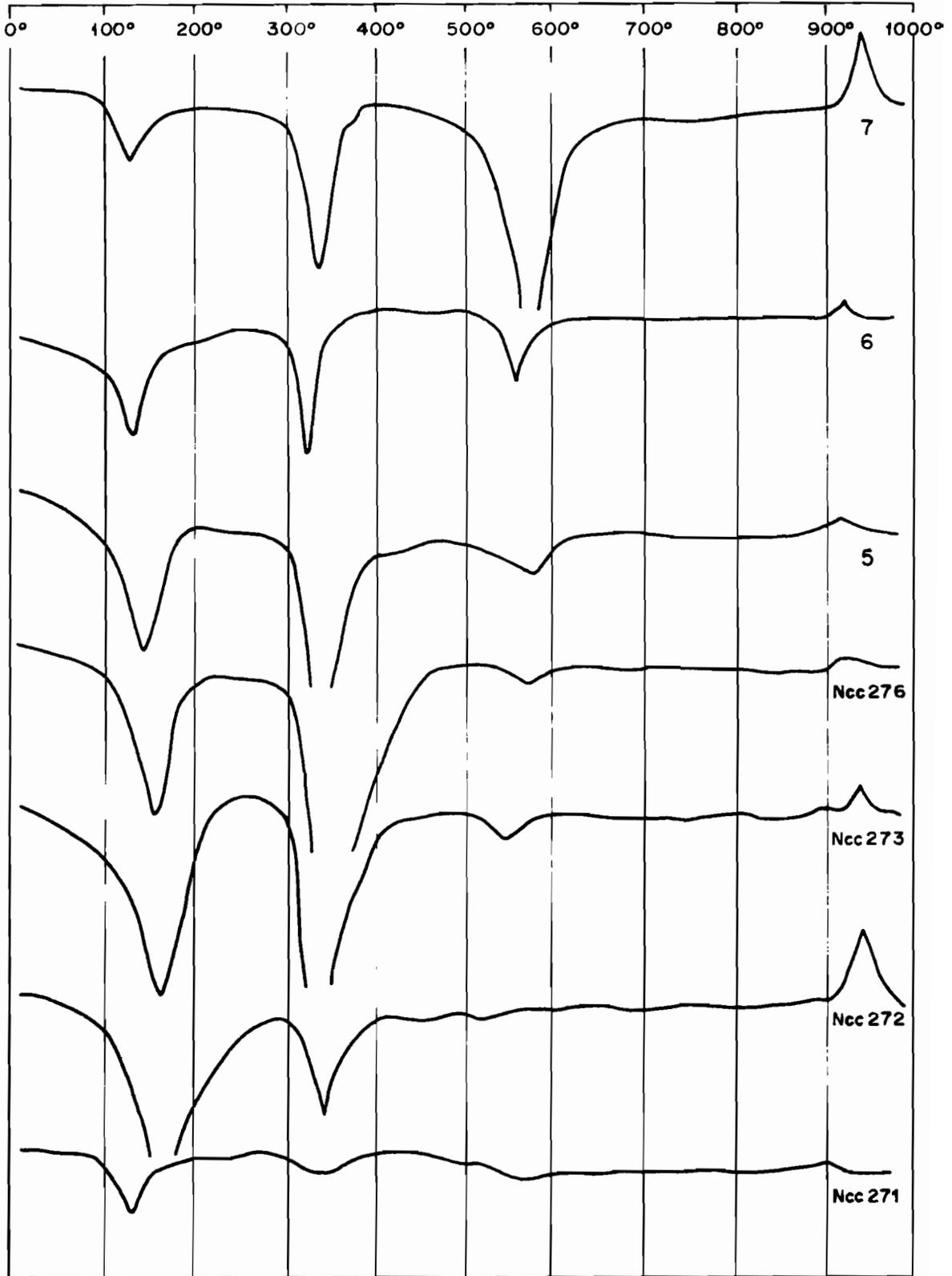


Fig. 15 - Courbes d'ATD des échantillons d'un profil d'altération de granodiorite évoluant en allophanes puis en gibbsite.

apparaît en grande quantité au troisième stade d'altération. On trouve, en outre, quelques tubes de métahalloysite.

c) Analyses minéralogiques

- Analyse thermique différentielle -

Elle permet de bien suivre l'apparition des allophanes puis de la gibbsite qui, formée dès le deuxième stade d'altération, se développe vite. A partir du troisième stade d'altération, il existe un peu de kaolinite, qui est d'autant plus abondante qu'il y a plus de micas dans la roche saine. Dans le détail, on s'aperçoit que c'est au cours du deuxième stade d'altération qu'il y a le plus de produits amorphes. Par la suite, leur quantité diminue, mais il en subsiste jusqu'au quatrième stade, ce que l'observation microscopique ne laissait pas prévoir. La figure 15 montre cette évolution. Les diagrammes 5 et 6 correspondent à des échantillons de faciès riches en gibbsite, pris à différents niveaux du profil; le diagramme 7 intéresse un échantillon de l'horizon superficiel, formé essentiellement de kaolinite et de gibbsite, ainsi que d'un peu de goethite.

- Analyses par diffraction de rayons X -

Les produits amorphes ont été éliminés par la méthode de ENDREDY (1963) ou celle de GAC (1968).

Ces analyses permettent de préciser les points suivants :

- la gibbsite est toujours le minéral le plus abondant.
- les minéraux du groupe de la kaolinite apparaissent à partir du troisième stade d'altération. Leur quantité est faible et il n'est pas possible de savoir s'il s'agit de kaolinite ou de métahalloysite.
- la goethite existe en petite quantité, dès le troisième stade d'altération. Elle se développe considérablement à partir du quatrième stade. Dans certains cas, le pic majeur de la goethite à $4,18\text{\AA}$ se déplace vers les grands angles, indice de la présence de goethite alumineuse (BIAIS *et al.*, 1972).
- un petit pic à 10\AA traduit la présence de micas, il décroît au deuxième stade d'altération alors qu'apparaît un pic vers 12\AA , puis il se stabilise. L'altération de la biotite mène à la formation d'interstratifiés biotite-vermiculite alors que la séricite et l'illite restent à peu près stables.
- la chlorite, présente en faible quantité dans les premiers stades d'altération, passe à des interstratifiés chlorite-vermiculite qui se transforment en kaolinite dans les faciès riches en gibbsite.

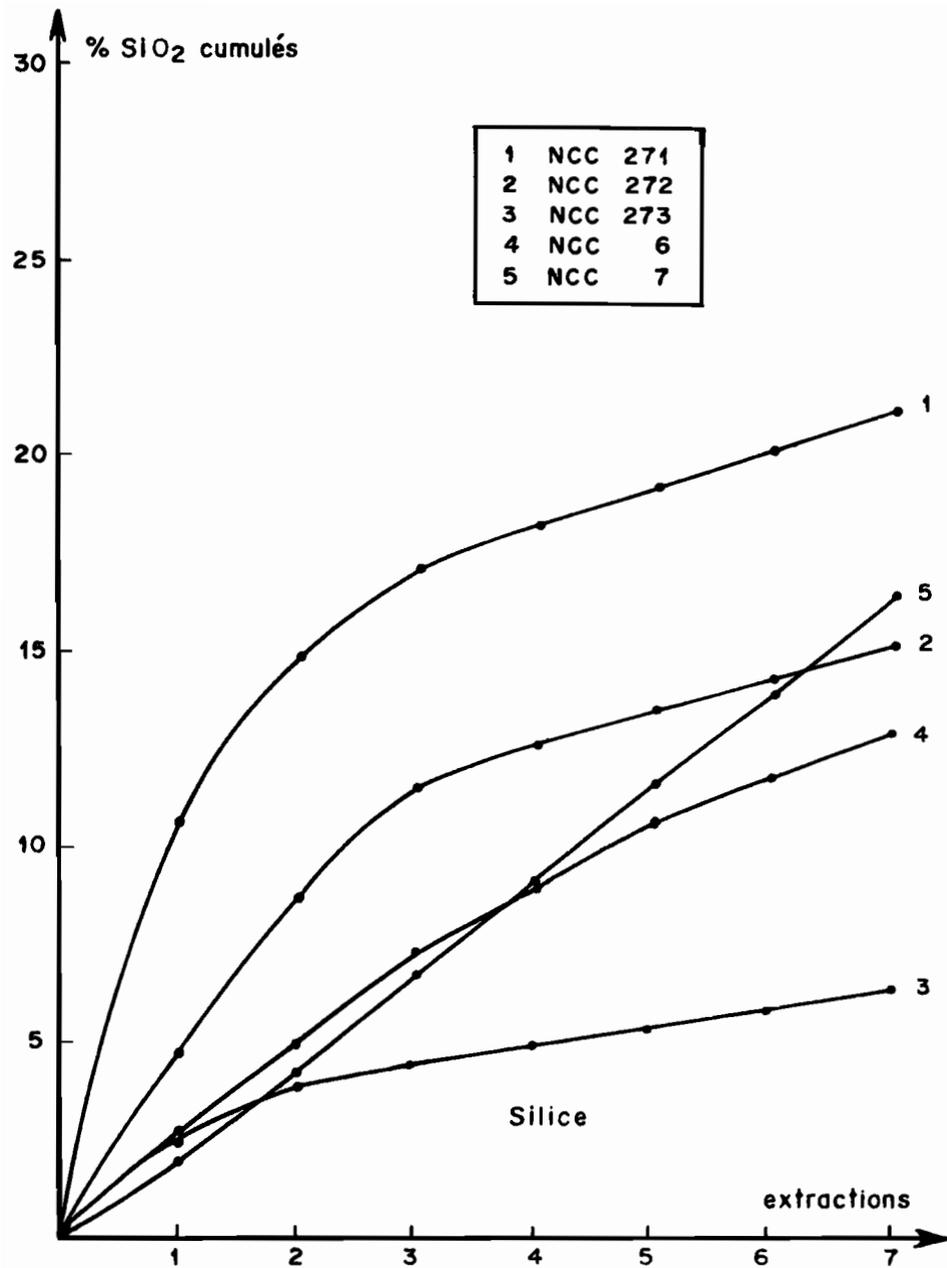


Fig. 16 - Dosage des produits amorphes - Silice

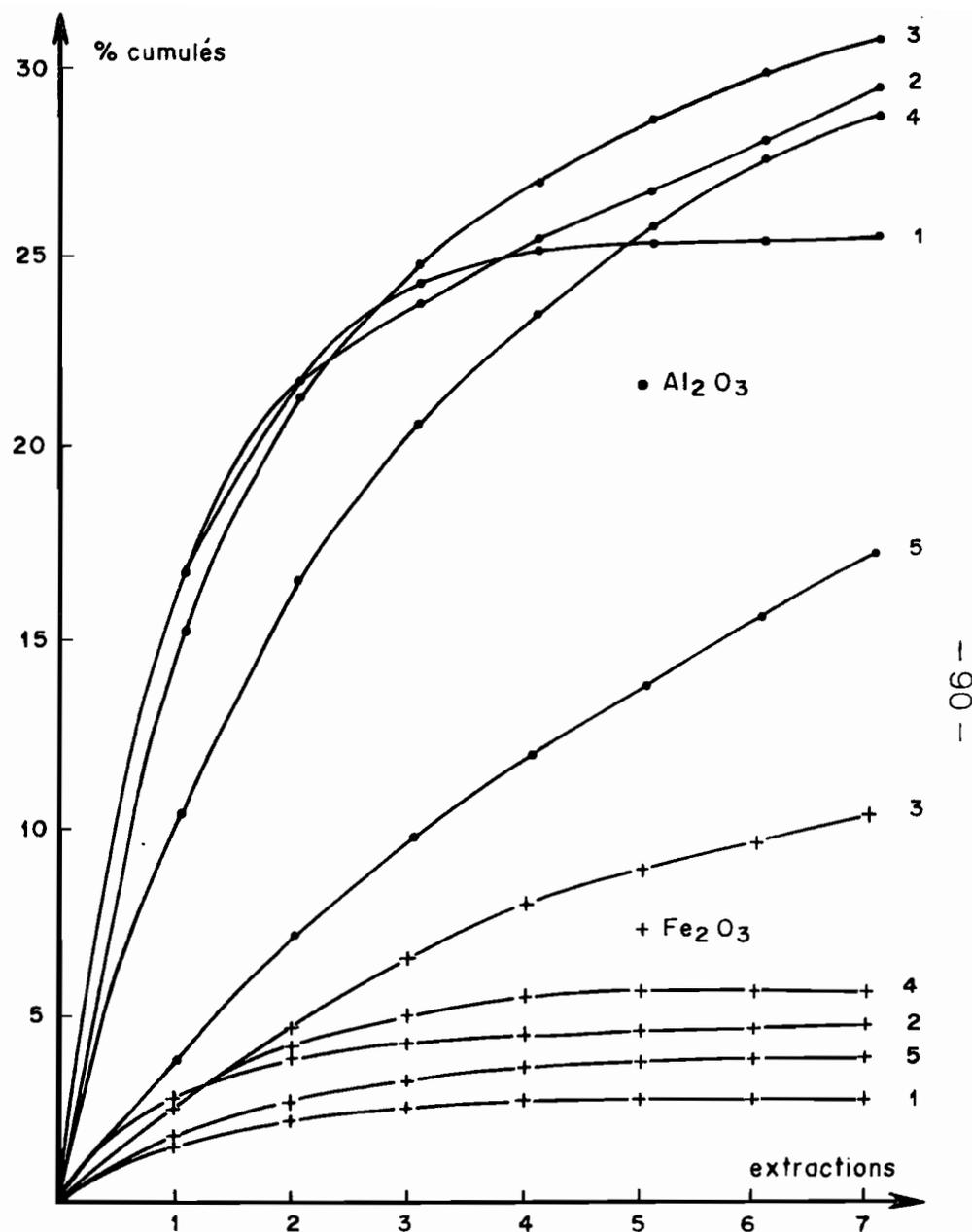


Fig. 17 - Dosage des produits amorphes - Allumine et Fer

- Mesures des surfaces spécifiques -

La méthode utilisée est celle de BRUNNAUER, EMMET et TELLER (1938). Dans la littérature, les valeurs peu nombreuses de mesures de surfaces spécifiques/ ^{de gibbsite} sont toutes inférieures à 30 m²/g. On sait d'autre part que les allophanes ont des surfaces spécifiques élevées souvent supérieures à 100 m²/g (SIEFFERMANN, 1969).

Les résultats suivants ont été obtenus

- Ncc 272 - fraction 0 à 20 microns - 140 m²/g
- Ncc 273 - fraction 0 à 20 microns - 77 m²/g
- Ncc 277 - fraction 0 à 20 microns - 30 m²/g

Ncc 277 correspond à un échantillon riche en gibbsite, situé 4 m au-dessus de la roche saine.

Ces mesures confirment la présence de produits amorphes silico-alumineux. Abondants dans les échantillons Ncc 272 et 273, ils disparaissent dans les faciès riches en gibbsite, situés 4 m au-dessus de la roche saine (Ncc 277).

d) Dosage des produits amorphes

La méthode utilisée est celle de SEGALLEN (1968). Le premier groupe (courbes 1,2 et 3) comprend les trois premières phases d'altération de la roche décrite ci-dessus (Ncc 271, Ncc272 et Ncc 273). Le deuxième groupe réunit deux faciès riches en gibbsite, dérivés de granodiorite, située non loin de la diorite. Un échantillon a été prélevé à 1 m de la base de la coupe (Ncc 6, courbe 4), le suivant (Ncc 7, courbe 5) 1 m au-dessus. Les déterminations minéralogiques montrent que la métahalloysite peut être abondante, particulièrement dans le cas 5. L'analyse a porté sur les fractions inférieures à 1 micron, qui représentent dans les premiers stades d'altération de 1 à 15% de la roche (fig. 16 et 17). L'observation des courbes de dissolution des différents oxydes fournit les résultats suivants :

- Alumine

La courbe 1 est caractéristique de l'attaque de produits amorphes. Dès la quatrième extraction, on atteint un pallier, qui correspond à la mise en solution de toute l'alumine extractible. Sur les 25% extraits, 24% sont sous forme amorphe.

Dans le cas de la courbe 2, le pallier n'est pas atteint. Il y a dissolution d'une partie de la gibbsite, qui apparaît à ce stade. Il y aurait ainsi 17% d'alumine amorphe et 12% d'alumine, provenant de

la dissolution de la gibbsite et des minéraux de la famille de la kaolinite.

La courbe 3 est plus complexe; il semble qu'il y ait deux changements de pente dans la courbe lors du troisième cycle et après le quatrième. Il semble que dans un premier stade, (cycles 1 et 2) l'alumine provient essentiellement de la dissolution des produits amorphes et de la gibbsite mal cristallisée. Puis, les produits amorphes ayant disparu, l'attaque porte essentiellement sur la gibbsite mal cristallisée. La troisième partie de la courbe correspond à la dissolution de la gibbsite bien cristallisée et des minéraux du groupe de la kaolinite. Il y aurait ainsi dans l'échantillon 12,5% d'alumine provenant des allophanes et 9% provenant de la gibbsite mal cristallisée.

La courbe 4 a tendance à s'aplatir. Elle paraît se distribuer en trois secteurs, comme dans l'exemple précédent. Il y aurait environ 8% d'alumine amorphe et autant d'alumine provenant de gibbsite mal cristallisée et d'une faible quantité de métahalloysite.

La courbe 5 est presque droite, la présence de métahalloysite dont le taux n'est pas négligeable rend délicate toute interprétation. Toutefois l'alumine amorphe existerait en très petite quantité (2,5% environ).

- Silice

Les trois premières courbes montrent que la quantité de silice amorphe décroît très rapidement, lors de la progression de l'altération. Elle passe de 13,5% à 2,5% du 1er au 3^{em} stade.

La courbe 4 est presque droite, elle présente toutefois une rupture de pente à la fin du quatrième cycle. Il est possible que dans une première étape, il y ait destruction de métahalloysite et dissolution du peu de silice amorphe présent. La deuxième étape est marquée essentiellement par la destruction de la métahalloysite.

La courbe 5 est une droite, malgré un premier point anormalement bas. Cette anomalie apparaît sur presque tous les échantillons traités en même temps que l'échantillon 5. Il est donc probable que le temps d'attaque des échantillons lors des premiers cycles a été trop court.

- Fer

Dans les premiers stades d'altération le fer est peu représenté et on le retrouve pratiquement complètement sous forme amorphe, 2,2 et 3,6%, provenant principalement de l'hydrolyse des rares pyroxènes et peut être d'apports extérieurs. A partir du troisième stade, la

quantité qui en est dissoute augmente considérablement. Après la quatrième attaque, on obtient une droite à pente assez forte, qui représente la dissolution de goethite, sans doute mal cristallisée. A ce stade qui correspond à l'hydrolyse de la hornblende, le taux de fer amorphe est de 4%. Les deux derniers échantillons dérivent de roche mère beaucoup plus pauvre en fer. Les points correspondants aux quantités de fer extrait après le quatrième cycle se placent sur une droite à très faible pente, ce qui montre qu'une petite quantité de goethite continue à être dissoute. Les produits amorphes ferrugineux représentent alors de 1,5 à 2,5% de la fraction inférieure à 1μ .

Cette méthode d'extraction cinétique de produits amorphes doit être maniée avec précaution. En effet l'attaque se produit toujours sur des mélanges de minéraux, dont certains sont plus fragiles que d'autres. D'autre part diverses observations, et en particulier, l'attaque des minéraux étalons (kaolinite n° 5 de Ward's), font penser que l'alumine est extraite plus rapidement que la silice, au moins dans les 4 ou 5 premiers cycles comme le signale SEGALLEN (1968) et cela dans le cas de minéraux argileux. Malgré ces restrictions, la méthode permet de mettre en évidence, dans la zone de départ, des allophanes, dont le rapport moléculaire SiO_2 / Al_2O_3 est inférieur à celui de la kaolinite (2). Ce n'est qu'une fois, la silice des allophanes fortement lixiviée, que la gibbsite est néoformée en grande quantité.

e) Analyse des éléments majeurs et traces

Deux goupes de roches ont été analysées, des diorites et des gabbros.

- Analyses des éléments majeurs

L'analyse des éléments majeurs porte sur les profils d'altération des diorites, étudiées dans les paragraphes précédents.

(tableaux 12a, b et c)

TABLEAU XII a

Analyses des différents stades de l'altération d'une diorite
(résultats en %)

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Mn ₂ O ₄	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	Perte à 1000°C	Σ	d
Ncc 270 R. Saine	53,3	19,7	3,52	8,1	8,0	0,12	0,86	3,89	0,68	1,6	99,77	2,87
Ncc 271 1er stade	50,6	21,5	3,83	6,8	8,6	0,17	0,68	3,12	0,54	3,82	99,65	2,56
Ncc 272 2èm stade	43,6	24,6	4,23	5,2	9,8	0,16	0,62	1,93	0,56	7,85	98,67	2,30
Ncc 273 3èm stade	29,5	33,1	3,42	1,7	13,3	0,16	1,15	0,31	0,65	16,67	99,98	1,61
Ncc 274 3èm stade	24	37,7	1,29	0,2	14,2	0,07	1,17	0,06	0,60	20,31	99,60	1,55
Ncc 276 4èm stade	11,8	40,5	0,1	0,2	21,8	0,06	1,91	0,05	0,41	22,67	99,22	1,40

d = densité
R = roche

Raisonnement à volume constant.

TABLEAU XII b

Poids d'oxydes dans 100cc des différents stades d'altération
de diorite

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Mn ₂ O ₄	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O
NCC 270 R. saine	152,97	56,54	10,10	23,25	22,96	0,34	2,47	11,16	1,95
NCC 271 1er stade	129,54	55,04	9,80	17,41	22,02	0,43	1,74	7,99	1,38
NCC 272 2èm stade	100,28	56,58	9,73	11,96	22,54	0,37	1,43	4,44	1,29
NCC 273 3èm stade	47,49	53,29	5,51	2,74	21,40	0,26	1,85	0,50	1,05
NCC 274 3èm stade	36,72	57,68	1,97	0,30	21,72	0,11	1,79	0,09	0,92
NCC 276 4èm stade	16,52	56,70	0,14	0,28	30,52	0,08	2,67	0,07	0,57

R. = roche

TABLEAU XII c

Pourcentage des gains ou pertes d'oxydes dans différents stades d'altération de diorite

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Mn ₂ O ₄	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O
NCC 271 1er stade	-15	-2,6	-3	-25	-4	+26	-29	-28	-29
NCC 272 2è ^m stade	-34	0	-3,6	-48	-2	+8,8	-42	-60	-33
NCC 273 3è ^m stade	-68	-5,7	-45	-88	-6,7	-23	-25	-95	-46
NCC 274 3è ^m stade	-76	+2	-80	-98	-5	-67	-27	-99	-52
NCC 275 4è ^m stade	-89	0	-98	-98	+33	-76	+8	-99	-71

- Analyse des éléments majeurs de faciès d'altération de gabbros (tableau XIII a).

Dans le cas de l'altération sur gabbros les échantillons suivants représentent :

- Ncc 230 : la roche saine ;
- Nec 74 et 75 : deux faciès riches en gibbsite prélevés à 2 m l'un de l'autre ;
- Ncc 291 et Ncc 292 : l'horizon superficiel à structures pétrographiques détruites. Ils ont été prélevés à 3 m et 3,6 m au-dessus des précédents, et à 0,9 et 1,5 m de la surface.

TABLEAU XIII a

Analyses des divers faciès d'altération de gabbros (résultats en %)

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Mn ₂ O ₄	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	Σ
NCC 230 R. saine	45,4	12,8	15,0	12,50	11,0	0,18	0,51	1,18	0,24	0,77	99,14
NEC 74 4è ^m stade	4,8	46,0	0,10	0,20	21,9	0,03	1,02	0,05	0,5	25,89	99,98
NEC 75 4è ^m stade	1,9	39,4	20,10	0,20	35,2	0,03	1,49	0,05	0,14	22,76	100,93
NCC 291 surface	30,2	29,3	20,10	0,2	22,1	0,04	1,39	0,05	0,16	16,24	99,43
NCC 292 surface	30,4	30,0	20,15	0,2	21,3	0,04	1,33	0,05	0,20	15,82	99,21

R. = roche

Raisonnement à volume constant

TABLEAU XIII b

Poids d'oxydes dans 100cc de divers faciès d'altération de gabbros

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Mn ₃ O ₄	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	d
NCC 230 R. Saine	41,65	39,94	46,80	39,0	34,32	0,56	1,59	3,68	0,75	3,12
NEC 74 4 ^{em} stade	7,77	74,52	0,16	0,32	35,48	0,05	1,65	0,08	0,5	1,62
NEC 75 4 ^{em} stade	2,01	41,76	0,10	0,21	37,31	0,03	1,58	0,05	0,15	1,06

d = densité
R = roche

TABLEAU XIII c

Pourcentages des gains ou pertes d'oxydes, dans les divers faciès d'altération de gabbros

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Mn ₃ O ₄	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O
NEC 74 4 ^{em} stade	-94	+86	-99	-99	+3	-91	+4	-97	-33
NEC 75 4 ^{em} stade	-98	+4,5	-99	-99	+8,7	-94	0	-98	-80

Le raisonnement isovolumétrique n'a pas été appliqué aux deux échantillons à structures détruites provenant de l'horizon superficiel.

- Analyses des éléments traces -

Les résultats sont toujours exprimés en p. p. m.

TABLEAU XIV

Répartition des éléments traces dans différents stades d'altération de diorite

	Sr	Ba	V	Ni	Co	Cr	B	Mn	Zn	Ga	Cu	Pb	Sn
NCC 270	459	204	87	46	24	40	8	882	68	17	41	2	5
NCC 271	456	224	118	56	39	99	14	1338	131	22	35	7	5
NCC 272	260	242	141	64	34	59	5	1204	93	23	34	4	5
NCC 273	8	221	195	56	27	36	8	1054	101	33	37	10	5
NCC 274	19	179	328	41	15	61	5	395	45	42	38	14	5
NCC 276	11	107	458	49	23	7	5	156	20	46	85	15	10

TABLEAU XV

Répartition des éléments traces dans divers faciès d'altération de gabbros

	Sr	Ba	V	Ni	Co	Cr	B	Mn	Zn	Ga	Cu	Pb	Sn
NCC 230	288	84	128	334	93	224	5	674	74	12	162	4	5
NEC 74	28	90	581	24	16	163	2	131	73	50	45	40	34
NEC 75	19	43	854	13	14	282	15	111	50	51	76	34	26
NCC 291	28	37	344	154	11	145	5	12	42	39	133	12	13
NCC 292	37	52	377	158	21	229	35	154	53	40	97	14	12

- Variation des éléments majeurs -

La silice est très fortement lixiviée et subsiste sous forme de quartz, à la fin du quatrième stade d'altération (6% environ) dans la diorite, et d'un peu de kaolinite provenant de la transformation des micas. L'aluminium, dans le cas de la diorite et dans un cas pour le gabbros, varie très peu. Les pertes observées en début d'altération sont très faibles et on

peut estimer qu'il reste stable. L'échantillon NEc 74 montre d'importants phénomènes d'enrichissement; il en sera discuté dans le paragraphe suivant. Le fer reste, lui aussi, à peu près constant, sauf dans le cas de l'échantillon de faciès riche en gibbsite, Ncc 276, qui sera examiné plus loin. Le départ du calcium est graduel mais complet. Cette lixiviation progressive tient au fait que la hornblende s'altère après les plagioclases.

La lixiviation du magnésium est très faible au début, puis totale entre le troisième et le quatrième stade d'altération lors de l'hydrolyse de la hornblende.

Le sodium disparaît presque totalement à partir du troisième stade d'altération qui correspond à l'hydrolyse complète des plagioclases.

Le potassium, peu abondant au départ, est régulièrement et faiblement lixivié. Les 30% qui subsistent, en fin d'altération, correspondent à la présence d'un peu de séricite et d'illite.

Le manganèse est fortement à très fortement lixivié.

Le titane varie peu. Dans le cas de la diorite les pertes seraient de l'ordre de 25 à 30%.

- Variations des éléments traces -

Ces éléments classés en fonction de leur mobilité décroissante peuvent être subdivisés en cinq groupes :

- très fortement lixivié. Sr
- fortement lixiviés. Mn, Co
- moyennements lixiviés. Ba, Zn, Ni, Cu, Cr
- stable. Ga
- enrichissement probable. Sn, Pb, V

- Particularités de certains échantillons

Des échantillons de faciès, riches en gibbsite, présentent des anomalies dans la distribution de certains éléments. C'est le cas de Ncc 276, faciès d'altération de diorite, le fer augmente de 33% et certains éléments traces se répartissent de façon anormale. Comparées aux quantités présentes dans la roche mère, celle du vanadium, double, celle du gallium, augmente légèrement, celle du cuivre se maintient. En revanche, celle du chrome chute très brutalement. Ces variations sont contradictoires et font penser qu'il s'agit d'un faciès d'altération d'une roche un peu plus riche en fer que Ncc 270.

C'est encore le cas sur les gabbros (échantillon NEC 74). Par rapport à la roche mère, le fer reste constant, l'aluminium augmente de 86%, le vanadium, le plomb, l'étain et le gallium augmentent, alors que le nickel diminue considérablement et le chrome dans une moindre mesure. On retrouve dans NEC 75, le même type de répartition des éléments traces, alors que l'aluminium reste constant. Il semble donc qu'il faille admettre une variation dans la composition du gabbro.

La très forte augmentation d'aluminium, dans l'échantillon NEC 74, ne peut pas s'expliquer par une forte variation de composition chimique de la roche mère. En effet, si on estime que cet élément est invariant, la roche saine dont il proviendrait aurait dû contenir 25% d'alumine. Il n'a jamais été observé dans ces gabbros de passées d'anorthosites ou de roches leucocrates riches en plagioclases. L'observation microscopique montre la présence de gibbsite d'apport. Il est donc logique d'admettre qu'il y a enrichissement absolu en alumine, dans l'échantillon NEC 74. Cet exemple montre que ce phénomène d'apport peut-être très localisé.

L'horizon superficiel, situé au-dessus de NEC 74, possède des caractères de gabbro altéré en kaolinite (richesse en fer, répartition du chrome, du vanadium, du nickel et du cuivre).

f. Discussion

L'ensemble des faits précédents, qui portent sur l'altération des roches feldspathiques au voisinage des marigots, ont mis en évidence, l'apparition d'un nouveau minéral, l'allophane qui évolue par la suite en gibbsite. Il est donc intéressant de voir, un peu plus en détail, ce que représentent ces allophanes. Un autre problème sera abordé : celui de la présence de kaolinite dans les faciès riches en gibbsite.

- Origine des allophanes

L'observation microscopique et celle des courbes de dosage cinétique des produits amorphes, montrent que les allophanes sont des produits de l'hydrolyse des plagioclases. Dans le cas d'altération de roches acides, tels les granites à microcline, on constate que les plagioclases fournissent des allophanes et non le microcline, qui s'altère plus tard, souvent en halloysite, quand la plus grande partie des gels est transformée en gibbsite. Les observations, faites sur une dizaine d'échantillons, évoluant dans des conditions à peu près identiques, montrent que les allophanes se maintiennent d'autant plus longtemps que le plagioclase dont ils dérivent est plus calcique.

L'altération de la hornblende se fait sans formation de gels silico-alumineux. Les courbes de dosage des produits amorphes montrent qu'au moment de l'hydrolyse des amphiboles, la quantité d'allophanes diminue.

- forme et devenir des allophanes

En début d'altération, les allophanes, étudiés ici, présentent toujours un rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ inférieur à 2, c'est à dire inférieur à celui de la kaolinite. Au microscope électronique ces allophanes ont des formes d'agrégats de particules très petites à aspect granuleux. Au fur et à mesure que l'altération progresse, le rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ décroît, jusqu'à tomber en dessous de 1, au moment où la gibbsite est reconnaissable par l'analyse thermique et les rayons X. En même temps, au microscope électronique surviennent des plaquettes à forme régulière, à peu près hexagonales, et semblables à certains habitus de la gibbsite. Tout ceci nous indique que la gibbsite cristallise au sein des allophanes quand celles-ci sont assez désaturées en silicium.

- Présence de minéraux de la famille de la kaolinite.

Au microscope optique, il a été possible de constater que la kaolinite pouvait avoir deux origines. Une partie provient de l'altération des micas après passage par un stade intermédiaire d'interstratifiés mica-vermiculite, une autre partie provient de la silicification de la gibbsite. Ces phénomènes se placent assez tard dans l'altération et conduisent à l'apparition de plaquettes hexagonales plus ou moins bien faites. Il pourrait donc y avoir confusion entre les formes de la gibbsite et de la kaolinite, mais l'abondance du premier minéral, par rapport au second, permet d'affirmer que la plus grande partie des plaquettes observées sont de la gibbsite. La présence en fin d'altération de quelques tubes rappelant l'halloysite ou la métahalloysite laisse à penser, qu'il se forme à partir des gels, une très petite quantité de minéraux du groupe de la kaolinite.

- Valeur de l'exemple choisi.

L'exemple choisi, bien que particulier, est représentatif du type d'altération de roches feldspathiques conduisant à la formation de faciès riches en gibbsite, dans un milieu humide à percolation rapide, relativement proche du bas de pente. Sur la dizaine d'exemples étudiés les variations portent essentiellement sur l'importance de la phase amorphe et les quantités de minéraux du groupe de la kaolinite.

g. Conclusion

L'altération des différentes roches éruptives feldspathiques, aussi bien basiques qu'acides, dans des zones humides à bon drainage, conduit à la formation de faciès riches en gibbsite. Dans un premier temps il se forme des allophanes, gels provenant pour la plus grande part de l'hydrolyse des plagioclases. C'est à partir de l'alumine de ces gels que se forment la gibbsite et, dans une quantité nettement moindre, de la métahalloysite. La hornblende donne de la goethite alumineuse et de la gibbsite qui, en général, cristallise en dehors de l'emplacement du cristal, mais certainement à très faible distance de là. Les micas évoluent en donnant de la kaolinite et de la goethite. Le bilan géochimique est surtout caractérisé par une stabilité globale de l'alumine et du fer. Dans quelques cas, très localisés, on constate un enrichissement absolu en alumine.

D - Profil complet proche du bas de pente

La coupe du PK 184,2 montre le passage, dans une zone proche du bas de pente, du niveau riche en gibbsite aux niveaux riches en minéraux du groupe de la kaolinite. La base de cette coupe est située à 2 m du plan d'eau de la Livembé, elle succède vers le nord à celle du PK 183,7 qui sera décrite dans le chapitre suivant. La roche saine est une granodiorite (fig. 18).

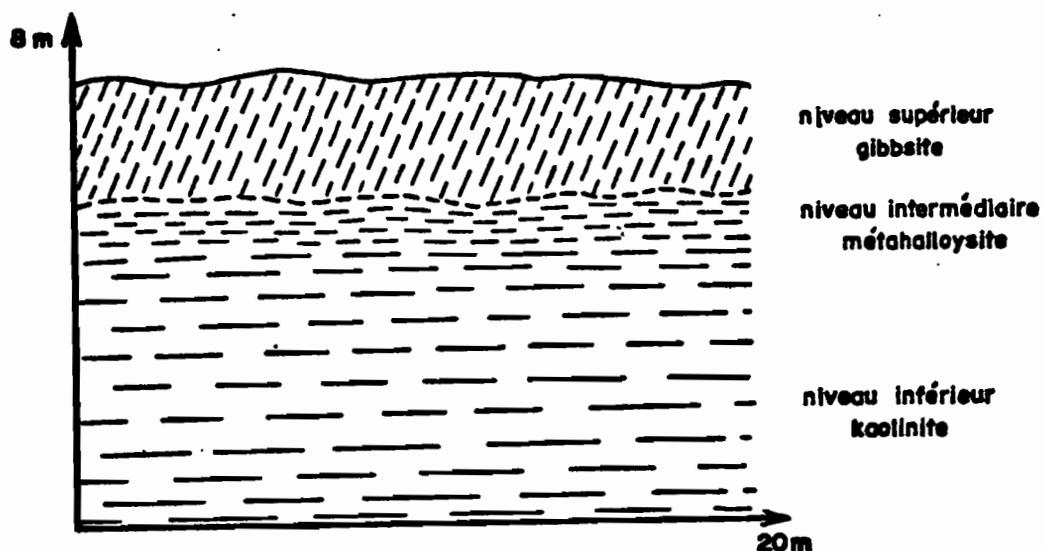


Fig. 18 - Coupe du PK 184,2

a. Description du profil

L'horizon d'altération est à structures partout conservées. Son épaisseur est de l'ordre de 7 m. On peut le subdiviser en trois niveaux :

- au sommet, et sur 1,5 m, un faciès cohérent riche en gibbsite, rouge, formé par un empilement d'écailles décimétriques.
- au milieu, jusqu'à 2 m de la base, un sol rouge assez poudreux.
- à la base, une lithomarge à structure conservée, riche en argile, claire, devenant plus rouge en remontant vers le niveau intermédiaire.

b. Etude minéralogique

Par comparaison avec le cas étudié dans le paragraphe B, on constate les variations suivantes :

- le niveau intermédiaire est riche en métahalloysite
- le passage de ce niveau à celui de la base est assez graduel, alors qu'avec le niveau supérieur, il est assez franc.

c. Conclusion

Quand on se trouve proche du bas de pente, le passage du niveau gibbsitique au niveau kaolinique sous-jacent se fait par l'intermédiaire d'un niveau à métahalloysite. Dans ces trois niveaux les structures sont conservées.

E - Altération en gibbsite de boules de granite englobées dans une masse kaolinique.

En bas de pente, près de la surface, on observe souvent des boules riches en gibbsite, englobées dans une masse kaolinique et situées dans la partie supérieure de l'horizon d'altération, en dehors de l'influence de la nappe. Des formations comparables situées en avant du front d'altération ont été décrites par BONIFAS (1959) et TARDY (1969). Six cas de ce genre ont été étudiés. Dans cinq d'entre eux, la roche saine est un granite mixte, intermédiaire entre la granodiorite et le granite riche en microcline. Dans le sixième cas, il s'agit d'amphibolite. Ces boules sont en général visibles en bas de pente, quelques mètres au-dessus des rivières, dont le cours entaille la roche saine. Elles se situent au sommet de l'horizon d'altération, parfois au contact d'un horizon gravillonnaire squelettique. Si ce dernier disparaît, elles semblent faire partie de l'horizon superficiel qui en général n'est pas très épais et ne dépasse pas 1,5 m d'épaisseur.

Le profil 1 de la figure 10 donne une image de ce type d'altération;
la figure 19 donne la position des échantillons

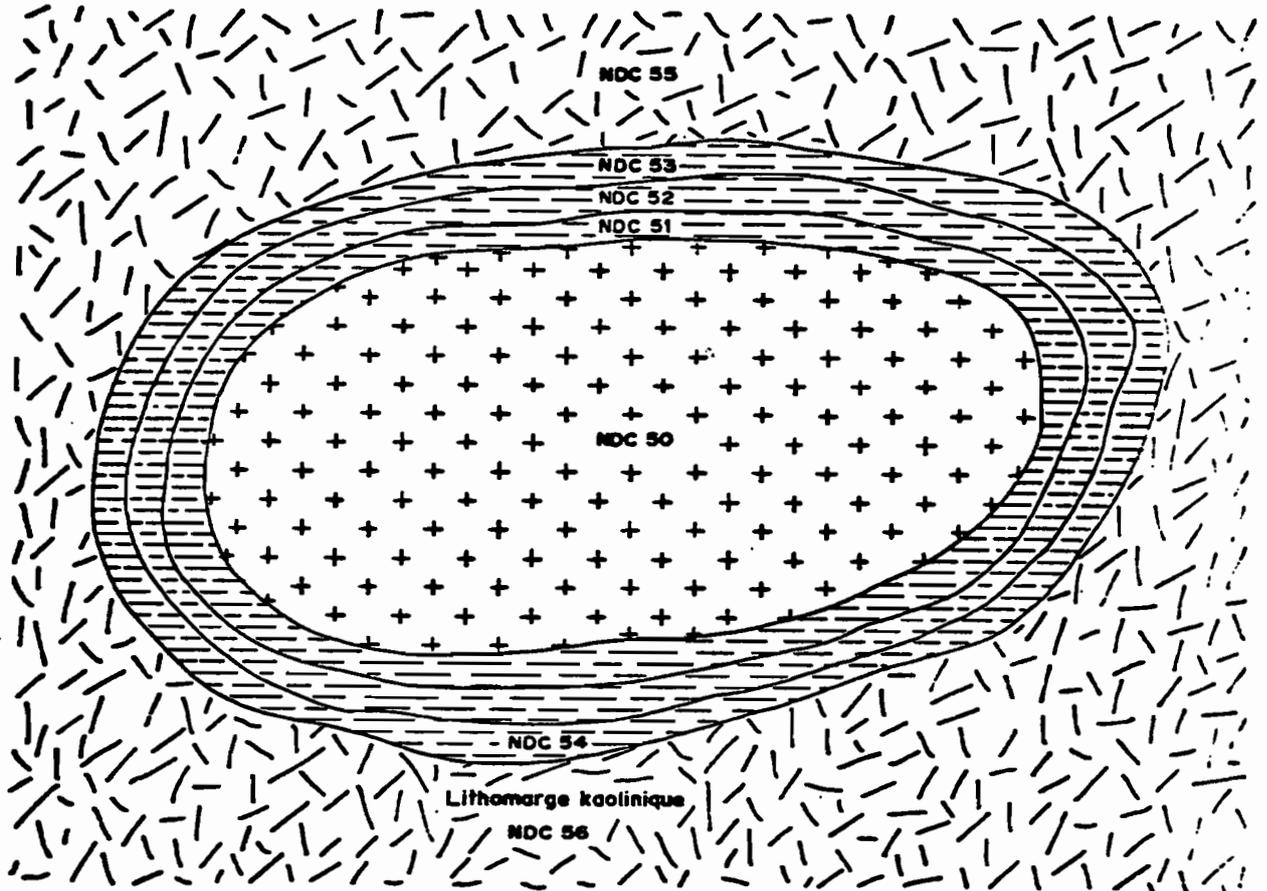


Fig. 19 - Altération d'une boule de granite. (PK195)

1 - Observations minéralogiques

a. Observations au microscope optique

Trois stades d'altération peuvent être distingués :

- Le premier stade est marqué par le blanchiment des plagioclases. Il s'observe dans les deux premières écailles épaisses de 1 à 2 cm qui se détachent des boules de granite. Le début de l'altération est marqué par l'apparition de fins canalicules, partant du bord du cristal ou des plages séricitisées en suivant, ou non, les orientations privilégiées du cristal (lignes de macles, clivages). Ces canalicules s'élargissent, s'anastomosent pour former des plages assez grandes. A leur intérieur, se dépose de la gibbsite, en général de petite taille. Les micas ne paraissent pas altérés.

- Le deuxième stade correspond à l'hydrolyse du microcline qui devient poudreux, on l'observe sur 3 à 4 cm d'épaisseur, dans des écailles situées au-dessus des précédentes. On retrouve le même type de progression de l'altération. La quantité de gibbsite augmente, et des vides plus ou moins importants séparent cette gibbsite des feldspaths en cours d'altération. La biréfringence de la biotite reste élevée mais passe au brun-rouge. Les autres minéraux paraissent intacts.

- Le troisième stade est caractérisé par l'attaque des minéraux ferromagnésiens qui se transforment en matériel ferrugineux rouge. Les écailles qui se forment peuvent atteindre 10 cm d'épaisseur. On retrouve le type d'organisation décrit où s'accumulent une gibbsite autochtone, très fine et une gibbsite d'appoint se fixant après un transport très faible sur les parois des pores. Biotite et chlorite sont partiellement kaolinisées. Parfois, une partie de la gibbsite est envahie ou remplacée par un plasma brun rouge, faiblement anisotrope. Les diagrammes de diffraction de rayons X montrent qu'il s'agit de kaolinite. Deux types d'organisation de ce plasma sont décelables :

- des dépôts concentriques de petites lamelles le long de parois de pores : argilanes. Il s'agit ici de kaolinite d'illuviation,

- des plages de kaolinite où l'on ne trouve pas d'orientation particulière des particules.

Dans cette masse argileuse on observe des cristaux isolés ou groupés de gibbsite à bords déchiquetés. Il est net que la kaolinite se substitue progressivement à la gibbsite. Il s'agit d'un phénomène de resiliification de gibbsite. Les quelques exemples bien reconnaissables de ce type de transformation ont été trouvés à la base des boules. Cet envahissement par la kaolinite peut devenir très important et rendre le matériau poudreux, les structures sont alors détruites. Le passage à l'horizon kaolinique qui environne la boule est brutal. Les matériaux

composant cet horizon comprennent beaucoup de kaolinite, un peu de gibbsite et de goethite. La structuration de la matrice argileuse ressemble :

- soit à celle que l'on observe dans les lithomarges à structure conservée. Elle se signale par la présence d'un plasma non orienté et d'accordéons de kaolinite, parfois de grande taille, dans le squelette. Outre le quartz, on y observe quelques îlots de gibbsite.

- soit à celle des horizons superficiels, où le plasma est du type " onduliplasma ", l'extinction en lumière polarisée est ondulante. Les cas de ce type se rencontrent parfois en bas de pente quand la nappe de gravats n'est pas visible.

b. Autres méthodes de reconnaissance minéralogique

L'analyse thermique différentielle et la diffraction de rayons X montrent que :

- les trois premiers stades d'altération sont caractérisés par le développement de la gibbsite. En même temps que celle-ci, apparaît une petite quantité de minéraux interstratifiés mica-vermiculite et chlorite-vermiculite, qui proviennent de la dégradation des micas. Ceci a été contrôlé par l'étude des fractions enrichies en biotite ou chlorite.

- ces minéraux interstratifiés se dégradent et donnent, principalement en fin d'altération, de la kaolinite.

- les masses brunes kaoliniques, qui envahissent la gibbsite, sont dans l'ensemble formées de kaolinite assez mal cristallisée. Mais après traitement à l'hydrazine, il s'avère qu'il y a très peu de kaolinite pseudo-monoclinique ou fire-clay.

Dans le cas d'altération d'amphibolites, on constate au début, la présence de produits amorphes et d'halloysite; la gibbsite devient rapidement le minéral le plus abondant.

2 - Analyses chimiques

La figure 19 montre la situation des différents échantillons. NDC 55 a été prélevé dans l'horizon superficiel; NDC 56 lui est comparable mais est situé sous la boule.

a. Analyse des éléments majeurs

TABLEAU XVI a

Analyses chimiques d'une boule de granite, noyée dans une matrice kaolinique et donnant des faciès d'altération riches en gibbsite.

	PH	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Mn ₃ O ₄	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	perte à 1000°C	somme
NDC 50	8,45	68,1	16,2	0,57	1,7	2,9	0,030	0,44	3,57	5,21	0,80	99,43
NDC 51	7,3	64,6	18,2	0,49	0,3	3,9	0,026	0,45	0,78	6,99	3,79	99,48
NDC 52	6,9	59,0	22,4	0,1	0,2	4,4	0,017	0,51	0,13	4,49	8,53	99,47
NDC 53	6,6	54,2	26,6	0,1	0,2	4,9	0,022	0,56	0,07	1,03	12,55	100,48
NDC 54	5,7	55,7	25,0	0,1	0,2	5,9	0,022	0,70	0,05	0,75	11,78	99,85
NDC 55	4,9	57,0	23,9	0,1	0,2	8,2	0,019	0,94	0,05	0,21	10,68	100,97
NDC 56	5,1	59,9	22,3	0,1	0,2	6,8	0,01	0,77	0,05	0,34	10,08	100,31

- Raisonnement isovolumétrique.

TABLEAU XVI b

TABLEAU XVI c

Application du raisonnement isovolumétrique aux faciès d'altération gibbsitiques d'une boule de granite noyée dans une masse kaolinique

	Poids d'oxydes dans 100 cc							Variation des oxydes en %				
	d	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	K ₂ O	Q	SiO ₂ silicates	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	K ₂ O
NDC 50	2,68	182,5	39,4	7,8	1,18	13,9	48,2					
NDC 51	2,14	140,2	38,9	8,3	0,96	14,9	55,60	-37	-1	+6	-18	+7
NDC 52	1,74	103	39,1	7,77	0,89	7,72	76,1	-78			-24	-44
NDC 53	1,68	91	44,7	8,2	0,94	1,74	80,6	-92	+13	+5	-20	-81
NDC 54	1,46	81,3	36,5	8,6	1,0	1,09	73	-94	-7	+10	-15	-91
NDC 55	1,53	87,2	36,5	12,5	1,4	0,32	56,6					
NDC 56	1,49	89,2	33,2	10,13	1,14	0,50	55,1					

Q = quartz

Dans les échantillons NDC 55 et 56 les structures sont détruites. Il n'est donc pas possible de connaître la variation des éléments dans ces faciès

b. Analyses des éléments traces.

TABLEAU XVII

Répartition des éléments traces, en p.p.m., dans un profil kaolinique contenant des boules de granite s'altérant en gibbsite.

	Sr	Ba	V	Ni	Co	Cr	B	Zn	Ga	Cu	Pb	Sn
NDC 50	469	2777	43	36	14	242	18	64	21	12	20	13
NDC 51	249	2659	40	9	7	119	15	73	24	9	20	25
NDC 52	195	1913	49	13	6	109	18	40	27	8	29	8
NDC 53	40	523	59	15	8	272	24	57	32	7	21	7
NDC 54	16	193	61	13	6	211	14	38	32	7	22	25
NDC 55	42	74	110	35	8	92	13	39	32	7	2	25
NDC 56	21	76	60	21	22	62	25	24	24	6	22	25

c. Variation des éléments majeurs.

En fin d'altération, la silice des silicates est presque entièrement évacuée (94%). Le reste de cette silice se situe dans les minéraux incomplètement altérés comme le microcline, mais aussi la séricite et l'illite, signalées par la quantité non négligeable de potassium. Il reste donc très peu de silice disponible pour rendre compte de la kaolinite, effectivement très peu abondante. La silicification de la gibbsite est donc ici très faible. Les quantités de quartz, mesurées par la méthode WEBER et LARQUE (1973), sont très variables et ne permettent pas de juger de son évolution. Toutefois on constate, comme dans le cas des boules des profils de plateaux, qu'il y a plus de quartz dans les boules que dans les faciès kaolinitiques qui les entourent.

L'aluminium varie peu. Son taux serait en faible augmentation dans l'écaïlle la plus altérée située au bas de la boule. Globalement, on retrouve les mêmes phénomènes que dans les faciès d'altération riches en gibbsite, c'est à dire, une stabilité de l'aluminium et du fer. Le titane est peu lixivié; en fin d'altération, 15 à 20% de cet oxyde sont évacués.

Le potassium est lentement et régulièrement lixivié; ce qui est dû à la relative résistance à l'altération du microcline, de la séricite et de l'illite. Le calcium, le magnésium, et le sodium disparaissent rapidement et complètement.

Les échantillons, NDC 55, issu de l'horizon superficiel et NDC 56, qui provient d'un niveau argilo-sableux situés sous la boule, ont des caractères morphologiques identiques. Ils ont aussi des caractères géochimiques comparables, mais assez différents de ceux des faciès d'altération de la boule. Le titane et le fer sont plus abondants.

- Variation des éléments traces.

L'apport de l'étude des éléments traces est faible, car ils existent en très petite quantité. En fonction du taux de lixiviation croissant, il est possible de les regrouper en quatre catégories :

- peu lixiviés : Ga, V
- moyennement lixiviés : Cr
- fortement lixiviés : Mn, Ni, Co, Zn et Cu
- très fortement lixiviés : Sr, Ba, Pb et Sn.

Les deux échantillons riches en kaolinite sont nettement plus pauvres en chrome. Pour les autres éléments les résultats sont comparables à ceux des échantillons provenant de l'altération de la boule.

3 - Discussion

On observe donc souvent, en bas de pente, des boules de granite, plus rarement de roches basiques, noyées dans une masse kaolinique, et qui s'altèrent en donnant essentiellement de la gibbsite.

a. hypothèse sur l'évolution de ces profils

- évolution actuelle

Les boules se trouvent à faible distance du front d'altération, ce qui est confirmé par l'existence de roches saines massives dans le lit des rivières, quelques mètres en contre-bas. Elles s'altèrent dans un milieu kaolinique situé hors de la nappe, relativement

proche de la surface. Les eaux de percolation traversent assez lentement la masse de kaolinite. Au contact de la roche qui constitue la boule la perméabilité est plus importante et accélère le drainage, ce qui favorise la néoformation de gibbsite. Si à la base de la boule apparaissent des phénomènes d'engorgement, c'est à cet endroit que peuvent se manifester des conditions favorables à la néogenèse de kaolinite ou à la silicification de la gibbsite.

- mise en place des profils

Toutes les observations de terrain montrent que la kaolinite est formée dans un milieu très humide, en général dans la nappe. Or les boules s'altèrent dans un milieu où les solutions sont, relativement, rapidement renouvelées. Il apparaît donc, qu'elles n'évoluent pas dans un milieu comparable à celui qui a présidé aux néoformations argileuses qui les entourent.

Pour expliquer ces variations de milieu, le schéma de la mise en place du profil serait le suivant :

- période fortement érosive provoquant l'enfoncement des cours d'eau et une troncature des profils d'altération sur leurs bords. ce rajeunissement des profils peut s'accompagner d'une exhumation, partielle, ou complète, des blocs de roches inaltérées évoluant initialement dans un milieu favorable à la néoformation de kaolinite.

- mise en place de l'horizon gravillonnaire. Il s'agit d'éléments grossiers provenant du haut des profils anciens et laissés par l'érosion sur les pentes .

- recouvrement de l'horizon gravillonnaire par colluvionnement de matériaux fins, provenant eux aussi de plus haut. On arrive ainsi à la formation d'un horizon superficiel.

L'apparition ou l'approfondissement des entailles dues aux rivières a provoqué sur leurs bords un rabattement de la nappe ce qui a soustrait à son influence une partie des blocs inaltérés qui se trouvent placés dans des conditions favorables à la néoformation de gibbsite.

Ce système implique la disparition de l'effet protecteur de la forêt, donc un climat différent de l'actuel, sans doute plus sec mais surtout à saisons plus contrastées.

b. comparaison avec les boules des profils de plateaux

Lors de l'étude des profils de plateaux, la présence de boules de granite altérées en gibbsite a été signalée. Ces faciès d'altération sont caractérisés par :

- la conservation des structures;
- leur position au sein de la nappe;

- leur formation à l'intérieur d'une lithomarge à structure conservée, riche en kaolinite;

- les phénomènes, parfois importants, de silicification de la gibbsite en kaolinite.

Ces boules de plateaux sont donc très différentes de celles que l'on étudie ici et l'on sait qu'elles se trouvent au sein de la nappe, dans des profils qui ne sont pas tronqués. On peut essayer d'expliquer leur origine de la façon suivante : des blocs de roches inaltérées sont restés suspendus dans un profil d'altération kaolinique. Un climat plus sec survient. La nappe s'affaisse. Les blocs "hors d'eau" évoluent en boules gibbsitiques. On reconstitue pour le passé, le mécanisme décrit ici pour les boules de bas de pente.

4 - Conclusion

Le produit de l'altération actuelle de boules de granite, noyées dans une masse kaolinique à structure souvent conservée, est la gibbsite. Ce phénomène se produit au-dessus du niveau de la nappe. Les profils, dans lesquels on trouve ces boules, sont relativement peu épais et sont proches du bas de pente.

Sans doute, trouve-t-on parfois de telles boules au sein de la nappe, dans la lithomarge à structure conservée. Mais on peut en rendre compte grâce aux climats anciens qui ont abaissé la nappe, permis la formation de ces boules, encore intactes au cours de la période humide actuelle. Sous réserve de ces cas, dont l'histoire comporte plusieurs phases, l'essentiel réside en ceci. Au sein d'une masse kaolinique, une boule de roche, crée à son pourtour un drainage actif qui permet son altération en gibbsite, écaille par écaille, depuis la périphérie jusqu'au coeur. Il s'agit d'une gibbsitisation accidentelle, en milieu favorable à la kaolinitisation.

F - Conclusion du chapitre

Les collines représentent quatre vingt pour cent du paysage du massif du Chaillu. Parmi elles, la plus grande partie provient d'une dissection des aplanissements anciens par enfoncement du réseau hydrographique, sans érosion marquée de leurs sommets, qui se retrouvent à des cotes voisines. Dans ce cas, les profils d'altération sont comparables à ceux des plateaux et sont formés par une épaisse lithomarge à structure conservée riche en kaolinite.

Le reste des collines est localisé dans une bande étroite à la limite de deux aplanissements. Elles représentent des points durs,

laissés isolés et abandonnés par l'érosion régressive. Dans ce cas, il s'agit souvent de dômes de roches saines qui évoluent d'une manière différente. Les horizons d'altération sont dans l'ensemble moins épais que les précédents, les structures sont conservées et le minéral qui se forme est la gibbsite.

Le formation de cette gibbsite est conditionnée par la position topographique du profil d'altération et la nature de la roche mère.

La gibbsite est abondante dans les parties hautes des collines et peut être trouvée, en quantité importante, jusqu'à quelques mètres au-dessus des rivières dans des zones, où l'humidité n'est pas permanente et où les solutions s'écoulent relativement vite.

En haut de pente tous les silicates alumineux participent à sa formation.

Plus bas à mi-pente, on constate que les micas ne forment plus de gibbsite. Ils ont tendance à donner de la kaolinite.

Peu avant le bas de pente, les plagioclases calciques s'altèrent en formant des produits amorphes qui évoluent en gibbsite. A partir des éléments du microcline, il apparaît de l'halloysite. Les micas continuent à se transformer en kaolinite.

Au fur et à mesure que l'on descend la pente on constate que les minéraux s'altèrent différemment. Les plagioclases sont susceptibles d'alimenter la gibbsite, le plus longtemps. Les micas et les feldspaths potassiques donnant plutôt des minéraux du groupe de la kaolinite. En définitive, dès que l'érosion avive les reliefs et ramène près des sommets des roches feldspathiques saines, l'altération des silicates alumineux des roches mène de préférence à la formation directe de gibbsite. Fait important l'apparition de cette gibbsite, de première génération, se produit quand les roches évoluent en dehors des eaux de la nappe. En effet, au fur et à mesure que le front d'altération s'enfonce, la surface du bed-rock tend à s'aplanir ce qui engorge le profil et provoque la néoformation des minéraux du groupe de la kaolinite. Mais cette gibbsite de première génération n'est pas définitive. Si la vitesse de percolation^{des} eaux faiblit, les solutions toujours capables de se charger en silice, dans les horizons supérieurs ou voisins, opèrent la silicification de la gibbsite, c'est à dire la genèse de la kaolinite, avec, comme on l'a montré, destruction des structures.

Ainsi les collines du pays du Chaillu sont dans l'ensemble dominées par des altérations kaoliniques. Les dalles et les boules à gibbsite, ne sont que des cas accidentels et non définitifs dans cette tendance générale.

VII - Les profils de bas de pente évoluant dans des zones humides.

Les profils étudiés ici sont situés en-dessous de ceux étudiés dans le chapitre VI. Leur évolution est conditionnée par leur position dans la nappe ou à la limite de celle-ci. Les minéraux néoformés sont essentiellement ceux du groupe de la kaolinite, halloysite, métahalloysite et kaolinite. Afin de dégager les grandes lignes de l'évolution de ce type d'altération, il sera traité ici trois cas types, aboutissant à la néoformation, soit de mélanges de minéraux kaoliniques, soit de kaolinite, soit d'halloysite.

A - Altération d'une diorite en bas de pente dans une zone très humide.

1- Généralités

Une coupe sera étudiée en détail, celle du PK 183,7. Ce type d'altération a été rencontré sept fois, aussi bien sur roches acides que sur roches basiques.

a) Position

La coupe est située juste en amont des chutes de la Livembé, 2 m au-dessus du plan d'eau (fig. 13). A la base du profil, le matériau est constamment humide et de faibles suintements d'eau apparaissent dans les fissures de la roche peu altérée. La tranchée atteint une profondeur de 10 m. Ce type de profil se retrouve près des exutoires des nappes, qui à cet endroit est peu élevée.

b) Description de la coupe

L'horizon superficiel est formé par un sol argilo-sableux, de couleur ocre-jaune, épais de 2 m environ.

L'horizon gravillonnaire est peu épais, il ne dépasse pas 50 cm. On y trouve, au sommet, quelques petites concrétions à patine noire, de type allochtone, puis des concrétions réniformes, brunes, à quartz anguleux d'origine granitique probable.

L'horizon d'altération présente à sa base des pointements de roches saines relativement nombreux. On rencontre des diorites, des granodiorites, du granite leucocrate, ainsi qu'un granite riche en microcline à faciès aplitique. En montant dans le profil, on constate que l'ensemble évolue en donnant un faciès argileux rouge. La base du profil se situe près de l'exutoire de la nappe.

2- Etude de l'altération.

Différents types de roches ont été étudiés. Seule la transformation d'une diorite sera étudiée en détail.

a) Observation au microscope

La roche saine (NCC 11) correspond à une diorite peu quartzique, riche en hornblende et en andésine. Certains plagioclases sont fortement séricitisés. Il subsiste une très petite quantité d'augite partiellement transformée en épidote et ouralite. La biotite, parfois chloritisée, est peu abondante.

Le premier stade d'altération (NCC 12) épais de quelques centimètres, est marqué par un léger blanchiment des plagioclases. Au microscope, on voit que la roche est parcourue par de fines fissures contenant parfois des matières ferrugineuses, plus généralement un matériau blanchâtre. Des filaments d'ascomycètes se développent souvent dans cette matière blanche. Ce stade est essentiellement marqué par le début de la dégradation des plagioclases. C'est souvent à partir des plages riches en séricite que partent les premiers canalicules, indices du début d'altération superficielle. L'observation de plaques minces colorées montre qu'à l'intérieur de ces canalicules, contenant des produits amorphes, il en existe d'autres plus fins, vides. On voit que les gels sont essentiellement localisés contre les parois des minéraux en cours d'altération. L'augite est parcourue par un réseau de fissures contenant des matières ferrugineuses.

Le deuxième stade d'altération (NCC 13) est caractérisé par une grande friabilité de la roche et le blanchiment généralisé des plagioclases. Ce stade peut-être observé sur une épaisseur de 10 cm. Le débit en écailles est facile. Cellés-ci, irrégulières, ne dépassent pas la largeur de 1 cm. Au microscope on voit que l'altération des plagioclases se développe. L'élargissement et la coalescence des canalicules provoque la formation de grandes plages contenant des produits amorphes. Une petite quantité de gibbsite se forme le long des parois de certaines fissures. Des pyroxènes, il ne reste plus qu'un réseau polygonal ferruginisé, où l'on reconnaît parfois la goethite. Dans les mailles de ce réseau on aperçoit quelques petits débris d'augite. Les clivages de la hornblende deviennent plus nets et ils sont parfois soulignés par de fins dépôts ferrugineux, ce qui dénote un début d'altération.

Le troisième stade d'altération (NCC 14) correspond à l'attaque de la hornblende. La roche très friable, est constituée par des écailles centimétriques imbriquées. Dans cet ensemble, épais de 5 cm,

la couleur de la hornblende passe au vert pâle, puis au brun en montant dans le profil. Les plagioclases paraissent, au microscope, très altérés. Il en subsiste quelques fantômes, souvent alignés, noyés dans de grandes plages de produits amorphes, dans lesquelles apparaissent de petits vermicules à basses biréfringence. L'altération de la hornblende commence par l'apparition, à l'intérieur des cristaux, de nombreuses fissures qui empruntent souvent les lignes de clivages. Dans ces fissures, se déposent des matériels ferrugineux rouges dans lesquels la goéthite est parfois reconnaissable. On observe ainsi le développement d'un réseau polygonal, caractéristique, dans les mailles duquel subsistent quelques débris déchiquetés d'amphibole. La couleur des biotites passe du brun au rouge et une partie des lamelles sont transformées en kaolinite. Comme précédemment, on retrouve une petite quantité de gibbsite formée dans des fissures.

Les caractères principaux du quatrième stade d'altération, (NCC 15) sont : la fin de la dégradation des minéraux primaires altérables et le développement des minéraux de néogénèse. L'épaisseur de ce niveau est de l'ordre de 10 à 15 cm. La roche est friable, de couleur brun rouge, tachetée de blanc; des lamelles dorées apparaissent épisodiquement. La structure paraît conservée, bien que le débit en écailles ait disparu. A la place des plagioclases, on trouve des plages de matériaux amorphes contenant des lamelles de séricite et des petits cristaux à basse biréfringence et extinction droite/^{qui} se révéleront être de la kaolinite. Ces plages sont souvent envahies par un matériau brun rouge, ferrugineux. Quelques fantômes de hornblende subsistent dans une masse ferrugineuse très sombre. Il n'est pratiquement pas possible de reconnaître des minéraux sains dans cette masse. Les biotites et les chlorites sont, pour la plus grande part, transformées en kaolinite sans que l'on observe de variations notables de volume. Pourtant, certaines lamelles paraissent cassées, ce qui serait l'indice de petits mouvements. D'autres lamelles conservent une biréfringence élevée, marque d'une altération incomplète. La gibbsite est localisée le long des parois de quelques fissures. Jusqu'à ce stade, les structures paraissent conservées.

b- Analyses minéralogiques.

Analyses thermiques différentielles.

La figure 20 représente les courbes d'analyse thermique différentielle sur le profil du PK 183,7 sur diorite. De nombreux auteurs ayant étudié les produits amorphes silico-alumineux d'andosols ont constaté qu'il était difficile de disperser les allophanes. Aussi, YOSMINAGA et AOMINE (1962) conseillent-ils de mettre l'échantillon en

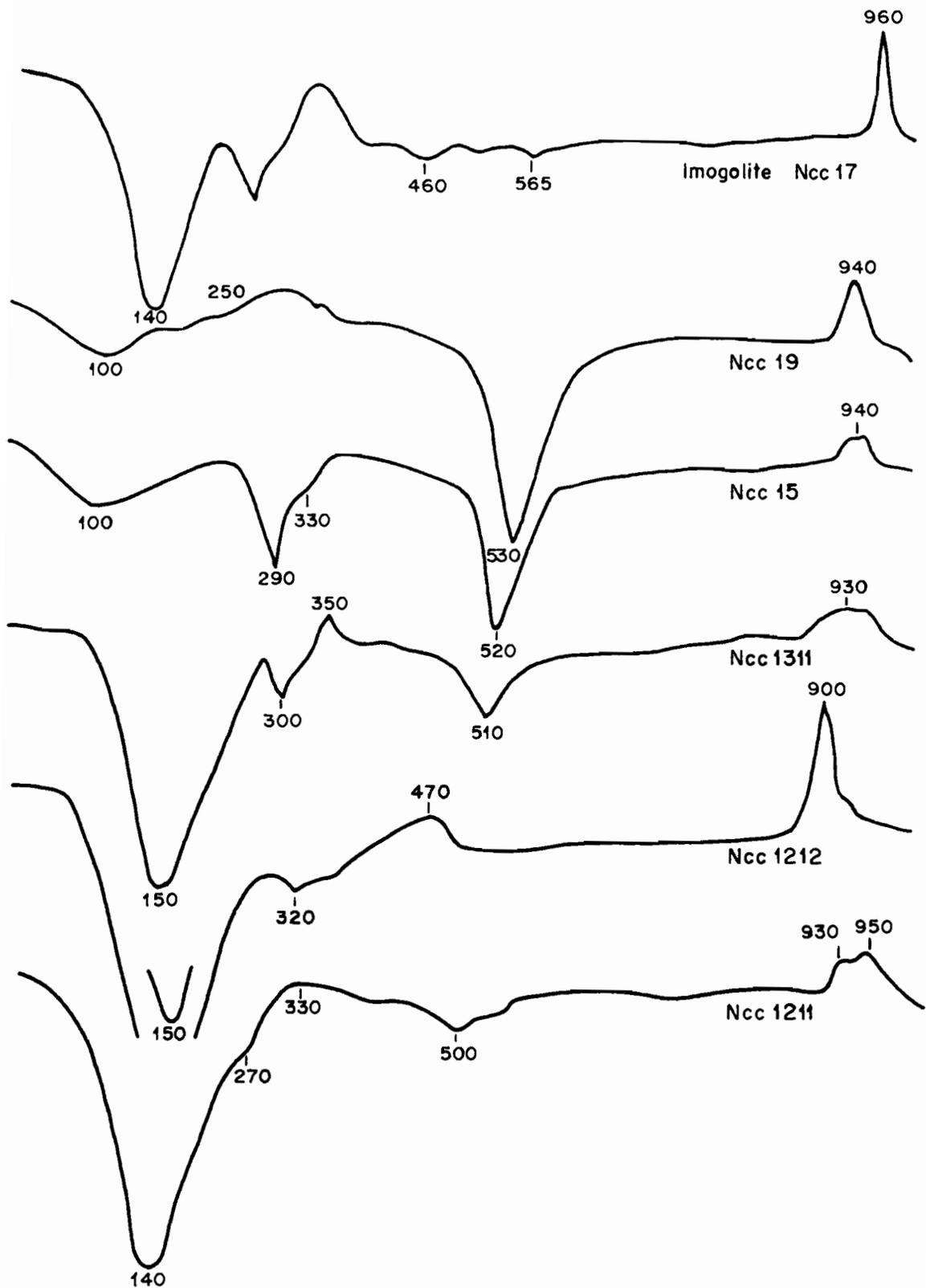


Fig. 20 - Courbes d'ATD d'un profil d'altération de diorite.
Allophanes évoluant en kaolinite et un peu de gibbsite.

suspension en milieu faiblement acide et en milieu faiblement basique. Cette méthode a été utilisée avec les échantillons des deux premiers stades d'altération. Les fractions étudiées sont inférieures à 1 μ .

- 1er stade d'altération (échantillon NCC 12)

La fraction dispersée en milieu faiblement acide (NCC1212) présente les caractères suivants :

- très forte réaction endothermique à 150°;
- faible réaction endothermique vers 320 - 350°C;
- légère réaction exothermique vers 450°C - 470°C;
- très faible réaction endothermique vers 500°;
- forte réaction exothermique à 900°, suivie d'une faible réaction exothermique à 940°.

La courbe correspondant à la fraction dispersée en milieu basique (NCC 1211) présente quelques différences avec la précédente :

- la réaction endothermique à 550°C disparaît presque complètement;
- celle apparaissant à 500°C est mieux marquée;
- à 930 et 950° on observe deux petites réactions exothermiques.

De la comparaison des deux courbes, il ressort qu'il y aurait deux types de produits amorphes caractérisés par des variations d'intensité et de température des réactions exothermiques à haute température. Le pic, faible et très évasé, à 320° de NCC 1212 correspondrait à la présence d'une petite quantité d'hydroxydes. Celui observé à 500° représente de l'illite mélangée à un peu de kaolinite. Les réactions à haute température font penser qu'il y a peut-être un peu de smectite

- 2^{ème} stade d'altération (NCC13)

Les courbes sont proches des précédentes, surtout pour la fraction dispersée en milieu acide. Dispersé en milieu basique, l'échantillon présente un peu plus de kaolinite et un peu de gibbsite. Les allophanes demeurent les minéraux les plus abondants. L'allure de la courbe à haute température ne permet pas de déceler de smectite. Seul apparaît un pic exothermique très plat, à 930°C. Il y aurait là interférence entre les réactions exothermiques des allophanes et de la kaolinite.

- 3^{ème} stade d'altération (NCC14)

A ce stade d'altération, les phyllites néoformées, identiques aux précédentes, sont peu abondantes. Les allophanes restent le composant dominant.

- 4^{em} stade d'altération (NCC15)

Dans cet échantillon, la kaolinite devient abondante, la gibbsite subsiste en petite quantité. Le pic endothermique à basse température, relativement important, semble indiquer la présence de produits amorphes. Il pourrait être aussi attribué à la présence de smectite mais les réactions à température plus élevée ne le laisse pas supposer. Ce pourrait être aussi de l'halloysite, mais le pic varie peu, après séchage à 70°C. Vérification faite par comparaison avec des allophanes, ce caractère appartient à ces derniers. La détermination des allophanes dans l'échantillon NCC 15 est donc assurée. Un petit pic endothermique apparaît à 350°, il est attribuable à de la goethite.

- lithomarge à structure conservée (NCC19)

Il s'agit d'un échantillon de lithomarge kaolinique situé 50 cm au-dessus de NCC 15. Par rapport à NCC 15, la kaolinite est un peu plus abondante et les allophanes plus rares. Les quantités de gibbsite et goethite restent faibles.

L'analyse thermique différentielle s'avère intéressante car elle permet de suivre l'apparition puis l'évolution des produits amorphes. Les allophanes apparaissent rapidement, en grande quantité, et on en reconnaît deux espèces. Dès le deuxième stade d'altération, on constate qu'il se forme un peu de gibbsite et de kaolinite. Mais c'est seulement à partir du quatrième stade d'altération que la kaolinite devient abondante, alors qu'il ne subsiste plus que très peu d'allophanes. L'évolution des allophanes en kaolinite apparaît, ici, nettement.

Analyses par diffraction de rayons X

Ces analyses ont été effectuées sur des échantillons bruts, puis traités de façon à éliminer le matériel amorphe, ou du moins une partie de celui-ci, selon des méthodes préconisées par GAC (1968), de ENDREY (1963), YOSHINAGA et AOMINE (1962), CHAUVEL (1972).

La figure 21 montre les diffractogrammes obtenus sur les fractions fines des différents échantillons du profil. Dans les deux premiers stades d'altération, on observe dans les fractions fines un bombement vers 3,4 Å, courant en présence de produits amorphes. Entre 10 et 20 Å apparaît un autre bombement dans lequel s'individualisent parfois de petits pics vers 17 - 18 Å à 14 Å et vers 12 Å. Après traitement à l'éthylène glycol on constate l'apparition de pics vers 15 - 16 Å, plus rarement à 17 Å. Le pic à 7,2 Å ou une partie de ce pic, a tendance à se déplacer vers 10 Å. Après deux heures de chauffage à 300°, on retrouve le pic à 18 Å, la série de pic entre 10 et 14 Å avec parfois un léger renforcement de celui à 10 Å, une partie du pic à 7,2 Å se déplace vers 8,9 Å. Les diagrammes des échantillons chauffés 4 heures à 490°

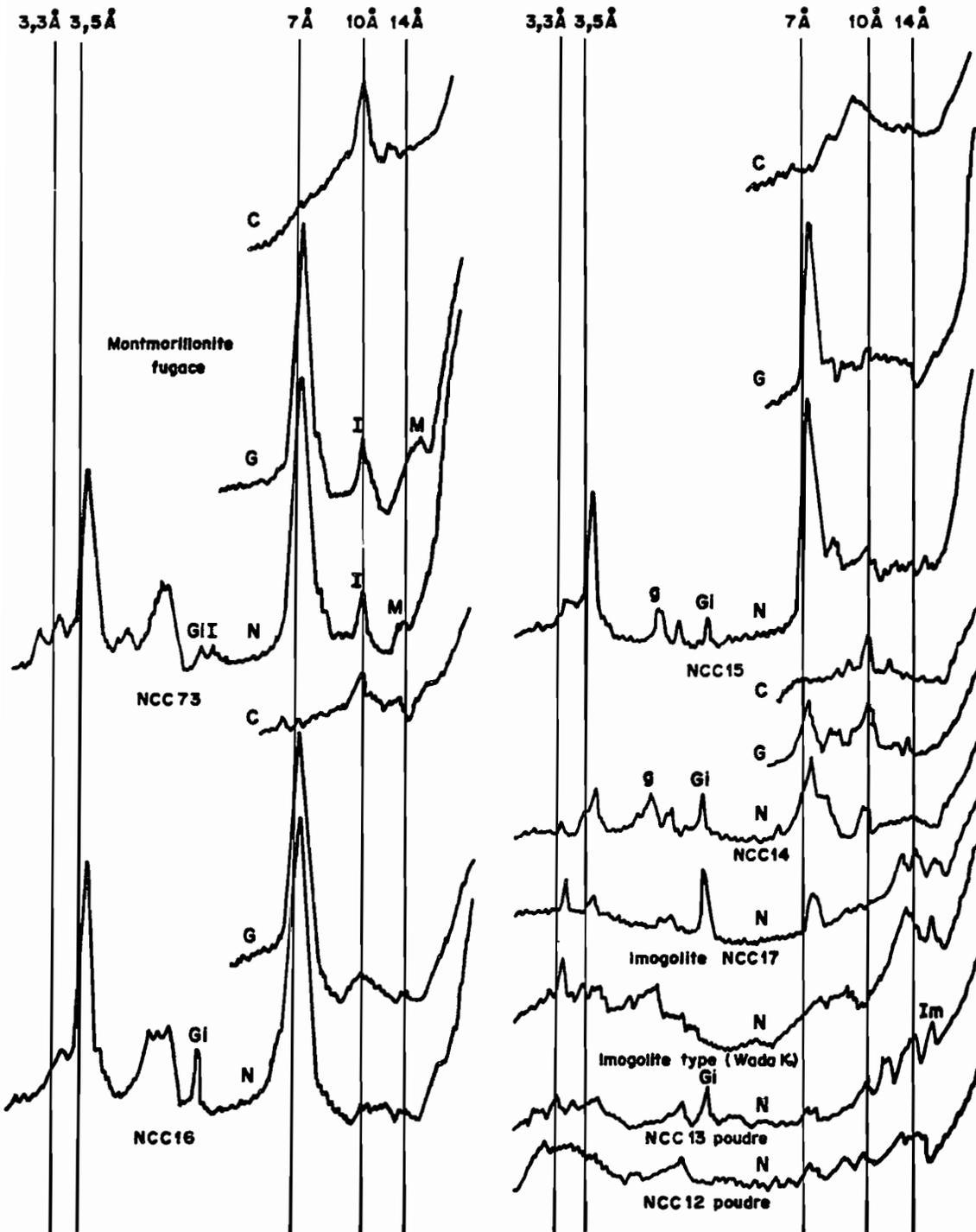


Figure 21. Altération de diorite : formation d'allophanes, d'imogolite, de gibbsite et de kaolinite. Un exemple de montmorillonite fugace. N normal - G glycol - C chauffé 4 h à 490° C
 Gi gibbsite - Im imogolite - I illite - M montmorillonite - g goethite.

sont caractérisés par le mauvais rabattement des pics à 10 \AA , il subsiste toujours des petits pics entre 10 et 14 \AA et parfois à 14 \AA . Les échantillons contiendraient les minéraux suivants : de l'allophane, de l'imogolite caractérisée par des pics à $17,7 \text{ \AA}$ et $12,6 \text{ \AA}$, de la montmorillonite en général interstratifiée avec de la chlorite, de la chlorite interstratifiée avec de la vermiculite, (LUCAS, CAMEZ et MILLOT, 1959 ; LUCAS, 1962) des traces de chlorite, des minéraux du groupe de la kaolinite (sans doute halloysite et métahalloysite) et peut-être des interstratifiés 7 - 14 M du type argile X de THIRY (1973). La gibbsite existe en petite quantité. Parmi les minéraux primaires résiduels, on observe un peu de micas, de la hornblende et des plagioclases.

Le troisième stade d'altération, NCC 14, est marqué par un faible développement des minéraux du groupe de la kaolinite. Les diagrammes de poudres semblent indiquer la présence de minéraux du type métahalloysite. La gibbsite existe en petite quantité. On retrouve les minéraux observés précédemment, mais les interstratifiés sont moins nets et rien ne vient confirmer la présence d'argile X. Le seul minéral nouveau est la goethite.

Au cours du quatrième stade d'altération, les quantités de kaolinite augmentent. Les diagrammes de poudre semblent indiquer la présence de kaolinite mieux cristallisée. Parmi les minéraux peu abondants il existe des micas, des interstratifiés 10 - 14 V et 14 C - 14 V. Les smectites paraissent avoir disparu, bien que des échantillons prélevés soit à côté, soit au-dessus du précédent, paraissent contenir encore une petite quantité de ces minéraux.

L'étude des diagrammes de diffraction des rayons X permet de suivre avec une bonne précision l'évolution des produits de néoformation dans le profil. Il se forme en premier lieu des produits amorphes, puis on voit apparaître de l'imogolite, de la gibbsite, de l'halloysite, une petite quantité de smectite, de chlorite et d'interstratifiés 10 - 14 V, 14 V - 14 C et sans doute 14 C - 14 M. En remontant dans le profil, la kaolinite bien cristallisée augmente alors que les allophanes diminuent. Les allophanes persistent relativement longtemps puisqu'on les retrouve sur près de 1 m d'épaisseur. La gibbsite apparaît très tôt, elle subsiste en faible quantité dans tout le profil.

1	NCC	1211
2	NCC	1311
3	NCC	1312
4	NCC	15
5	NCC	16
6	NCC	19
7	NCC	62
8	NCC	73

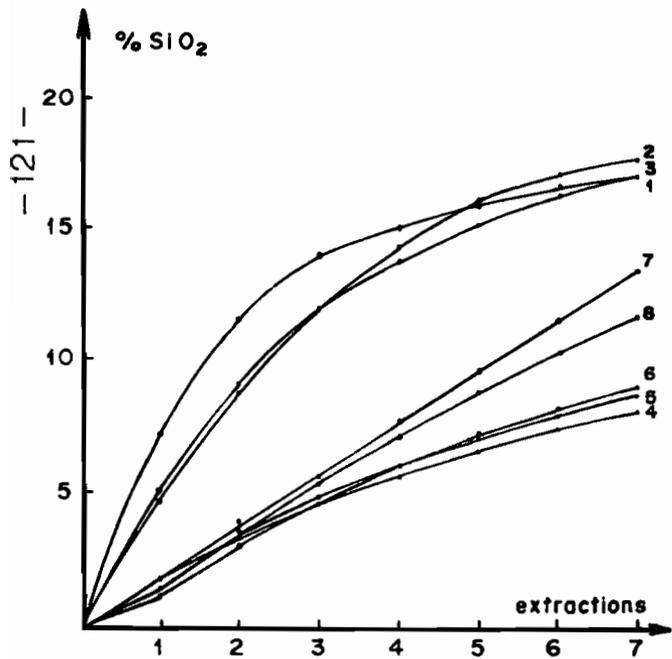


Fig. 22 - Dosage des produits amorphes - Silice

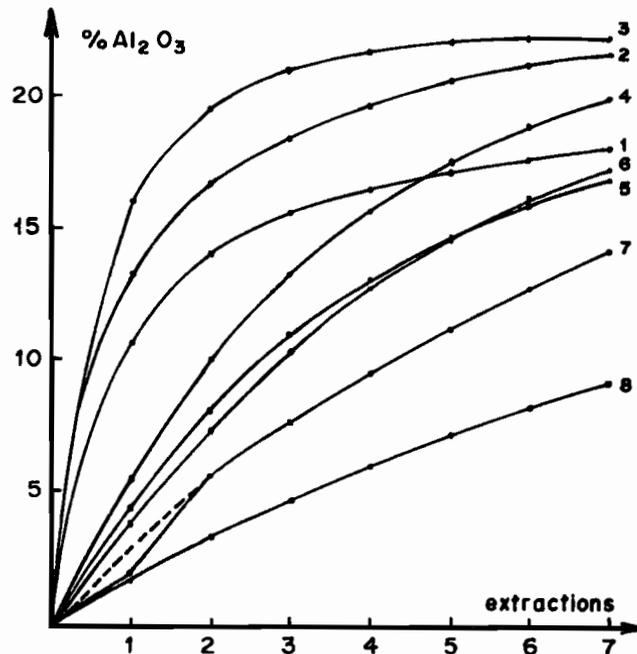


Fig. 23 - Dosage des produits amorphes - Alumine

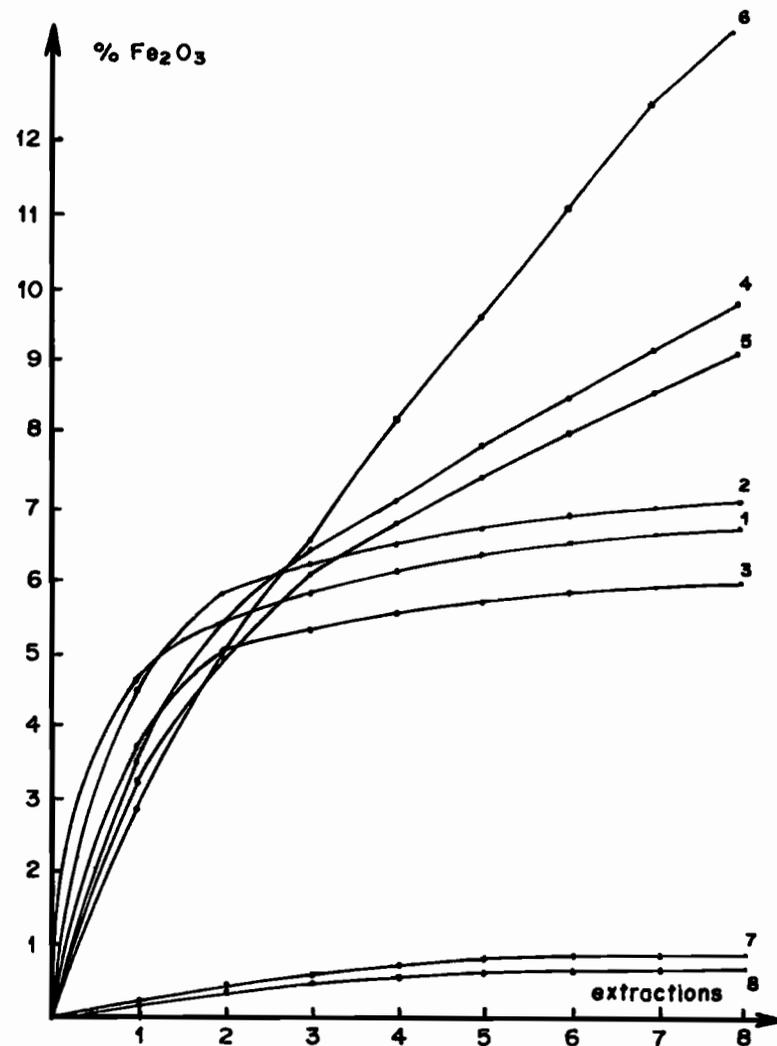


Fig. 24 - Analyse du fer amorphe

Dosage des produits amorphes

Dans la plupart des cas, la fraction analysée est inférieure à 1M, sauf pour NCC 62, où elle est inférieure à 5M, et NCC 73 où elle est inférieure à 50M. Les résultats concernant huit échantillons, sur les quatorze étudiés, sont reportés sur les figures 22, 23 et 24. Les échantillons, NCC 16, 19, 62 et 73, ont été prélevés, en différents points de la lithomarge à structure conservée, au-dessus de NCC 15. Les courbes obtenues après l'attaque de NCC 12 correspondent à une mise en solution d'allophanes. Le rapport moléculaire $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ des allophanes est de 0,92, donc inférieur à celui de la kaolinite qui est de 2. Il faut remarquer que pour l'aluminium et pour la silice, on n'atteint pas de palier après la septième extraction. Cela signifie que l'on attaque aussi une petite quantité de phyllites qui seraient les smectites et les minéraux interstratifiés, ce qui a été vérifié sur les diagrammes de rayons X.

Dans le cas de NCC 1311, la courbe de dissolution de l'aluminium peut-être divisée en trois secteurs. Le premier correspond à l'attaque des allophanes, de la gibbsite et des minéraux argileux, le second à celle de la gibbsite, qui est ici très fine, et des minéraux argileux, le troisième à celle des minéraux argileux, en particulier de l'halloysite. Un contrôle effectué au microscope électronique a montré qu'il subsiste quelques formes tubulaires très fines. Il s'agirait donc d'un peu de métahalloysite. L'étude de la courbe de dissolution de l'alumine de NCC 1312 est typiquement une courbe d'attaque de produits amorphes. Le pallier est atteint au bout du quatrième cycle, ce n'est pas le cas pour la silice, ce qui est courant, mais on constate qu'après le huitième cycle on approche de l'épuisement. Le rapport moléculaire $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ des allophanes est de 1.

Au vu de ces rapports, il y aurait deux types d'allophanes, l'une pauvre en silice extraite en milieu basique, l'autre plus riche, extraite en milieu acide. Ceci paraît confirmé par les courbes d'analyses thermiques différentielles.

Après attaque triacide, on obtient des rapports $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ de 1,8 pour NCC 12 et 1,45 pour NCC 13. Cette attaque a détruit non seulement les allophanes mais aussi les micas, les minéraux interstratifiés et les argiles, tous ces minéraux ont un rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ supérieur à 2. Les chiffres obtenus correspondent donc à la limite supérieure du rapport. On constate que la progression de l'altération est marquée par une augmentation de la lixiviation de la silice, ce qui est à mettre en parallèle avec le fait qu'on ne constate pas de formation importante de kaolinite.

Les courbes de dissolution de la silice et de l'alumine de NCC 15 et NCC16 tendent vers des droites, les allophanes existent en faible quantité. Les rapports moléculaires SiO_2 silicates/ Al_2O_3 obtenus après attaque triacide sont dans les deux cas de 1,5. Ce rapport est faible, les petites quantités de gibbsite ne suffisent pas à l'expliquer. Il y a donc dans ces échantillons des allophanes dont le rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ est inférieur à 2. Il est intéressant de noter que, dans l'échantillon NCC 15, les allophanes diminuent. Or, c'est à ce stade que la hornblende est fortement altérée, ce qui prouve qu'il ne se forme pas d'allophanes à partir des produits de l'hydrolyse de ce minéral.

Les courbes de dissolution du fer indiquent la présence d'une petite quantité de fer amorphe (5% environ) dans les premiers stades d'altération. Au cours de la progression de celle-ci, lors de l'hydrolyse de la hornblende, le fer amorphe diminue légèrement, alors que la goethite augmente, comme le montre la pente de plus en plus forte de la partie rectiligne des courbes qui correspond aux dernières extractions. Plus haut, dans la lithomarge à structure conservée (NCC 19), on peut estimer que tout le fer est cristallisé.

Les courbes de dissolution des produits amorphes permettent d'affirmer qu'il se forme des allophanes lors de l'altération des plagioclases. Ces allophanes évoluent en perdant de la silice et le rapport moléculaire $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ est nettement inférieur à 2.

- Analyses particulières

- Analyse du liquide surnageant, après attaque Segalen.

Dans le liquide surnageant dans les godets de centrifugation après le premier et le deuxième cycle d'une attaque acide et basique, le calcium et le potassium ont été dosés. Les résultats sont exprimés en % de l'échantillon.

TABLEAU 18

Analyse du liquide surnageant après attaque par la méthode Segalen .

	CaO	K ₂ O
NCC 1211 < 1 micron	0,28	0,13
NCC 1212 < 1 micron	0,34	0,13
NCC 1311 < 1 micron	0,28	ε

On voit que les allophanes contiennent un peu de calcium mais beaucoup moins de potassium facilement extra^ctable.

- Attaque triacide

Après attaque triacide de NCC 1214, 1212 et 1311, on remarque que le magnésium existe en très faible quantité (0,07% au maximum), que le taux de calcium décroît rapidement puisqu'il passe de 1,25% en NCC12 à 0,42% en NCC 13, que la quantité de sodium reste constante autour de 0,32%.

Toutes ces analyses permettent de constater que les allophanes retiennent faiblement les bases.

- Observation au microscope électronique

Les deux premiers stades d'altération sont caractérisés par la présence de deux types de formes. Après dispersion en milieu basique, on trouve essentiellement de petits amas floconneux de produits amorphes, dont la taille est de l'ordre de 0,02 microns. Ils évoluent en augmentant de taille vers des formes du type somatoïde décrite par HERBILLON et GASTUCHE (1962) et qui rappellent des plaquettes à morphologie hexagonale. Il existe aussi, mais plus rarement des formes du type pseudo-polyédrique observées par PEDRO (1964). Dans la fraction obtenue après sédimentation en milieu acide, on observe essentiellement des amas de filaments rappelant l'imogolite. L'observation d'échantillons non sédimentés a permis de reconnaître les formes fibreuses typiques de l'imogolite. Les plus fortes concentrations de ce minéral ont été rencontrées dans la zone de séparation des écailles. En fait, on trouve ces différentes formes mêlées, avec une dominante de l'une ou de l'autre. Quelques tubes apparaissent dans la masse des produits amorphes. Ils sont en général de petite taille et paraissent mal formés. Il faut remarquer que l'imogolite trouvée est fragile, les diverses manipulations nécessaires à la séparation des fractions fines, agitation, centrifugation, la fractionne en éléments très fins, souvent difficilement reconnaissables. Ce phénomène a été constaté aussi par AOMINE, INONE et MIZOTA (1972) sur des sols du Chili provenant de cendres volcaniques.

Au troisième stade d'altération, NCC 14, on constate que les fractions fines contiennent, un peu d'allophanes sous la forme de petits flocons, des tubes plus ou moins agglomérés, souvent de grande taille, et de nombreuses plaquettes hexagonales dont la taille varie entre 0,1 et 0,5 μ , et qui représentent la kaolinite. L'échantillon NCC 15 présente le même type de formes. En NCC 16, les tubes sont très fins et déchiquetés. On a l'impression que la métahalloysite, déjà décelée par diffraction de rayons X, est en train de se détruire plutôt que de se former.

- Mesure des surfaces spécifiques (méthode B. E. T,
1938)

Tous les échantillons analysés appartiennent à la fraction 0 à 20 μ . Les résultats obtenus sont en principe inférieurs à ceux que l'on aurait obtenu sur des fractions plus fines puisque les minéraux primaires sont plus abondants dans les fractions grossières que dans les fractions fines.

Les résultats obtenus sont les suivants :

NCC 12 : 48 m ² /g	NCC 14 : 45 m ² /g
NCC 13 : 124 m ² /g	NCC 15 : 38 m ² /g

La variation des surfaces spécifiques est très nettement liée à la quantité de produits amorphes (maximum pour NCC 13). Elle chute brutalement avec l'apparition et le développement des minéraux de la famille de la kaolinite (NCC 14 et NCC 15)

c - Analyse des éléments majeurs et traces

- Analyse des éléments majeurs

Outre les échantillons décrits jusqu'à maintenant, deux autres échantillons de diorite altérée ont été analysés (NCC 209 et NCC 237). Ils ont été prélevés dans la lithomarge à structure conservée, riches en kaolinite, en des lieux proches de la coupe étudiée.

TABLEAU XIX a

Analyse des éléments majeurs de faciès d'altération de diorite évoluant vers la kaolinite

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Mn ₃ O ₄	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	Σ
NCC 11 R. saine	49,7	15,5	7,62	10,0	11,5	0,183	0,71	3,24	0,86	0,65	99,96
NCC 12 1er stade	45,7	16,3	8,14	9,1	12,1	0,21	0,76	2,39	0,90	3,40	99,0
NCC 13 2èm stade	42,1	17,3	7,37	6,8	14,0	0,20	0,81	0,94	0,90	7,70	98,12
NCC 14 3èm stade	40,4	19,3	6,10	3,3	13,5	0,10	0,87	0,56	0,92	14,7	98,11
NCC 15 4èm stade	37,2	24,7	3,78	2,7	18,7	0,13	1,10	0,38	0,85	10,14	99,73
NCC 209 R2	40,6	34	0,1	0,2	11,2	0,02	0,99	0,05	0,73	12,97	100,50
NCC 237 R2	38,1	22,9	0,1	0,2	24,0	0,03	1,30	0,05	0,46	11,80	99,11

- Raisonnement isovolumétrique

TABLEAU XIX b

Poids d'oxydes dans 100 cc de divers faciès d'altération de diorite évoluant vers la kaolinite

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Mn ₃ O ₄	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	d
NCC 11 R. saine	143,6	44,8	22,0	28,9	33,2	0,52	2,05	9,36	2,48	2,89
NCC 12 1er stade	122,9	43,8	21,9	24,5	32,5	0,56	2,04	6,43	2,42	2,69
NCC 13 2èm stade	103,9	42,7	18,2	16,8	33,5	0,50	2,0	2,32	2,23	2,47
NCC 14 3èm stade	94,1	44,9	14,2	7,6	31,4	0,23	2,06	1,30	2,14	2,33
NCC 15 4èm stade	61,0	40,5	6,2	4,4	30,6	0,21	1,80	0,62	1,39	1,64
NCC 209 R2	49,5	41,1	0,16	0,32	13,5	0,03	1,20	0,08	0,88	1,21
NCC 237 R2	51,8	31,1	0,13	0,27	32,6	0,04	1,77	0,07	0,62	1,36

d = densité
R. = roche

TABLEAU XIX c

Variations des éléments en % dans divers faciès d'altération de diorite évoluant vers la kaolinite

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Mn ₃ O ₄	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O
NCC 12	-14	-2,2	- 0,4	-15	- 2	+7,6	-0,5	-31	- 2,4
NCC 13	-28	-4,6	-17,2	-42	+ 0,9	-4	-2	-75	-10
NCC 14	-34	+0,2	-35	-74	- 5,4	-55	+0,5	-86	-14
NCC 15	-56	-9	-71	-83	- 6	-60	-12	-94	-43
NCC 209	-65	-8	-99	-99	+59	-92	-41	-99	-64
NCC 237	-64	-30,5	-99	-99	- 1,8	-92	-13	-99	-75

- Analyses des éléments traces

TABLEAU XX

Répartition des éléments traces dans divers faciès d'altération de diorite évoluant vers la kaolinite. Résultats exprimés en p. p. m.

	Sr	Ba	V	Ni	Co	Cr	B	Mn	Zn	Ga	Cu	Pb	Sn
NCC 11	105	184	199	162	59	266	∠ 5	1855	140	17	130	3	5
NCC 12	75	229	198	180	59	174	∠ 5	1789	142	16	109	∠ 2	∠ 5
NCC 13	22	232	214	221	57	224	∠ 5	2421	289	19	174	∠ 2	∠ 5
NCC 15	12	294	317	201	65	106	∠ 5	1050	305	34	183	∠ 2	∠ 5
NCC 209	148	377	74	6	∠ 2	∠ 5	15	∠ 10	24	20	66	∠ 2	∠ 5
NCC 237	∠ 10	21	423	69	13	56	13	57	92	42	71	9	21

- Variations des éléments majeurs et traces

- Variations des éléments majeurs

Le taux de silice décroît régulièrement. En fin d'altération, la quantité qui subsiste correspond à la silice nécessaire à la kaolinite néoformée et au quartz résiduel.

L'alumine et le fer évoluent parallèlement ils sont lentement et faiblement lixiviés du profil, les pertes sont de l'ordre de 10%.

La lixiviation du magnésium, faible au début, tant qu'il provient de l'altération des micas, devient très importante au moment de l'hydrolyse de la hornblende. La quantité qui subsiste en NCC 15 montre que l'altération de la hornblende est incomplète.

Le taux de calcium décroît régulièrement et fortement, ce qui illustre bien l'attaque successive des plagioclases puis de la hornblende.

Le manganèse est moyennement éliminé en début d'altération, puis très fortement dans les faciès riches en kaolinite.

Le titane est peu lixivié.

Le départ du sodium est rapide et important.

Le potassium est lentement et incomplètement lixivié, séricite et illite étant peu altérées dans les faciès riches en kaolinite.

- Le profil sur diorite ne montre pas de départs importants d'éléments traces sauf le strontium. Les autres éléments sont :

- Moyennement lixiviés Mn, Cr et Co,
- Faiblement lixiviés Ni,
- Peu ou pas lixiviés Ba, V, Zn, Cu et Ga.

3 - Conclusion.

L'étude de l'altération d'une diorite, en bas de pente, dans un milieu à percolation ralentie mais non confiné, permet d'observer la formation successive, à partir des produits de la dégradation des plagioclases, d'allophanes, d'imogolite et d'une petite quantité de gibbsite, de smectite et d'halloysite. Ces minéraux, où les allophanes dominant, apparaissent tôt, alors que la kaolinite qui va devenir le minéral le plus important, se forme tardivement. Cette formation coïncide avec l'altération de la plus grande partie de la hornblende. De son côté la hornblende, qui s'altère en dernier, donne des produits amorphes ferrugineux qui se transforment en goethite, sans qu'apparaissent des allophanes.

Les micas, en particulier la biotite, se transforment d'abord en interstratifiés mica-vermiculite. Cette étape, plus ou moins fugace, conduit ensuite à la kaolinite.

Les bilans géochimiques montrent que la formation de la kaolinite s'accompagne d'une légère perte de fer et d'alumine.

B - Profils de bas de pente. Autres cas d'altération de roches feldspathiques menant à la formation de minéraux du groupe de la kaolinite.

Dans le paragraphe précédent, on a traité des profils où apparaissaient successivement : les produits amorphes, la gibbsite, l'halloysite et la kaolinite.

De nombreux autres cas d'altération de roches feldspathiques, aboutissant à la formation de minéraux kaoliniques, ont été étudiés. Parmi ceux-ci, certains apparaissent comme des simplifications de l'exemple précédent et permettent d'éclairer les deux questions suivantes : toutes les roches feldspathiques sont-elles susceptibles de fournir des produits amorphes en s'altérant ? Dans quelles conditions se forment la kaolinite bien cristallisée ou l'halloysite ?

1 - Altération de granite au sein de la nappe

L'exploitation des graviers sous berge par des *orpailleurs* a mis à nu un horizon d'altération de granite, riche en kaolinite, situé 60 cm au-dessus du plan d'eau d'une rivière dans la région de Mayombo, près de Mougoundou. Les échantillons prélevés se trouvent dans un horizon d'altération situé au sein de la partie réductrice de la nappe, ce qui se traduit par une couleur gris-bleu de la roche altérée. On se trouve ici dans une position un peu plus basse que celle du profil précédent. Ces conditions sont assez bien représentatives de celles qui règnent à la base des profils de plateaux, ce qui représente le cas le plus général de l'altération en ce pays. Trois échantillons de granite altéré ont été prélevés, sur une hauteur de 1 m, dans la zone de départ d'un horizon d'altération. La roche saine n'a pas été atteinte.

a - Etudes minéralogiques

Sous le microscope, on constate que la roche est assez riche en quartz souvent fissuré. Les plagioclases et le microcline, corrodés et craquelés, existent en petite quantité. Ils sont parfois entourés par un fin liseré de produits amorphes. Le microcline paraît dans l'ensemble moins altéré que les plagioclases. La biotite, parfois abondante, devient plus claire et certains feuillets paraissent kaolinisés. Le

plasma, qui cimente ces éléments du squelette, est essentiellement formé par de la kaolinite dont les formes sont variables, vermicules de petite taille, petits cristaux isolés ou des grandes plages, formées par la coalescence de dépôts canaliculaires. Dans certaines fissures semble s'être déposée un peu de gibbsite de petite taille.

Ces faciès altérés semblent dériver d'un granite leucocrate à plagioclases et microcline, ce que confirment les dosages du quartz, des plagioclases et du microcline, selon la méthode WEBER et LARQUÉ, qui ont donné les résultats suivants :

TABLEAU XXI

Dosage du quartz et des feldspaths dans le granite altéré au sein de la nappe

	Quartz	Plagioclases	Microcline
NEC 34	33	12	14
NEC 36	35	14	18
NEC 35	31	23	18

On voit que les quantités de plagioclases et de microcline inaltérés sont relativement importantes.

Les diagrammes de diffraction de rayons X montrent la présence, dans les fractions fines, d'une grande quantité de kaolinite assez bien cristallisée. Il existe, par ailleurs, une petite quantité d'interstratifiés biotite-vermiculite, ainsi que des traces de gibbsite et de smectite.

Sous le microscope électronique, on constate que les fractions fines sont presque exclusivement formées par des plaquettes hexagonales dont les formes sont parfois imparfaites : certains côtés des hexagones paraissent dentelés. Il s'agit plutôt de défauts de cristallisation que des marques de dissolution.

b) Analyses chimiques

En l'absence de roches saines, les trois faciès altérés seront comparés à un granite assez pauvre en alumine NCC 06, qui correspond au pôle acide des migmatites du Chaillu.

TABLEAU XXII a

Analyses des éléments majeurs de granite altéré au sein de la nappe

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Mn ₃ O ₄	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	Σ
NEC 34	67,9	18,5	0,39	0,4	2,5	0,10	0,55	1,16	2,34	5,52	99,34
NEC 35	67,5	17,8	0,62	0,9	3,8	0,04	0,54	1,96	2,51	3,89	99,54
NEC 36	70,6	16,9	0,52	0,4	2,9	0,3	0,44	1,42	2,95	4,14	100,44
NCC 06	73,8	13,8	0,28	0,5	2,1	0,01	0,11	2,55	6,59	0,50	100,31

- raisonnement isovolumétrique

TABLEAU XXII b

Poids d'oxydes dans 100cc de granite altéré au sein de la nappe

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Mn ₃ O ₄	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	d
NEC 34	123,6	33,6	0,71	0,73	4,5	0,18	1,0	2,11	4,26	1,82
NEC 35	142,4	37,56	1,31	1,90	8,0	0,08	1,1	4,13	5,29	2,11
NEC 36	139,8	33,46	0,93	0,79	5,7	0,59	0,87	2,81	5,84	1,98
NCC 06	197,6	37,0	0,75	1,3	5,63	0,03	0,29	6,83	17,6	2,68

Le degré d'altération des divers échantillons ne correspond pas exactement à l'ordre des numéros. NEC 36 est un peu plus altéré que NEC 35 comme le montre la densité, la perte au feu et les quantités des éléments facilement lixiviables. Il est évident que la roche dont dérivent les faciès altérés étudiés ici, ^{sont} ~~est~~ plus riches en plagioclases et en minéraux ferro-magnésiens. Ceci peut-être évalué en tenant compte des quantités de calcium et magnésium, et des rapports relativement élevés sodium / potassium.

Les bilans géochimiques montrent que la perte d'alumine est au minimum de 10% au stade de NEC 34 et l'altération des feldspaths n'est pas terminée à ce moment là.

Les pertes de fer sont importantes. Le calcium; le sodium et le magnésium sont assez fortement lixiviés, ce qui montre que les plagioclases et la biotite sont fortement altérés. Le taux de potassium chute de 27% entre le moins altéré et le plus altéré des granites. Ceci souligne la lenteur de l'attaque du microcline.

c) Conclusion

L'observation de profils de ce type, noyés sous la nappe, est assez rare. ~~Les profils de ce type sont assez rares et les altérations sont généralement peu avancées.~~ L'altération des plagioclases et des feldspaths potassiques mène à la formation de produits amorphes. Ces derniers évoluent rapidement en kaolinite, qui est le minéral dominant. Il apparaît aussi une petite quantité de montmorillonite et des traces de gibbsite.

Les bilans géochimiques montrent que ces néoformations s'accompagnent d'une perte d'alumine qui est au moins de 10%, ainsi que d'une perte plus élevée de fer. Les comparaisons faites avec des échantillons kaoliniques de la lithomarge à structure conservée, provenant de granites identiques de profils de plateaux, montrent qu'il y a une grande ressemblance entre ces deux faciès. Le type d'altération étudié ici paraît représentatif de la zone de départ des profils de plateaux, riches en kaolinite.

2 - Altération de granite riche en microcline, en bas de pente, dans un milieu très humide.

Une passée de granite riche en microcline, située à la base de la coupe du PK 183,7 à 50 m au nord de la diorite étudiée en début de chapitre, s'altère dans des conditions comparables. Le matériau est constamment humide et de faibles suintements d'eau apparaissent dans les fissures de la roche peu altérée.

a) Observations minéralogiques

Des observations au microscope optique, il ressort que la roche saine est un granite riche en quartz et microcline et pauvre en albite, plagioclases et biotite. L'altération des feldspaths est caractérisée par :

- la formation épisodique d'un mince liseré de produits amorphes autour des minéraux primaires.

- le développement, dans les plages altérées, de minéraux à caractères optiques de kaolinite et à aspect souvent lamellaire. La néoformation de ce minéral se fait souvent très près du feldspath en cours d'altération.

- un peu de gibbsite se dépose dans des fissures.

Les diagrammes d'analyse thermique différentielle montrent un important pic endothermique à basse température, lequel est considérablement réduit après séchage de l'échantillon à 60° pendant 5 heures, les autres pics correspondent à ceux de la kaolinite. La forte réduction du pic de départ d'eau hygroscopique indique la présence d'halloysite plutôt que d'allophanes.

Les diagrammes de rayons X montrent la présence d'halloysite, de métahalloysite et de traces de gibbsite; le pic le plus important est celui à 10 Å de l'halloysite. Il est possible que le phénomène de déshydratation de ce minéral soit accidentel, l'échantillon ayant été stocké plusieurs années à l'air avant d'être étudié.

Sous le microscope électronique, on constate que la fraction fine est composée de tubes pouvant atteindre le micron. Ces tubes sont en général agglomérés et forment alors de longues lattes ou des hérissons. Les formes glomérulaires décrites par SIEFFERMANN et MILLOT (1968) sont rares et peu nettes. Les quelques plaquettes à bords déchiquetés, trouvées, paraissent représenter la gibbsite.

Des observations identiques ont été faites chaque fois que des granites à microcline ont été trouvés dans des situations comparables.

b) Conclusion

Le cas étudié a permis d'observer la transformation en halloysite d'un granite alcalin riche en microcline. Des produits amorphes apparaissent en début d'altération, mais ils durent très peu alors que le milieu serait favorable à leur développement. Ceci paraît lié à la pauvreté en plagioclases de la roche. Par contre, l'apparition en grande quantité d'halloysite est à relier à la présence de feldspaths riches en silice puisque, dans le voisinage, il se forme de la kaolinite à partir de diorite, alors que ces deux roches évoluent dans des conditions d'altération identiques. Ici, les solutions, plus riches en silice, en raison de l'hydrolyse des microclines, alimentent directement la néoformation de l'halloysite. Les allophanes sont discrets ou nuls.

3 - Altération de diorite dans la zone de battement de la nappe.

Des échantillons de diorite altérée ont été prélevés à 1,5 m de la base de la coupe du P.K. 183,6 et 100 m au Sud de la diorite étudiée en début de chapitre. La roche évolue dans un milieu humide mais soumis à une légère dessiccation en saison sèche.

a) Observations minéralogiques

Sous le microscope optique, on constate que les différentes étapes de l'altération sont identiques à celles de l'altération de diorite en kaolinite. Les diagrammes de diffraction des rayons X montrent que dans ce cas, il y a un peu de gibbsite et que le minéral le plus abondant est la métahalloysite. La microscopie électronique permet de mettre en évidence que le minéral le plus abondant est formé par des tubes fins, assez longs, souvent agglomérés en paquet. On retrouve là les figures classiques de métahalloysite. Des échantillons de faciès d'altération un peu plus quartzeux, prélevés dans le voisinage immédiat, ont montré le même type d'évolution.

b) Analyses chimiques

Les comparaisons à volume constant font apparaître des pertes de 15% pour l'alumine et de 20% pour le fer.

c) Conclusion

L'altération de diorite en bas de pente, dans une zone humide mais sujette à une légère dessiccation, conduit à la formation d'allophanes puis de minéraux de la famille de l'halloysite. Halloysite ici, kaolinite pour l'altération de la diorite située plus bas. Or ici le profil est soumis à une dessiccation annuelle. La concentration saisonnière des solutions favoriserait la formation de la métahalloysite.

4 - Altération d'amphibolite dans la nappe

La coupe du P.K. 228 comprend un horizon d'altération, épais de 9 m, essentiellement composé de matériaux argileux à structure conservée. Les faciès paraissent correspondre à la transformation de roches peu quartzieuses, riches en amphibole. Quelques boules incomplètement altérées subsistent dans la masse argileuse. L'une d'elle, située dans la nappe à 1 m de la base de la coupe, a été étudiée. La percolation des solutions est ralentie.

a) Observations minéralogiques

Sous le microscope, on observe de nombreuses plages claires formées de petits vermicules de kaolinite, quelques grands micas, brun-rouge en lumière naturelle, à biréfringence élevée et dont certaines lamelles sont partiellement kaolinisées, et enfin, de petits cristaux, débris de hornblende déchiquetée et fissurée. Autour de ces minéraux, et dans les fissures qui les parcourent, on trouve des vermicules de kaolinite de tailles diverses souvent teintés par des oxydes de fer. Dans ce cas la kaolinite remplace très nettement la hornblende. Il n'y a apparemment pas de produits amorphes.

Les diagrammes de rayons X donnent de la fraction inférieure à 2 μ la composition suivante : des traces de gibbsite, une petite quantité d'illite et de montmorillonite, de la vermiculite et des minéraux du groupe de la kaolinite, qui sont les plus abondants. L'étude des micas de la fraction sableuse a montré que la vermiculite en dérive. Les minéraux du groupe de la kaolinite sont un mélange de kaolinite bien cristallisée et de métahalloysite comme le montrent les diagrammes d'échantillons traités à l'hydrazine et l'observation au microscope électronique.

b) Conclusion

Dans un milieu à percolation fortement ralentie, plagioclases et hornblende s'altèrent en donnant des minéraux du groupe de la kaolinite. Les smectites existent en petite quantité, ainsi que la vermiculite provenant de l'altération des micas. Le fait nouveau ici, est l'apparition de minéraux kaoliniques à partir des produits de dégradation de la hornblende.

C - Conclusion du chapitre

L'altération de roches feldspathiques, en position de bas de pente, dans un milieu humide à très humide, conduit dans un premier temps à la formation d'allophanes, abondants dans le cas de plagioclases calciques qui s'altèrent vite, rares à absents lors de l'hydrolyse de feldspaths potassiques, lentement altérés. Par la suite, apparaissent les argiles du groupe de la kaolinite.

Dans les néogènes de début d'altération, il existe un certain nombre de minéraux fugaces rares, tels que, l'imogolite, la montmorillonite, bien visible dans les roches peu acides à basiques, et des interstratifiés mica-vermiculite et vermiculite-chlorite. Ces minéraux fugaces disparaissent, en général, rapidement et les deux premiers ne sont plus visibles dans la lithomarge à structure conservée riche en kaolinite.

A partir des éléments constituant les allophanes, de façon générales, ou directement à partir des feldspaths, de façon plus rare, se forment les minéraux les plus abondants dans les profils : l'halloysite, la métahalloysite et la kaolinite. La présence de ces minéraux en mélange est due à des variations locales dans la composition des solutions. Les bilans géochimiques permettent de constater, dans les profils de bas de pente, une assez faible lixiviation de l'alumine (de 10 à 20%) et une lixiviation, en général, un peu plus forte du fer et du titane. Plus de la moitié de la silice des silicates est exportée de l'horizon d'altération. On retrouve là les tendances géochimiques observées lors de l'étude des profils de plateaux.

VIII - Les profils sur roches ultrabasiques

L'étude de l'altération de ce type de roches porte en fait sur des cas particuliers, car elles sont rares dans le massif du Chaillu. Deux types de roches ont été étudiées, une dunite, dans la région de Zanaga, et une pyroxénolite près de M'Binda.

A - Altération d'une dunite

Dans la région de Zanaga, sur la bordure est du massif, la rivière Loungou entaille une colline à flancs convexes, formée par une intrusion de dunite. Fait assez rarement observé, la rivière coule dans de petites gorges entaillées dans la roche saine. Les échantillons ont été prélevés dans un talus de route haut de 5 m.

1. Description de la coupe

Ici, comme partout ailleurs, on retrouve la superposition de trois horizons :

- L'horizon superficiel, épais de 1,7 m, de couleur brun-rouge, est argilo-sableux.
- L'horizon gravillonnaire a une épaisseur de 30 cm environ et est essentiellement composé par des débris de quartz filonien et des gravillons très riches en fer.
- L'horizon d'altération est constitué par des boules de dunite partiellement altérées, emballées dans une matrice argilo-sableuse très rouge. A la base de la coupe, on trouve une frange de roche altérée, brune, très poreuse. Le drainage dans le profil est bon. Une boule avec ses différentes zones d'altération ainsi que des échantillons de la frange inférieure ont été étudiés.

2. Observation microscopiques

- La roche saine A 1941 est de couleur vert sombre, de structure maillée, elle est composée de grands cristaux d'olivine, recoupés par de nombreuses fissures contenant de la serpentine. Dans cette serpentine, qui peut représenter jusqu'au deux tiers de l'échantillon, on observe de minces bandes composées de petits cristaux d'un minéral du type mica blanc. Les minéraux opaques sont abondants et se présentent sous forme de trainées de granules à l'intérieur de la serpentine, on y trouve de rares îlots de fibres vertes représentant sans doute de la chlorite. Les zones altérées sont peu épaisses et les trois stades décrits ci-dessous ne dépassent pas 15 cm d'épaisseur.

- Le premier stade d'altération, A 1942, est caractérisé par

le brunissement de l'échantillon. La serpentine prend une couleur rouille due à l'altération des granules opaques qui la parsèment.

- Au cours du deuxième stade d'altération, A 1944, l'olivine est hydrolysée les cristaux sont parcourus de fines fissures dans lesquelles se déposent des matières ferrugineuses paraissant isotropes.

- Le troisième stade d'altération, A 1946, correspond au faciès " pain d'épice " de LACROIX (1913); la roche est brune, friable, poreuse, les structures sont conservées. L'olivine disparaît presque complètement; elle est remplacée par des produits ferrugineux, brun-rouge, partiellement anisotropes. La plus grande partie de la serpentine paraît intacte et forme les parois des mailles dans lesquelles se déposent les produits ferrugineux provenant de l'altération de l'olivine. Dans de rares cas, on observe des petites plages composées de minéraux très petits, à basse biréfringence ainsi que des minéraux du type mica blanc, reconnus par la suite comme étant du talc.

Les observations microscopiques permettent de constater, qu'en un temps relativement court, l'olivine est complètement détruite, la serpentine partiellement. Les structures sont conservées grâce à la persistance relative de la charpente serpentineuse. Les produits de néoformation sont essentiellement ferrugineux, amorphes ou cristallisés.

3. Diffraction des rayons X

L'étude des diffractogrammes est généralement difficile, en raison de l'abondance du fer, dont la diffusion masque les pics de faible hauteur. La roche saine contient beaucoup d'antigorite et d'olivine, un peu de talc et de chlorite.

Dès le premier stade d'altération on constate l'apparition d'une petite quantité de montmorillonite et de goethite.

Le deuxième stade est surtout marqué par le développement de la goethite.

Au cours du troisième et dernier stade d'altération, la quantité d'antigorite décroît considérablement. Il apparaît un peu d'un minéral de la famille de la kaolinite. Goethite, talc et montmorillonite ne varient pas de façon significative. Les plages de petits minéraux à basse biréfringence observées au microscope optique sont donc formées par de la montmorillonite.

L'échantillon de sol entourant le bloc, A 1947, contient beaucoup de goethite, un peu de quartz et de kaolinite ainsi que des traces de minéraux à 14 Å et peut-être de gibbsite.

Le sol de l'horizon superficiel, A 1948, est riche en goethite, pauvre en kaolinite. On y trouve en outre des traces de quartz, de montmorillonite, de gibbsite et de talc.

L'altération de la dunite est caractérisé par :

- l'importance de la goethite, qui apparaît très tôt.
- la formation d'une petite quantité de montmorillonite dont une partie subsiste jusqu'à la surface.
- la présence d'un peu de kaolinite en fin d'altération.

L'horizon superficiel contient outre ces minéraux un peu de gibbsite et de quartz. La présence de gibbsite paraît signifier qu'il y a eu un apport d'alumine, soit mécanique, soit en solution.

4. Analyses chimiques des éléments majeurs et des éléments traces

a - Analyses des éléments majeurs.

TABLEAU XXIII a

Analyses chimiques des roches d'un profil d'altération de dunite

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	H ₂ O ⁺		pH	d
A 1941 R. saine	40,2	2,5	17,0	1,88	31,6	0,11	0,1	0,31	6,13	99,71	8,2	2,99
A 1942 1er stade	40,6	2,3	16,3	1,68	30,3	0,1	0,1	0,28	6,75	98,39	7,5	2,86
A 1944 2em stade	37,0	3,7	27,8	1,44	24,9	0,1	0,1	0,52	4,19	99,87	7,1	1,63
A 1946 3em stade	24,6	6,4	45,3	0,46	11,4	0,1	0,1	1,0	8,8	98,51	6,6	1,24

d = densité

R. = roche

- Calculs isovolumétriques.

- raisonnement isovolumétrique appliqué aux faciès d'altération de dunite.

TABLEAU XXIII b

Dunite altérée, quantité d'oxydes dans 100 cc

TABLEAU XXIII c

Dunite altérée, variation des éléments en %

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	TiO ₂	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	TiO ₂
A 1941 R. saine	120,2	7,5	50,8	5,6	94,5	0,93						
A 1942 1er stade	116,1	6,6	46,6	4,8	86,6	0,80	- 3	-12	- 8	-15	- 8	-14
A 1944 2em stade	60,3	6,0	45,3	2,3	40,6	0,85	-50	-19	-11	-58	-57	- 7
A 1946 3em stade	30,5	7,9	56,2	0,6	14,1	1,24	-75	+ 6	+11	-90	-85	+33

R. = roche

b - Analyses des éléments traces

TABLEAU XXIV

Répartition des éléments traces, en p.p.m., dans des faciès d'altération de dunite.

	Cr	V	Ni	Cu	Li	Ga	Mn	Co	Sr	Ba
A 1941 R. saine :	2800	40	2300	30	30	20	1850	100	280	280
A 1942 1er stade	2750	40	2750	30	30	20	1850	275	90	10
A 1944 2em stade	2300	30	2300	30	20	20	1850	275	30	30
A 1946 3em stade	2150	30	2150	30	30	20	1700	700	30	85
A 1947 surface	2050	25	650	25	10	10	165	700	25	80

remarque : Ag, Pb, Rb, Be, Bi, Ge, Mo et Sn existent en quantités inférieures à 10 p.p.m.

C - Variations géochimiques

La silice est fortement lixiviée. Les 25% qui subsiste en fin d'altération, entrent dans la composition du talc, d'une petite quantité d'antigorite, de montmorillonite et de kaolinite. Il apparaît de faibles pertes d'alumine et de fer en début d'altération, suivies d'un léger enrichissement au stade pain d'épices. Du magnésium, il subsiste 15% en fin d'altération, ce qui n'est pas négligeable. Il entretrait essentiellement dans la composition de minéraux résiduels, talc, serpentine et pour une moindre part dans la montmorillonite. L'évolution du titane se caractérise par de faibles pertes en début d'altération. L'augmentation de 33% constatée dans le dernier échantillon paraît anormalement forte.

Les éléments traces sont tous moyennement à assez fortement lixiviés au cours de l'altération, le strontium et la baryum l'étant très fortement. Le comportement du cobalt paraît anormal, comme le titane il s'accumulerait en fin d'altération. Les résultats concernant le sol entourant le bloc ne permettent pas d'affirmer qu'il y a un enrichissement absolu en divers éléments par un phénomène de tassement, alors que les structures sont détruites.

5) Conclusion

L'altération d'une roche riche en minéraux ferro-magnésiens en position de mi-pente, dans des conditions de bon drainage, conduit à la néoformation d'une grande quantité de goethite, d'un peu de montmorillonite qui subsiste jusqu'à la surface. La kaolinite, peu abondante, apparaît en fin d'altération, elle se développe faiblement vers le haut du profil. L'observation des minéraux primaires montre que l'olivine s'altère rapidement. La serpentine est plus résistante et il en subsiste un peu en fin d'altération. Le talc résiste bien et on en retrouve une quantité non négligeable dans l'horizon superficiel. Ceci confirme que la serpentine et le talc ne se forment pas dans les niveaux d'altération étudiés.

Les bilans géochimiques font apparaître une forte lixiviation de la silice et du magnésium et une relative constance du fer et de l'alumine.

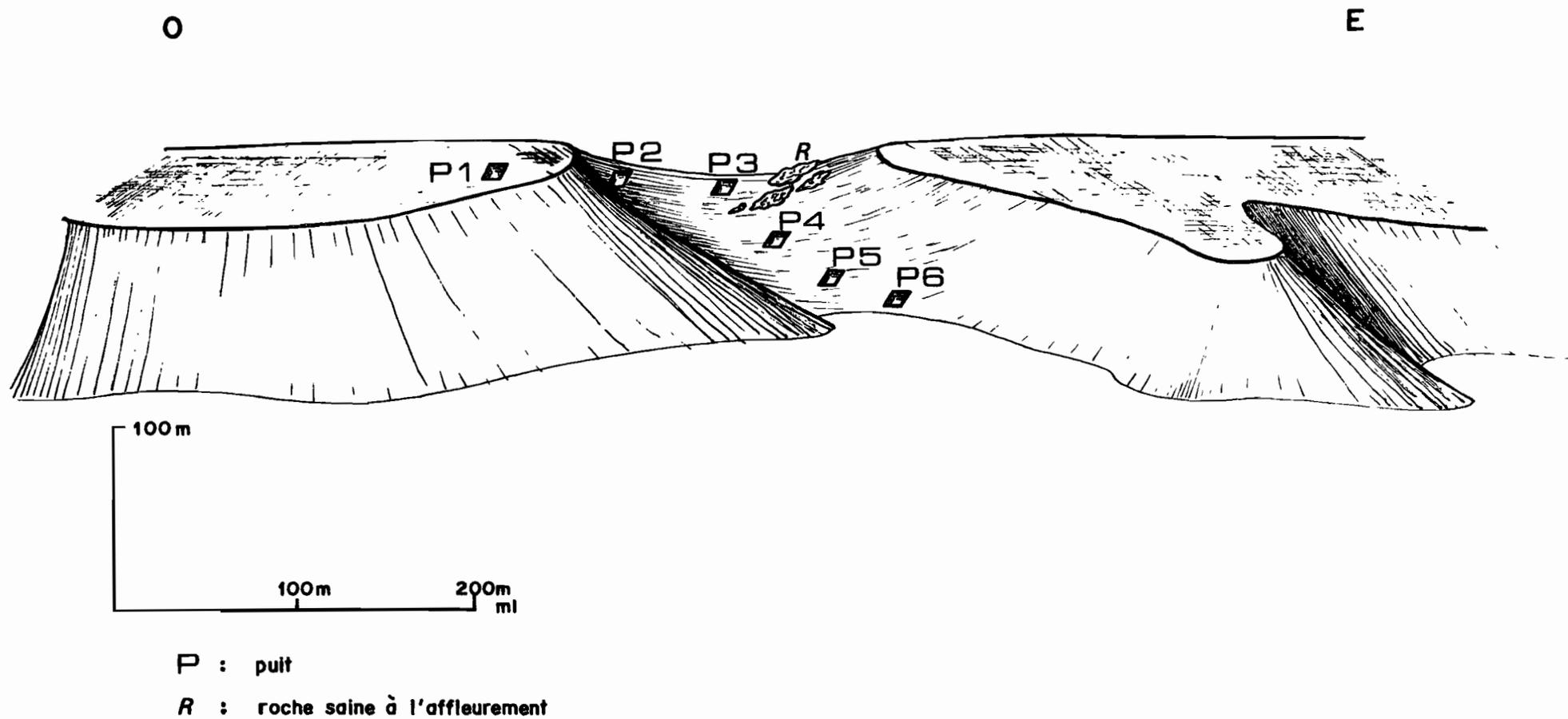


Fig. 25 - Répartition des puits dans la séquence de Méganga

B - Altération d'une pyroxénolite.

Des pointements d'une roche mélangée ont été rencontrés près de l'ancien village de Meganga. Dans un col séparant deux lambeaux de plateaux, on trouve des blocs de plusieurs mètres cubes de roche inaltérée. Une série de six puits ont été implantés partant du plateau et allant jusqu'au marigot. Les pentes sont de l'ordre de 40% et la dénivellée totale atteint 70 m. La figure 25 montre l'emplacement des différents profils.

1) Description des profils

Il est possible de regrouper les six profils en trois groupes :

- Le premier groupe, puits 1 et 2, est caractérisé par la présence d'un horizon d'altération dérivé d'une roche granitique. On retrouve la superposition de trois horizons observée ailleurs.

- L'horizon superficiel argilo-sableux, est épais de 2 à 2,5m.

- L'horizon gravillonnaire est composé de concrétions à patine noire, ne comprenant pas de quartz, et de concrétions et petits blocs à cuticule brune, contenant des quartz anguleux. Son épaisseur atteint 4 m sous le plateau et 1,5 m en descendant vers le col.

- L'horizon d'altération est du type lithomarge à structure conservée dérivant de granite.

- Le deuxième groupe comprend le trou 3, situé au passage du col, non loin des blocs de roches inaltérées. Sous la surface du sol, on trouve des boules de roches vertes plus ou moins altérées, emballées dans un matériau brun, argilo-sableux. A ce niveau le drainage est bon.

- Le troisième groupe se compose des trous 4, 5 et 6, étagés sur la pente allant du sommet du col au marigot voisin. La dénivellée est de l'ordre de 35 m et la pente de 30%.

- L'horizon superficiel, épais de quelques dizaines de centimètres vers le haut, atteint 60 cm en bas de pente. Il est formé par un sol argilo-sableux, brun, contenant de petits débris de roches altérées, ainsi que de rares lamelles de micas kaolinisés.

- L'horizon gravillonnaire est composé par un mince lit de concrétions ferrugineuses et^{de} quartz anguleux.

- L'horizon d'altération est du type lithomarge argileuse à structure conservée. Il a été recoupé en moyenne sur 4 m d'épaisseur

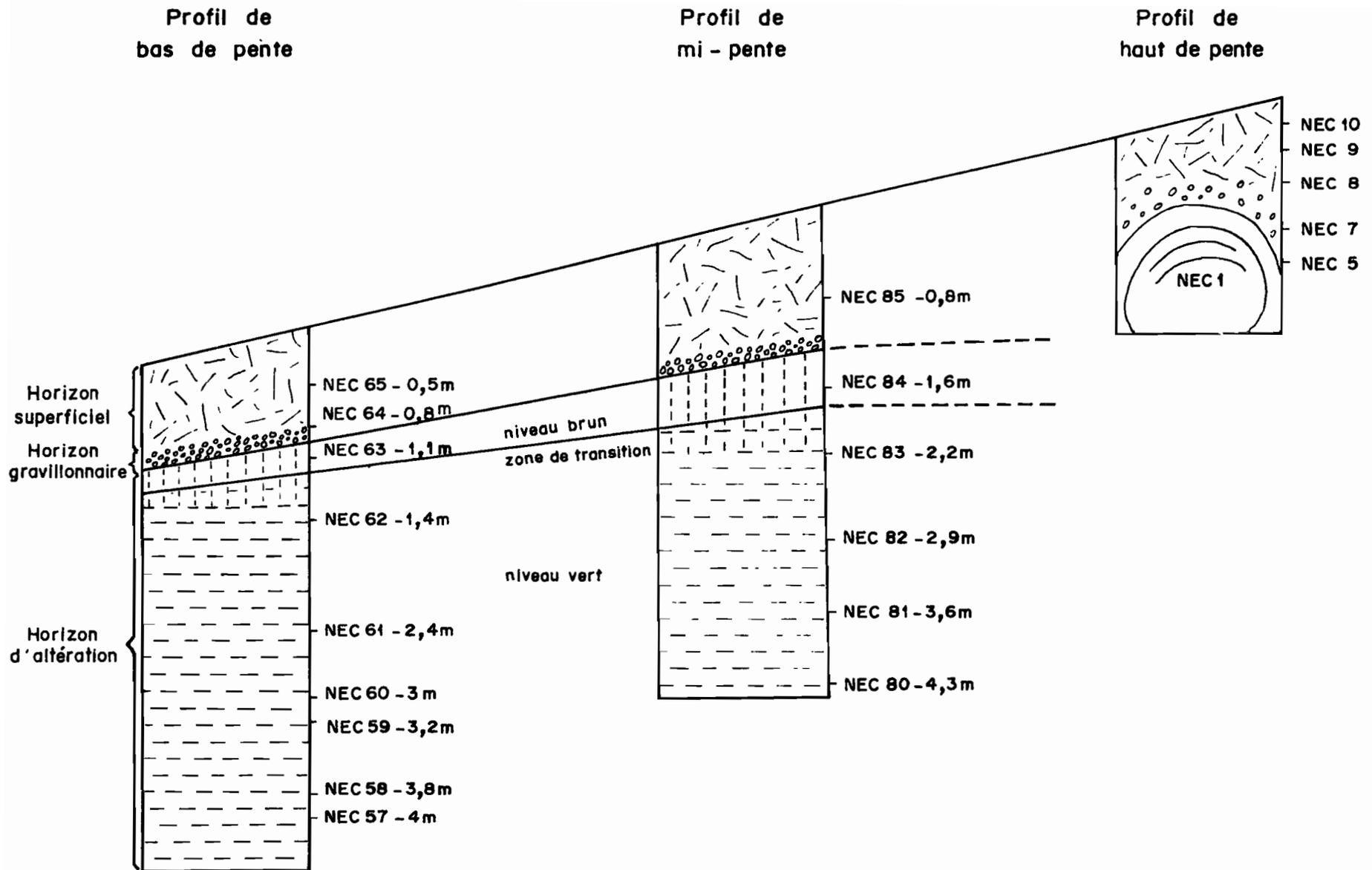


Fig. 26 - Position des horizons et des échantillons dans les profils d'altération de pyroxénolite.

sans que la roche saine ait été atteinte. A la base des profils, sa couleur vert pomme est caractéristique, on y reconnaît formes et limites des différents minéraux. Les structures sont en tous points comparables à celles de la roche saine, trouvée au sommet du col. En remontant vers la surface, l'ensemble devient brun-rouge et les structures s'estompent. Ces faciès d'altération sont parcourus par des filons de pegmatites contenant des micas centimétriques brun-pâles, devenant blancs à la surface. Dans l'ensemble, le drainage est fortement ralenti et la nappe apparaît vers 4 m de profondeur dans les deux derniers trous. La figure 26 montre la répartition des horizons dans la séquence, ainsi que la place des échantillons.

2) Observations minéralogiques

Les profils provenant de l'altération des roches vertes, ont été plus particulièrement étudiées. Comme il l'a été dit lors de la description des profils, on peut distinguer morphologiquement dans la séquence trois groupes de profils :

a. Profil de plateau

- Observations microscopiques

Les faciès d'altération, rencontrés à la base des puits creusés sur le plateau, sont du type lithomarge à structure conservée, riche en kaolinite. Le quartz, assez abondant, est de petite taille, et est parfois fortement corrodé. Les micas kaolinisés existent en quantité assez faible. La matrice kaolinique paraît fortement ferruginisée. Ces faciès sont comparables à ceux que donne une diorite quartzique altérée.

- Diffraction des rayons X

Les diagrammes de diffraction des rayons X montrent que les échantillons, provenant de l'horizon d'altération, sont essentiellement composés, dans l'ordre d'importance: de kaolinite, de quartz et de goethite. On trouve en outre une petite quantité de gibbsite, d'interstratifiés 10 - 14 V, et d'illite. Les échantillons de l'horizon superficiel contiennent plus de goethite et de gibbsite et la kaolinite correspond pour une partie relativement importante à du fire₂clay.

b. Profil de haut de pente sur roches vertes

- Observations microscopiques

La roche saine, de structure grenue, comprend comme minéral essentiel du pyroxène orthorhombique proche de l'hypersthène, plus ou

moins transformé en serpentine (bastite). Il se présente souvent sous forme de grands cristaux. Le pyroxène monoclinique est moins abondant. L'olivine existe en petite quantité ainsi que de l'amphibole incolore. Parmi les minéraux accessoires, on trouve essentiellement des spinelles vertes, du type chlorospinelle, ou brunes, du type chromite. A l'intérieur des bandes de serpentine, on observe des passées de petits cristaux de talc et des îlots de chlorite. Pour M. WEIL, du laboratoire de minéralogie de Strasbourg, il s'agit d'une pyroxénite, du type Bahaïte, contenant du pyroxène monoclinique. L'altération météorique est marquée par le brunissement successif des différents minéraux sans qu'il se forme de véritables écailles, mais on observe alors des zones de plus en plus colorées, épaisses de quelques centimètres.

Le premier stade de l'altération voit les grands pyroxènes devenir légèrement bruns. Cette coloration est due à l'oxydation des minéraux opaques, qui saupoudrent la serpentine. Les clivages des orthopyroxènes sont accentués et on observe parfois la formation de vides entre ce minéral et les lanières de serpentine.

Le deuxième stade est caractérisé par un brunissement généralisé de la roche, qui reste dure. Tous les minéraux sont parcourus de fissures, dans lesquelles se dépose un matériau rouille, souvent isotrope il y aurait donc formation de gels ferrugineux. En outre, on observe parfois des trainées de petits cristaux de talc, ainsi que des minéraux micacés bruns à forte biréfringence, à aspect de vermiculite et entourés par un maillage de serpentine, ces minéraux paraissent être primaires.

Au cours du troisième stade d'altération, les minéraux ferromagnésiens sont fortement hydrolysés. Il en subsiste de petits débris, très déchiquetés, séparés par un réseau de matière ferrugineuse essentiellement formée de goethite. Entre ces débris de pyroxène et les mailles de goethite, on observe généralement des vides, plus rarement de minces passées de très petits cristaux à basse biréfringence. La serpentine est très rarement reconnaissable.

La fin de l'altération voit se former un faciès du type pain d'épice, rouge, assez friable. Les minéraux ferromagnésiens ont disparu, remplacés par une trame essentiellement formée de goethite. Quelques passées de talc sont visibles, ainsi que des micas paraissant kaolinisés. La grande quantité de matériel ferrugineux gêne considérablement les observations.

Les échantillons du sol qui emballent le bloc sont constitués par un squelette comprenant du quartz, peu abondant, dont les grains peuvent être, assez gros et souvent corrodés, des débris de pyroxénite et de talc parfois englobés dans une gangue ferrugineuse. Le plasma est essentiellement formé par un agrégat de petits cristaux de type kaolinique. Sur les parois de certains pores, les dépôts concentriques d'argilanes sont parfois très bien visibles. Ce matériel est très nettement remanié.

- Diffraction des rayons X

Elle permet de constater que dans la roche saine l'orthopyroxène est le minéral le plus important, puis viennent le clinopyroxène, l'amphibole et la serpentine. Talc et chlorite sont rares. Le début de l'altération des pyroxènes est marqué par l'apparition de goethite et par un léger gonflement du talc au glycol; ce serait donc du talc nickelifère. Des séparations de minéraux montrent que la chlorite est essentiellement localisée dans les grands orthopyroxènes.

Dès le deuxième stade d'altération apparaît une petite quantité de montmorillonite. Au fur et à mesure que les minéraux ferromagnésiens sont dégradés, on constate une augmentation, forte de la goethite, faible de la montmorillonite. Il semble y avoir un peu plus de chlorite et on voit apparaître des interstratifiés chlorite-vermiculite. La serpentine disparaît et une faible quantité de talc subsiste.

Les échantillons de l'horizon superficiel comprennent essentiellement de la kaolinite, dont une partie relativement importante est du fire-clay, et de la goethite. Gibbsite, talc et interstratifiés 14 C - 14 V, existent en petite quantité; la montmorillonite est rare. Des diffractogrammes effectués sur la fraction sableuse ont montré que ce dernier minéral est essentiellement localisé dans les particules de pyroxénites, incomplètement altérées.

c. Profils de mi-pente et bas de pente sur roches ultrabasiques

Ces deux profils ne montrent pas de variations fondamentales avec les précédents. Les observations de terrain permettent de retrouver les trois horizons classiques.

L'horizon superficiel, brun, argilo-sableux, ne dépasse pas 1,2 m d'épaisseur.

L'horizon gravillonnaire, mince, est composé de petits blocs de quartz et de concrétions riches en fer ainsi que de débris de roches du type "pain d'épice".

L'horizon d'altération est caractérisé par la présence de deux niveaux. A la base, sur plusieurs mètres, on rencontre une lithomarge à structure conservée argileuse caractéristique par sa couleur vert pomme. Dans cette formation, on reconnaît nettement l'emplacement des grands pyroxènes. En remontant dans le profil, on passe à un niveau brun à structure polyédrique bien marquée et à structure pétrographique non reconnaissable. Le passage d'un niveau à l'autre est graduel (fig 26).

Ces deux niveaux sont recoupés par des passées centimétriques de pegmatite à micas dont les cristaux dépassent souvent 2 cm de longueur. La roche saine n'a pas été trouvée. L'eau de la nappe affleure au fond des trous.

- Observations au microscope optique

Dans la lithomarge à structure conservée, on constate dans l'ensemble que l'altération est très poussée. Il ne subsiste pratiquement plus d'orthopyroxènes sains, ils paraissent avoir été complètement transformés en talc. Les clinopyroxènes et les amphiboles sont fortement altérés. Il en subsiste de petits débris à bords dentelés, pris dans les mailles formées par une matière brune très claire, parfois isotrope, composée en général de goethite ou de talc. Entre les bords de ces mailles et les minéraux inaltérés, on observe soit des vides, soit des petites plages de cristaux très fins, reconnus comme étant de la montmorillonite. La serpentine, visible à la base du profil, paraît se transformer plus haut en talc. A l'intérieur de certaines mailles limitées par du talc ou de la serpentine, on trouve parfois d'assez grands cristaux à aspect de vermiculite. Dans certaines fissures parcourant les échantillons, on trouve des dépôts concentriques de goethite et de talc brun, en tout point comparable au talc nickelifère observé par TRESCASES (1973), dans des dunités de Nouvelle-Calédonie.

En arrivant dans la zone de transition, au niveau supérieur brun, on observe l'apparition de passées rouges ressemblant à un remplissage de fissures, sans formation de dépôts caractéristiques de l'illuviation. Cette masse rouge est essentiellement composée de petits cristaux à basse biréfringence, noyés dans un matériel ferrugineux.

Dans le niveau brun, les structures sont détruites et l'on observe un squelette composé de plages de talc et de mica, en général kaolinisé, noyés dans une matrice rouge composée de très fins cristaux à basse biréfringence. Certaines lames permettent de constater la présence d'abondants cutanes orientés ou non.

Les échantillons de l'horizon superficiel sont en tout point comparables à ceux du profil de haut de pente.

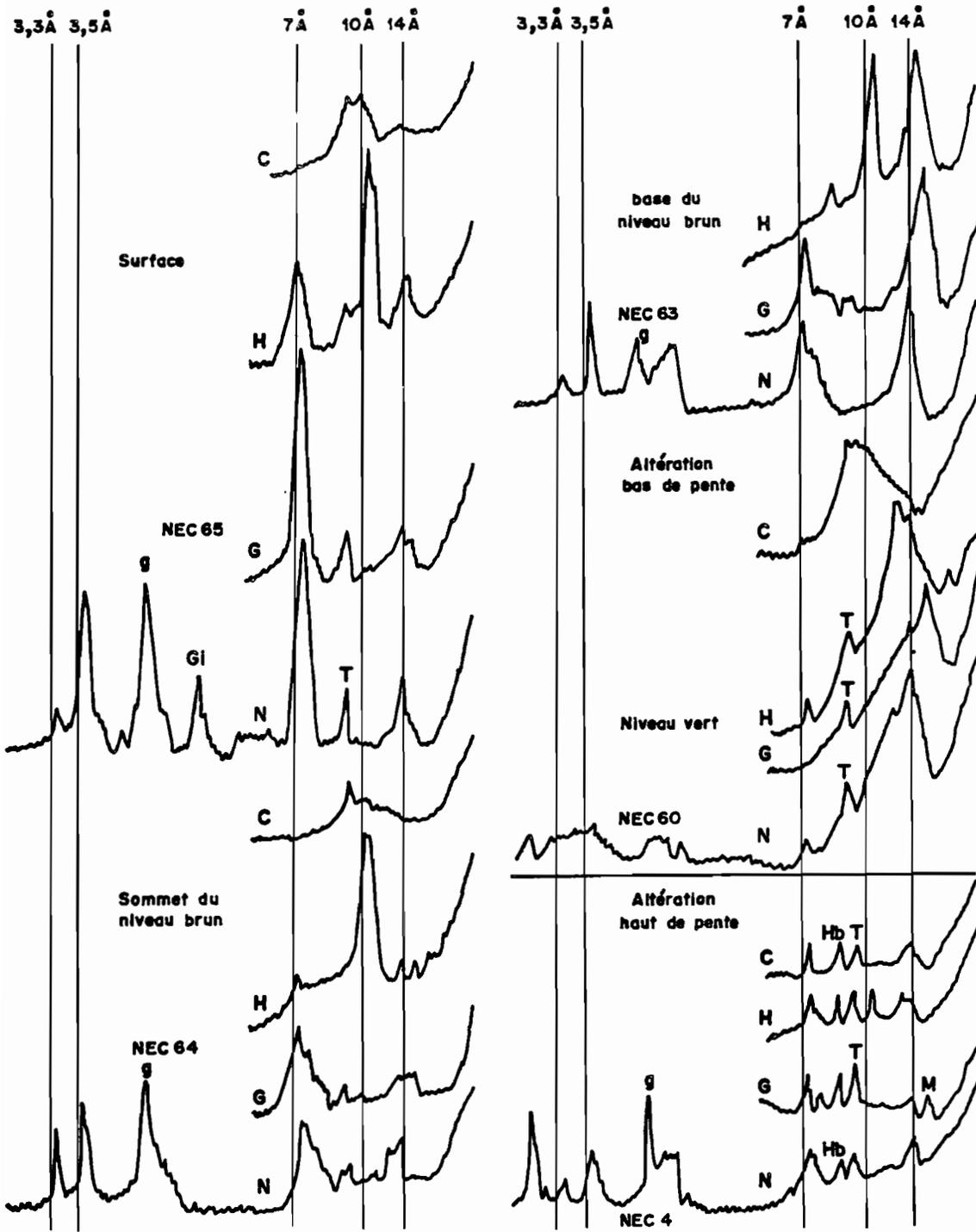


Figure 27. Altération de pyroxénolite. N normal - G glycol - H hydrazine - C chauffé 4 h à 490° C
 Hb horablende - T talc - M montmorillonite - Gi gibbsite - g goethite.

- Diffraction des rayons X

La figure 27 illustre l'évolution d'un profil de ce type. Dans le niveau vert de l'horizon d'altération, le minéral le plus abondant est le talc, qui parfois a tendance à gonfler; ceci confirmerait la présence de talc nickelifère. La montmorillonite est le deuxième constituant par ordre d'importance de ces roches. La chlorite et les interstratifiés chlorite-vermiculite existent en quantité variable. Ils sont plus abondants que le talc dans les passées de pegmatite micacée. Après traitement, il s'avère que dans le haut du niveau, il s'agit plutôt de vermiculite alors qu'à la base il y a de la chlorite. La goethite est assez rare. La serpentine paraît peu abondante mais la présence de chlorite gêne considérablement sa reconnaissance. Parmi les autres minéraux résiduels, on trouve une petite quantité de pyroxène et d'amphibole. Le test à l'hydrazine montre qu'il n'y a pas de kaolinite bien cristallisée ni de métahalloysite. Après attaque chlorhydrique, on trouve dans la fraction résiduelle de la roche, outre le talc, une très petite quantité de quartz.

Dans la zone de passage au niveau brun, on constate une diminution importante du talc, le maintien de la montmorillonite et l'apparition de pics à $7,2 \text{ \AA}$ et $3,52 \text{ \AA}$, pics très ouverts. Après glycolage on constate qu'il y a un léger gonflement d'une partie de la matière constituant le pic à $7,2 \text{ \AA}$, ce qui tendrait à prouver la présence de minéraux interstratifiés du type kaolinite-montmorillonite. Ces phénomènes sont peu marqués. Après traitement à l'hydrazine, le pic $7,2 \text{ \AA}$ se déplace en grande partie à $10,3 \text{ \AA}$, ce qui montre bien qu'il s'agit de minéraux du groupe de la kaolinite. La goethite devient plus abondante. Les minéraux interstratifiés du type vermiculite-chlorite existent en petite quantité.

Le niveau brun est caractérisé par le développement de la goethite et des minéraux du groupe de la kaolinite. La dissymétrie entre les deux pics majeurs à $7,2 \text{ \AA}$ et $3,52 \text{ \AA}$ est toujours aussi marquée. Après traitement à l'hydrazine, le pic à $7,3 \text{ \AA}$ se déplace à $10,3 \text{ \AA}$, ce qui tendrait à prouver qu'il s'agit de métahalloysite. La goethite devient abondante. Montmorillonite et interstratifiés vermiculite-chlorite sont peu abondants.

Les échantillons de l'horizon superficiel sont comparables à ceux du profil de haut de pente.

- Observations au microscope électronique

A la base du niveau vert, on constate la présence de trois constituants principaux : des fibres agglomérées qui représentent

l'antigorite, de grandes feuilles sans formes définies et à bords parfois enroulés, qui seraient du talc, et des particules de formes variables à aspect de papier froissé, caractéristiques des montmorillonites. En remontant dans le profil on s'aperçoit que les formes "papier froissé" ont tendance à évoluer vers des plaquettes anguleuses à bords sinueux.

Dans le niveau brun, on trouve essentiellement de petites plaquettes très fines tendant vers des formes hexagonales, des cristaux à formes aciculaires, représentant sans doute la goethite et de grandes lattes à bords parfois enroulés, leur aspect feuilleté fait penser qu'il s'agit de talc.

L'horizon superficiel est formé par de petites plaquettes hexagonales à bords corrodés sur lesquelles on observe des punctuations plus sombres qui doivent représenter des dépôts de fer.

En résumé on peut dire que les observations minéralogiques permettent de constater que l'altération de roches ultra-basiques conduit à la formation, en haut de pente, d'une grande quantité d'hydroxydes de fer et d'un peu de montmorillonite. Le talc apparaît comme un minéral peu important.

Ces mêmes roches, en position de bas de pente fournissent de la montmorillonite et beaucoup de talc, dont une grande partie paraît provenir de l'altération météorique du pyroxène orthorhombique, et de la serpentine. En remontant dans le profil, montmorillonite et talc ont tendance à disparaître alors que la quantité de kaolinite augmente. Ce passage à la kaolinite se ferait par le biais d'interstratifiés kaolinite-montmorillonite. L'existence de ce type de minéraux est seulement probable car le phénomène est moins net que dans les exemples cités par THIRY (1973) dans les formations sédimentaires. La chlorite et son produit d'altération la vermiculite existent en quantité notable.

3 - Nature des montmorillonites

Deux échantillons de la fraction inférieure à 2 μ ont été analysés avant et après attaque chlorhydrique. Leur composition, d'après les diagrammes de rayons X, était, montmorillonite et talc. Après attaque chlorhydrique, seul subsiste le talc dont la composition est connue. Par différence on obtient la quantité de montmorillonite et sa composition pondérale.

Le système de calcul des formules structurales est celui utilisé par PAQUET (1970). Comme le signale cet auteur, ce système est critiquable mais simple et il permet de cataloguer l'argile.

- Composition chimique des deux montmorillonites.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Mgo	CaO	Fe ₂ O ₃	Mn ₃ O ₄	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺
NEC 57	46,2	14,5	3,2	2,2	24,25	0,09	0,30	0,05	0,23	9,96
NEC 60	46,4	16,7	1,36	0,2	24,6	0,04	0,23	0,05	0,05	10,67

- Formules structurales

NEC 57 (Si 3,32 Al 0,68) (Al 0,55 Fe³⁺ 1,31 Mg 0,34 Ti 0,01)
déficit de charge 0,38

NEC 61 (Si 3,36 Al 0,64) (Al 0,78 Fe³⁺ 1,33 Mg 0,14 Mn 0,002 Ti 0,006)
déficit de charge 0,01

La formule structurale de NEC 57 est proche de celle donnée pour la nontronite par PAQUET (1970), et qui est la suivante :

échantillon A 1 - 2 (Si 3,41 Al 0,59) (Al 0,57 Mg 0,27 Fe 1,26 Ti 0,05)
déficit de charge 0,36

Le déficit de charge de NEC 60 est très faible, si l'on admet qu'il est de l'ordre de 0,30 comme l'a montré PAQUET (O.C.), il faut sortir tout le magnésium de l'octaèdre et le faire passer en position interfoliaire, pour arriver à un tel résultat.

4 - Analyses chimiques

a. Analyses des éléments majeurs

- profil de haut de pente

Les analyses sont données dans le tableau 25. Les échantillons NEC 1 et NEC 5 représentent les différentes zones d'altération d'une boule rencontrée au fond du trou 3. NEC, 7 à 10, correspondent au sol argilo-sableux à structures détruites, situé au-dessus de cette boule.

TABLEAU XXVa

Analyses chimiques de faciès d'altération de pyroxénolite, en haut de pente

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Mn ₃ O ₄	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	Σ	d
NEC 1 R.saine	47,1	8,2	23,9	4,3	11,0	0,156	0,18	0,21	0,10	3,33	98,48	3,08
NEC 2 1er stade	47,0	10,5	20,5	5,3	11,7	0,168	0,21	0,26	0,10	3,80	99,52	2,42
NEC 3 2em stade	44,9	11,8	18,0	5,5	13,3	0,141	0,26	0,30	0,11	4,87	99,28	2,17
NEC 4 3em stade	37,7	17,5	13,1	4,4	18,5	0,149	0,30	0,22	0,09	7,76	99,55	1,46
NEC 5 4em stade	23,3	22,6	7,0	0,8	30,0	0,167	0,43	0,07	0,12	12,62	99,40	1,06
NEC 7	40,8	22,3	1,95	0,4	20,9	0,055	0,98	0,05	0,09	12,24	99,67	1,37
NEC 8	40,9	22,2	1,66	0,4	20,5	0,040	0,96	0,05	0,08	12,57	99,36	1,42
NEC 9	44,0	20,1	2,02	0,4	18,9	0,040	1,0	0,05	0,07	12,65	99,22	1,62
NEC 10	49,4	15,8	2,4	0,5	15,3	0,067	0,94	0,05	0,08	16,21	100,7	1,21

d = densité
R. = roche

- raisonnement isovolumétrique

TABLEAU XXV b

Poids d'oxydes dans 100cc de faciès d'altération de pyroxénolite, en haut de pente.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	Fe ₂ O ₃	Mn ₃ O ₄	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	CaO
NEC 1	145,1	25,3	73,6	33,9	0,48	0,55	0,65	0,31	13,2
NEC 2	113,7	25,4	49,6	28,3	0,40	0,51	0,63	0,24	12,8
NEC 3	97,4	25,6	39,1	28,8	0,31	0,56	0,65	0,23	11,9
NEC 4	55,0	25,5	19,1	27,0	0,22	0,44	0,32	0,13	6,4
NEC 5	24,7	24,0	7,4	31,8	0,18	0,45	0,07	0,13	0,8
NEC 7	55,9	30,5	2,7	28,6	0,075	1,34	0,07	0,12	0,45
NEC 8	58,1	31,5	2,3	29,1	0,056	1,36		0,11	0,56
NEC 9	71,2	32,6	3,3	27,9	0,056	1,62		0,11	0,65
NEC 10	59,8	19,2	2,8	18,5	0,081	1,14		0,10	0,6

TABLEAU XXV c

Variation des oxydes en % dans divers faciès d'altération de pyroxénolites, en haut de pente

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Mn ₃ O ₄	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O
NEC 2	-21		-32	- 3	-16	-16	- 7	- 3	-22
NEC 3	-33		-47	-10	-15	-35	+ 2		-25
NEC 4	-62		-74	-51	-20	-54	-19	-51	-58
NEC 5	-82	-5,1	-90	-94	- 6	-62	-16	-89	-58

. Profils de mi-pente et bas de pente

Dans ce type de profil, l'analyse chimique montre qu'il existe deux groupes d'échantillons. D'une part en bas de pente, des faciès pauvres en alumine, d'autre part, plus haut à mi-pente, des faciès plus riches en cet oxyde. C'est pourquoi ces deux groupes sont séparés, alors que toutes les les observations laisseraient penser que leur évolution est identique.

- Profil de mi-pente

TABLEAU XXVI a

Analyses chimiques d'échantillons de pyroxénolite altérée à mi-pente

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Mn ₃ O ₄	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	Σ	d
NEC 84 n. brun	34,1	19,7	3,1	0,3	28,6	0,138	0,42	0,05	0,05	12,71	99,07	1,31
NEC 83 n. vert	41,9	14,2	8,08	1,9	23,3	0,148	0,29	0,14	0,05	9,02	98,91	1,21
NEC 82 n. vert	46,6	11,5	14,1	0,7	18,4	0,090	0,26	0,09	0,05	8,41	99,91	1,42

d = densité

n. = niveau

- Raisonnement isovolumétrique

La structure de l'échantillon NEC 84 est détruite, mais une comparaison isovolume avec les échantillons du niveau vert, sous-jacent, à structure conservée doit permettre de saisir les relations éventuelles entre ces deux niveaux.

TABLEAU XXVI b

Poids d'oxydes dans 100 cc de pyroxénolite altérée à mi-pente.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Mn ₃ O ₄	TiO ₂	Na ₂ O
NEC 84	54,7	25,3	4,0	0,4	37,5	0,181	0,55	/
NEC 83	50,7	17,2	9,8	2,3	28,2	0,179	0,35	0,17
NEC 82	56,4	16,3	20,0	1	26,1	0,128	0,37	0,13

. Profil de bas de pente

Dans ce type de profil, il n'a pas été observé de véritable niveau brun, le sommet de l'horizon d'altération devient plus rouge, les structures paraissent conservées. Il s'agirait d'une zone de transition entre les deux niveaux. Le potassium existe, dans la plupart des cas, en quantité inférieure à la limite de détection des appareils; c'est pourquoi il ne figure pas dans le tableau. La position des échantillons dans les tableaux correspond à leur position dans le profil.

TABLEAU XXVII a

Analyses chimiques de faciès d'altération de pyroxénolite en bas de pente.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Mn ₃ O ₄	TiO ₂	Na ₂ O	H ₂ O ⁺	Σ	Cr ₂ O ₃	NiO	d
NEC 65	44,2	20,1	3,73	0,3	19,4	0,085	0,81	0,05	11,63	100,41	0,4	0,1	1,45
Surface													
NEC 64	48,4	19,0	4,48	0,4	15,9	0,189	0,65	0,05	10,08	99,22	0,2	0,1	1,59
Niveau brun													
NEC 63	51,8	8,0	18,2	0,3	11,7	0,331	0,23	0,07	6,62	97,36	0,1	0,18	1,23
NEC 62	51,8	8,9	18,8	0,2	11,4	0,165	0,17	0,05	7,45	98,77	0,5	0,27	1,31
NEC 61	52,8	7,2	20,7	0,2	11,0	0,125	0,16	0,07	6,84	98,93	0,6	0,23	1,86
NEC 60	41,6	15,8	7,97	0,2	25,4	0,592	0,34	0,05	8,47	99,36	1,4	0,45	1,1
NEC 59	50,3	8,2	19,7	0,2	12,9	0,091	0,19	0,11	7,01	98,55	0,7	0,10	1,69
NEC 58	53	7,8	20,3	0,2	11,1	0,065	0,20	0,07	6,73	99,55	0,7	0,10	1,77
NEC 57	51,2	7,8	19,6	2,2	12,5	0,166	0,19	0,05	7,05	98,77	0,5	0,18	1,61
Niveau vert													

d = densité

TABLEAU XXVII b

Poids d'oxydes dans 100cc de pyroxénolite altérée en bas de pente

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Mn ₂ O ₄	TiO ₂	Na ₂ O	Cr ₂ O ₃	NiO
NEC 65	64,1	29,1	5,4	0,4	28,1	0,123	1,17	/	0,58	
	Surface									
NEC 64	76,9	30,2	7,1	0,6	25,3	0,3	1,03		0,3	0,16
	Niveau brun									
NEC 63	63,7	9,8	22,4	0,4	14,4	0,407	0,28	0,09	0,12	0,22
NEC 62	67,9	11,6	24,6	/	14,9	0,216	0,22	/	0,6	0,35
NEC 61	98,2	13,4	38,5	/	20,5	0,232	0,29	0,1	1,1	0,43
NEC 60	44,7	17,4	8,8	0,2	27,9	0,651	0,37	/	1,5	0,49
NEC 59	85,0	13,8	33,3	/	21,8	0,154	0,32	0,18	1,2	0,17
NEC 58	93,8	13,8	35,9	0,3	19,6	0,115	0,35	0,12	1,2	0,18
NEC 57	82,4	12,6	31,6	3,5	20,1	0,267	0,31	/	0,8	0,29
	Niveau vert									

b - Analyses des éléments traces

TABLEAU XXVIII

Répartition des éléments traces, en p.p.m., dans un profil d'altération de pyroxénolites, en haut de pente (NiO et Cr₂O₃ exprimés en %)

	Sr	Ba	V	NiO	Co	Cr ₂ O ₃	Zn	Ga	Cu	Pb	Sn
NEC 1	33	23	98	0,1%	164	0,5%	304	9	24	6	5
NEC 2	32	21	106	0,1%	202	0,6%	300	8	22	10	5
NEC 3	43	27	171	0,1%	194	0,7%	265	17	23	9	5
NEC 4	14	39	244	0,1%	247	0,7%	249	15	38	8	5
NEC 5	20	48	270	0,15%	147	0,7%	219	22	65	2	5
NEC 7	10	20	204	0,05%	64	0,4%	70	24	71	2	5
NEC 8	10	20	227	0,05%	56	0,4%	47	26	90	2	5
NEC 9	10	20	226	0,05%	65	0,4%	39	25	59	2	5
NEC 10	20	20	215	0,04%	69	0,4%	198	28	52	5	15

TABLEAU XXIX

Répartition des éléments traces, en p.p.m., dans un profil d'altération de pyroxénolite, à mi-pente (NiO et Cc_2O_3 exprimés en %)

	Sr	Ba	V	NiO	Co	Cr ₂ O ₃	Zn	Ga	Gu	Pb	Sn
NEC 84	15	40	177	0,28%	221	1,3%	152	27	32	2	5
NEC 83	12	99	147	0,23%	198	1,1%	121	14	28	2	5
NEC 82	11	44	122	0,23%	143	0,8%	180	12	21	6	5

TABLEAU XXX

Répartition des éléments traces, en p.p.m., dans un profil d'altération de pyroxénolite, en bas de pente (NiO et Cr₂O₃ exprimés en %)

	Sr	Ba	V	NiO	Co	Cr ₂ O ₃	Zn	Ga	Cu	Pb	Sn
NEC 65	10	20	204	0,07%	84	0,4%	51	24	47	2	5
NEC 64	11	87	158	0,1%	152	0,2%	93	31	37	4	5
NEC 63	10	254	50	0,18%	142	0,1%	112	12	15	7	5
NEC 62	10	155	74	0,27%	172	0,5%	250	14	21	3	5
NEC 61	10	122	59	0,23%	154	0,6%	168	10	35	2	5
NEC 60	10	81	94	0,45%	252	1,4%	189	23	26	2	5
NEC 59	10	69	82	0,1%	126	0,7%	274	9	31	2	5
NEC 58	10	45	61	0,1%	93	0,7%	244	10	19	2	5
NEC 57	10	201	84	0,18%	179	0,5%	139	8	43	2	5

c. Variations géochimiques

Dans le profil de haut de pente on constate que la silice est fortement évacuée. Il en subsiste en fin d'altération 18%, qui entre dans la composition de la montmorillonite et du talc. L'aluminium reste dans l'ensemble stable. Il subsiste une quantité non négligeable de magnésium, que l'on retrouve essentiellement dans le talc. Le calcium est lentement mais très fortement lixivié; ce phénomène correspond à une altération plus tardive des amphiboles. Le fer paraît être faiblement lessivé; il semble qu'il se concentre un peu dans les parties les plus altérées. Le titane est très légèrement lixivié, alors que le manganèse l'est assez fortement.

Parmi les éléments traces on constate une stabilité relative du vanadium et du gallium et de faibles pertes en cobalt, baryum, zinc, cuivre et plomb. Près de la moitié du nickel et du chrome sont évacués du profil.

La répartition des éléments majeurs et des traces souligne bien la rupture qu'il y a entre la pyroxénite altérée (NEC 1 à 5) et le sol argilo-sableux qui la surmonte (NEC 7 à 10). On constate, dans cette dernière formation, un net enrichissement en titane et cuivre, le maintien du vanadium, un net appauvrissement en nickel, chrome, zinc, strontium et baryum.

En descendant la pente, dans la lithomarge à structure conservée (niveau vert), on constate qu'il y a de plus en plus de silice et de magnésium retenus, ce qui correspond à l'apparition d'une quantité de plus en plus grande de talc et de montmorillonite. Le fer et le titane existent en quantité moindre qu'en haut de pente. L'échantillon NEC 60 correspond à une passée plus riche en clinopyroxènes, ce qui a été vérifié au microscope optique.

Le niveau brun, riche en kaolinite est caractérisé par une augmentation du taux d'aluminium, fer, titane et chrome ainsi que du vanadium, du gallium et, dans une moindre mesure, du cuivre.

Les éléments majeurs et les traces montrent bien qu'il y a une différence d'origine entre l'horizon d'altération et celui de surface en particulier le titane augmente considérablement alors que le chrome diminue fortement, ce qui n'est pas le cas dans le niveau brun. Parmi les éléments traces, le nickel, le cobalt et le zinc diminuent, alors que le gallium et le cuivre augmentent.

5 - Discussion.

La séquence de Méganga permet d'aborder les problèmes de la néoformation de la montmorillonite et du talc ainsi que de l'évolution de ces minéraux à partir de l'altération d'une pyroxénite, c'est à dire d'une roche riche en magnésium, silice et fer et, relativement pauvre en aluminium.

a - Formation de la montmorillonite et du talc

Microscope et diagrammes de rayons X montrent une augmentation de la montmorillonite et du talc en allant de l'amont vers l'aval de la séquence. Cette montmorillonite n'est pas déterminable en haut de pente, la fraction fine étant peu abondante et impure. En revanche, en bas de pente, elle est déterminable et c'est une nontronite. Les observations

microscopiques indiquent que les nontronites viennent des clinopyroxènes et le talc des orthopyroxènes, comme dans les exemples néocalédoniens de TRESCASES (1973).

b - Evolution des minéraux néoformés

Le niveau vert, dans lequel dominant le talc et la montmorillonite (nontronite), est surmonté par un niveau brun à structures détruites, riche en kaolinite. Le passage de l'un à l'autre est progressif et se fait par le biais d'une zone de transition de 7 à 8 cm d'épaisseur.

On peut émettre deux hypothèses sur l'origine de ce niveau.

Il se forme de la kaolinite primaire, à partir d'une roche ultra-basique, puis l'altération progressant, il se développe un horizon riche en montmorillonite et talc. Il y aurait donc superposition de deux paliers dans l'altération. Par la suite, des phénomènes de tassement seraient intervenus et auraient effacé les structures du niveau kaolinique.

Les éléments entrant dans la composition de la kaolinite proviennent de la destruction de la montmorillonite, ce phénomène s'accompagne d'un tassement. Dans ce cas la kaolinite serait secondaire.

Les faits d'observations sont les suivants :

- Sous le microscope optique on voit dans le niveau brun que le plasma argileux est peu orienté et du type " ondulioplasma ", certains canalicules montrent des dépôts d'illuviation du type " argilanes ". Le squelette est formé de granules de talc et de montmorillonite à bords diffus, pouvant atteindre plusieurs millimètres et de lamelles de micas, en général complètement kaolinisées.

On distingue ainsi trois types de kaolinite :

- une kaolinite provenant de la transformation des micas
- une kaolinite remplaçant de la montmorillonite et sans doute formée à partir des éléments qui composent ce dernier minéral
- une kaolinite illuviée provenant de plus haut.

- Les diagrammes de diffraction des rayons X montrent qu'il y a des anomalies dans la répartition des pics attribuables à la kaolinite : disymétrie du pic à 7.10 Å et 3.52 Å, déplacement en général faible du pic à 7.1 Å après passage au glycol, même phénomène après chauffage à 300°. Ces caractères, bien que peu marqués, correspondent à ceux des interstratifiés kaolinite-montmorillonite, étape de la transformation de la montmorillonite en kaolinite (THIRY, 1973).

- Les formules calculées de nontronite montrent qu'en remontant dans le niveau vert, donc en se rapprochant du niveau brun, les cations échangeables disponibles pour saturer le déficit de charge de la nontronite diminuent considérablement et il faut faire passer tout le magnésium en position interfoliaire pour arriver à équilibrer le feuillet, ceci indique une lente dégradation de la smectite.

Dans l'ensemble ces faits sont favorables à la deuxième hypothèse, celle de la destruction de la montmorillonite. L'absence d'alumine libre montre que cette hydrolyse s'accompagne bien de la formation de kaolinite.

Le bilan géochimique montre de plus qu'il y a un phénomène d'accumulation dans le niveau brun, on constate une augmentation d'aluminium, de fer, de titane, de chrome, de vanadium, de zinc, de gallium et de cuivre. La quantité de ces éléments double dans ce niveau.

Les observations microscopiques montrent qu'il y a des phénomènes d'illuviation de kaolinite.

L'ensemble de ces phénomènes, altération de la montmorillonite et illuviation correspond à une invasion descendante de la montmorillonite par de la kaolinite, phénomène exactement inverse de celui décrit par PAQUET (1970) et BOCQUIER (1972) au Tchad, où ces auteurs constatent une invasion remontante de la montmorillonite. Ici le climat équatorial a l'effet contraire du climat soudanais au Tchad.

c - Présence de chlorite et de vermiculite

La chlorite existe dans tous les profils en quantité variable, et plus particulièrement à leur base. On la trouve essentiellement dans la fraction limons et sables fins, ce qui tendrait à prouver qu'elle n'a pas été formée par altération météorique de pyroxènes. La présence de chlorite dans les roches ultra-basiques intrusives a été souvent signalée, en particulier près du contact de roches plus alumineuses. Il n'est donc pas possible d'attribuer une origine secondaire à cette chlorite, c'est un minéral hérité de la roche mère. La chlorite évolue vers la vermiculite par l'intermédiaire d'interstratifiés chlorite-vermiculite. Ces minéraux restent stables dans le niveau vert et se

dégradent en kaolinite dans le niveau brun. Cette kaolinite paraît mal cristallisée mais après traitement à l'hydrazine, il s'avère qu'il n'y a pas de fire-clay. Au microscope électronique on l'observe sous forme de petites plaquettes hexagonales mal formées.

Dans les profils de mi-pente et de bas de pente, l'existence de passées de pegmatite a été signalée. Les lamelles de micas les moins altérés sont formées par des interstratifiés chlorite-vermiculite et vermiculite-Al qui seront étudiées plus loin. Cette vermiculite se transforme ensuite en kaolinite dans le niveau brun. En résumé la chlorite primaire de la roche se dégrade vers le haut des profils en kaolinite par l'intermédiaire de la vermiculite. La présence de vermiculite dans le haut du niveau vert confirme que les conditions du milieu sont favorables à la dégradation.

6 - Conclusion

L'étude d'une séquence sur roches ultra-basiques a permis de constater qu'en haut de pente il se forme un peu de montmorillonite et de kaolinite mais surtout de la goethite. En allant vers l'aval de la toposéquence, il apparaît à la base des profils un niveau, à structures conservées, riche en montmorillonite et talc, la quantité de ces minéraux augmente vers le bas de la pente. Le talc provient pour la plus grande part de l'altération des pyroxènes surtout des orthopyroxènes. La montmorillonite dérive essentiellement des clinopyroxènes et chaque fois qu'elle a pu être reconnue il s'agissait de nontronite. De la chlorite primaire se dégrade très lentement en formant des minéraux interstratifiés chlorite-vermiculite durables.

Vers le haut des profils, on passe progressivement à un niveau riche en kaolinite. Ce minéral provient de la dégradation de la nontronite et de la vermiculite. Ces phénomènes s'accompagnent d'une illuviation parfois importante de kaolinite qui provient des parties hautes des profils. La kaolinitisation progresse de haut en bas aussi bien dans les profils que le long de la pente et se traduit ainsi dans le paysage par un envahissement descendant de la kaolinite.

IX - Les profils sur roches sédimentaires schisto-carbonatées

Dans la partie sud du massif du Chaillu, ainsi que dans la partie nord du Niari, on rencontre un nombre assez grand de coupes entaillant des roches sédimentaires schisto-carbonatées. Les roches schisteuses appartiennent au Bouenzien et les roches carbonatées au Schisto-Calcaire, formations ^{définies} au chapitre II. En général, les profils sont situés à mi-pente ou proches du bas de pente. Les types d'altération rencontrés sont dans l'ensemble communs en Afrique Centrale, non seulement au Congo, mais aussi au Zaïre, où les sols provenant de roches schisto-carbonatées couvrent de grandes surfaces. Par ailleurs, ils ont une grande importance économique car ils sont parmi les plus utilisés en agriculture.

X Trois grands types de profils d'altération seront étudiés ici, sur schistes carbonatés, sur calcaire sub lithographique et sur dolomie. L'étude au microscope optique est très fragmentaire et apporte en général peu de renseignements. De façon à éviter les répétitions, les observations minéralogiques concernant les différents types de roches sédimentaires ont été regroupées, il en est de même des analyses chimiques.

A - Etudes minéralogiques

1 - Altération de schistes carbonatés

Les schistes du Bz3 sont bien visibles dans la région du PK 116, où ils forment des strates pouvant atteindre 40 cm d'épaisseur. Ces strates se débitent plus finement dès le début de l'altération. Un profil d'altération sur des schistes du Bz3 sera étudié. Il représente valablement l'évolution de l'altération sur ce genre de roches (fig. 28).

a - Description du profil

Le profil est situé près du bas de pente et reste constamment humide. Il comprend les trois horizons classiques.

- L'horizon superficiel est peu épais. Dans la région étudiée il ne dépasse pas 1,5 m . Sa couleur est légèrement plus brune que celle des sols provenant de granite; 7,5 YR 5/6 dans le code MUNSELL. Sa texture est argilo-limoneuse.

- L'horizon gravillonnaire est formé au sommet par de petits gravillons arrondis, à patine sombre, puis par des plaquettes ferrugineuses plus grandes, particulièrement abondantes à la base de l'horizon,

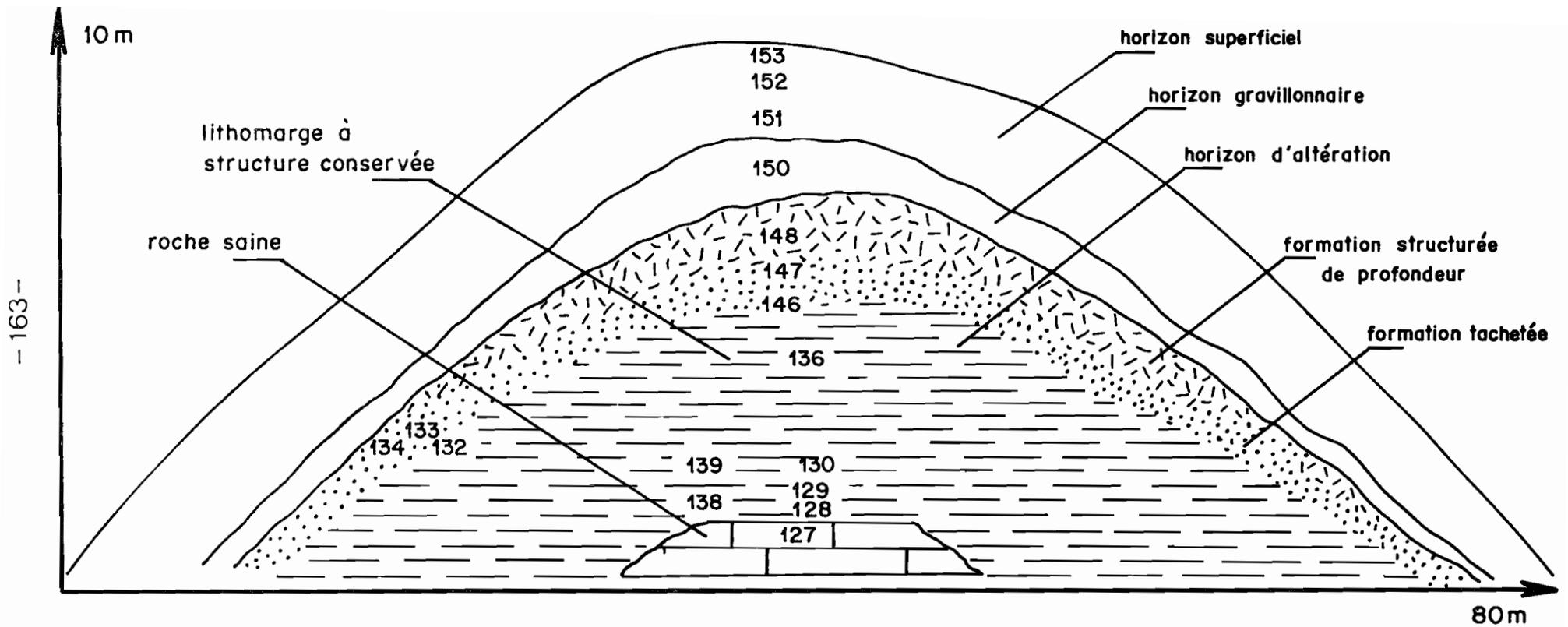


Fig. 28 - Altération de schistes carbonatés - Position des échantillons

où elles sont mêlées à des débris de schistes altérés plus ou moins ferruginisés. Parmi ces gravillons, on trouve quelques blocs de cuirasse vacuolaire. Cet horizon est mince; son épaisseur est de l'ordre de 50 cm, en général moins en bas de pente.

- L'horizon d'altération comprend en allant du haut vers le bas :

- Un horizon de formation structurée de profondeur, épais de quelques dizaines de centimètres; il peut être absent.

- Un horizon de formation tachetée, qui peut atteindre 1 m d'épaisseur.

En bas de pente, cette formation peut recouper les deux horizons gravillonnaires et superficiels.

- Une lithomarge argileuse à structure conservée, brune près de la roche saine, jaune au-dessus.

La zone de départ ne peut pas être délimitée.

Ce type de profil est classique, aussi bien sur schistes que sur roches carbonatées. Les variations portent essentiellement sur la couleur des faciès altérés, mauve dans le cas des schistes du E21, jaune pâle dans celui du calcaire argileux du SC 1b.

b - Observations minéralogiques

La position des échantillons est représentée sur la figure 28. Les quelques lames minces faites sur des échantillons provenant du sommet de l'horizon d'altération, montrent qu'il existe des phénomènes d'illuviation (cutanes) et de tassement (papules). Ce dernier phénomène étant essentiellement localisé dans l'horizon structuré de profondeur.

Diagrammes de diffraction des rayons X

Le terme d'illite est utilisé pour tous les minéraux, dont la taille est inférieure à 2μ , et dont les diagrammes de rayons X sont ceux de la muscovite. Il est très difficile de reconnaître de petites quantités de gibbsite, le pic à 5 \AA de l'illite, s'évasant lors de son altération, est susceptible de masquer le pic à $4,83 \text{ \AA}$ de la gibbsite. Il est donc fort possible que de petites quantités de gibbsite soient passées inaperçues. Dans la présentation des faits qui suit, il s'agit d'observations faites sur des diagrammes d'agrégats orientés, sauf spécification contraire. La figure 29 montre l'évolution des argiles dans le profil.

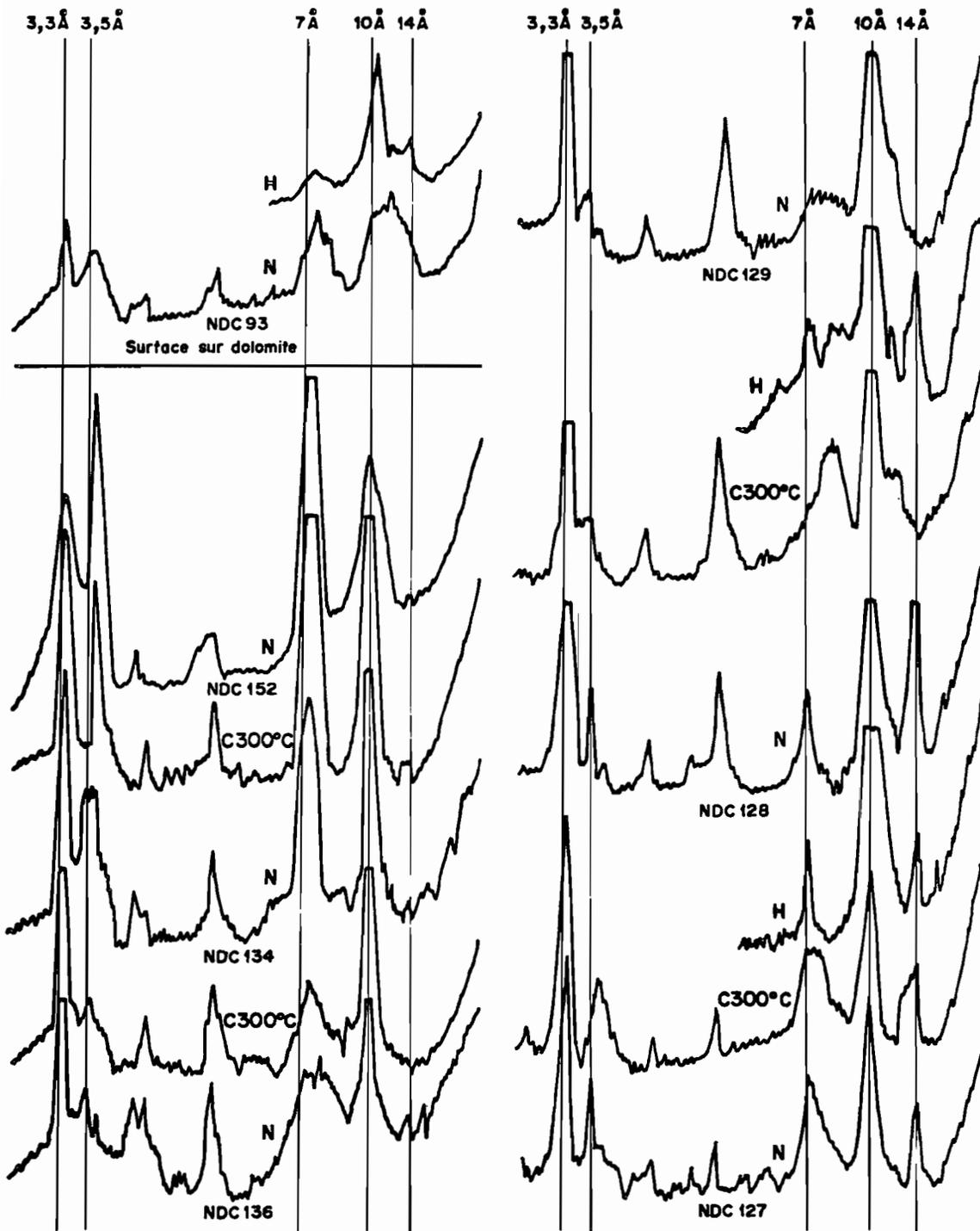


Figure 29. Altération de schistes calcaireux et de dolomie. N normal - H hydrazine - C chauffé 4 h à 300° C.

- La roche saine, NDC 127, est de couleur gris-bleu, elle contient du quartz, de la calcite, un peu d'albite, de l'illite et de la chlorite, ainsi que des traces de dolomite.

- Le premier stade d'altération, épais de 4 cm (NDC 128), est marqué par le brunissement de la roche. Sur le plan minéralogique, on constate l'apparition de minéraux interstratifiés chlorite-vermiculite, d'une petite quantité d'un minéral gonflant au glycol, ainsi que d'un petit pic à 7 \AA , très ouvert vers 8 \AA . Les diagrammes de poudre montrent qu'il existe un important pic à $4,44 \text{ \AA}$, quatre à cinq fois plus grand que le pic à 7 \AA . Ces caractères sont ceux d'une halloysite partiellement déshydratée. Des essais de chauffage fractionné ont donné les résultats suivants :

- après quatre heures de chauffage à 100° C , le pic à 7 \AA s'ouvre encore plus vers 8 \AA , le pic à $3,5 \text{ \AA}$ se déplace vers $3,48 \text{ \AA}$,
- après quatre heures de chauffage à 300° , on observe un pic assez large vers 8 \AA alors que le pic à 14 \AA s'est rabattu à 10 et 12 \AA .

Il s'agit là de caractères particuliers que l'on ne peut pas attribuer à une espèce minérale bien définie, mais à un interstratifié kaolinite-vermiculite. En fin, la calcite disparaît alors que l'albite, le quartz et l'illite ne varient pas.

- Au cours du deuxième stade d'altération (NDC 129), dont l'épaisseur peut atteindre 50 cm, la roche devient plus jaune et plus friable. Le fait important est l'augmentation de la quantité de vermiculite, les interstratifiés chlorite-vermiculite diminuant. On retrouve des pics mal individualisés entre 7 et 9 \AA , qui, après quatre heures de chauffage à 300° , se résolvent en une série de pics à $7,2 \text{ \AA}$ et $8,5 \text{ \AA}$. Là aussi, il y aurait un interstratifié kaolinite-vermiculite. Par ailleurs, on observe un minéral à 14 \AA , en petite quantité et gonflant imparfaitement au glycol. Il apparaît surtout dans les limons fins et grossiers, ce qui indiquerait un lien avec les chlorites. La quantité d'albite diminue, alors que l'illite s'ouvre vers les petits angles.

- Le troisième stade (NDC 130), peut être épais de plusieurs mètres. La roche est jaune et il se forme entre les strates des lits plus durs. Dans l'ensemble on ne constate pas de variations par rapport au stade précédent, il apparaît parfois sur des diagrammes d'échantillons non traités, un petit pic à $17,3 \text{ \AA}$ dont la signification n'est pas connue.

- Au sommet de la lithomarge à structure conservée (NDC 136), le faciès d'altération est caractérisé par une alternance de lits centimétriques gris, séparés par des lits centimétriques jaunes. A ce niveau, la vermiculite et les interstratifiés chlorite-vermiculite existent en petite quantité. Le pic à $7,2 \overset{\circ}{\text{Å}}$ devient plus important mais reste très ouvert vers les petits angles, il ne bouge pratiquement pas après chauffage à 300° . La kaolinite augmente, mais il subsiste des interstratifiés kaolinite-vermiculite. L'illite, légèrement ouverte reste la phyllite la plus importante. La goethite apparaît en petite quantité alors que la montmorillonite disparaît.

- L'échantillon NDC 131 a été prélevé à 5 m à gauche et à la même hauteur que l'échantillon précédent. Le pic à $7,2 \overset{\circ}{\text{Å}}$ est un peu plus important, il reste très ouvert vers $10 \overset{\circ}{\text{Å}}$ comme NDC 130. Les minéraux interstratifiés chlorite-vermiculite sont rares et l'illite légèrement ouverte reste le minéral dominant. La goethite est peu abondante.

- Les échantillons NDC 132, NDC 133 et NDC 134 ont été prélevés à la même hauteur que NDC 130 dans la formation tachetés. Les caractères cristallographiques de la kaolinite s'affirment et il ne subsiste plus d'interstratifiés kaolinite-vermiculite. La goethite est un peu plus abondante que précédemment. L'illite légèrement ouverte reste le minéral prépondérant, mais ses pics à $5 \overset{\circ}{\text{Å}}$ et $3,33 \overset{\circ}{\text{Å}}$ s'évasent et perdent de leur importance, indice de son altération. Les diagrammes sur échantillons désorientés montrent toujours la prédominance du pic à $4,44 \overset{\circ}{\text{Å}}$ sur celui à $7,2 \overset{\circ}{\text{Å}}$. Après traitement à l'hydrazine, il s'avère qu'il y a une petite quantité de fire clay mêlé à la kaolinite. Dans la formation tachetée, située au sommet de la coupe, kaolinite et illite existent en quantité équivalente.

- L'échantillon NDC 148 a été prélevé dans la formation structurée de profondeur, située au sommet de la coupe, entre l'horizon gravillonnaire et la formation tachetée. Les structures sont détruites, l'ensemble, très argileux, est ocre-jaune, parsemé de quelques taches rouges. On constate que le pic à $7,2 \overset{\circ}{\text{Å}}$ de la kaolinite est un peu plus important que celui à $10 \overset{\circ}{\text{Å}}$ de l'illite, ce dernier s'ouvre nettement vers les petits angles.

- Les argiles emballant les éléments grossiers de l'horizon gravillonnaire (NDC150) sont remarquables par l'existence d'interstratifiés 10 - 14 V, il s'agit certainement d'illite-vermiculite, parfois des pics nets à $12 \overset{\circ}{\text{Å}}$ apparaissent. Parmi les minéraux kaolinitiques, le fire clay existe en petite quantité.

- La composition minéralogique des échantillons de l'horizon superficiel (NDC 151, NDC 152 et NDC 153) est à peu près identique au précédent (NDC 150). Les interstratifiés illite-vermiculite sont plus ou moins visibles, mais quels que soient les échantillons, le pic à 10 \AA est toujours très ouvert vers les petits angles. Le pic majeur de la kaolinite est nettement plus important que celui de l'illite. La quantité de fire_clay est ici plus importante que dans l'horizon gravillonnaire. Sur les diagrammes de poudre désorientée le pic à $4,46 \text{ \AA}$ est souvent légèrement plus fort que celui à $7,2 \text{ \AA}$. Il paraît se former une petite quantité de gibbsite.

Microscope électronique

Dans les premiers stades d'altération la fraction fine est essentiellement composée d'assez grandes membranes, sans formes définies, parfois froissées ou à bords enroulés. Il s'agit de chlorite altérée et d'illite. Dans la partie haute de la lithomarge à structure conservée, ces membranes ont tendance à disparaître au profit de plaquettes de kaolinite, dont la taille est de l'ordre de $0,2$ à $0,4 \mu$.

Dans la formation tachetée et dans la formation structurée de profondeur on trouve essentiellement de petites plaquettes de kaolinite ($0,1 \mu$), hexagonales, dans l'ensemble bien faites et en général agglomérées en particules plus grosses. Les grandes membranes parfois froissées subsistent en petite quantité et représentent certainement l'illite.

L'horizon superficiel est composé du même type d'éléments, avec en plus de nombreux granules sombres de goethite.

Analyses thermiques différentielles

Les premiers stades d'altération montrent des courbes avec un pic de départ d'eau hygroscopique assez faible et surtout très évasé, ce qui correspondrait à la présence de montmorillonite. Un pic endothermique, petit, apparaît très tôt, vers $280, 290^\circ$. Il s'agit certainement d'hydroxydes, peut-être d'aluminium. La réaction endothermique de la kaolinite se place à des températures relativement basses, 530° et la réaction exothermique est très faible.

Au fur et à mesure que l'on passe à des faciès d'altération plus évolués, le pic de la réaction endothermique de la kaolinite devient plus important et la température du maximum de cette réaction passe à $560, 570^\circ\text{C}$.

C - Conclusion

L'étude minéralogique de ce profil permet de constater que l'évolution des faciès d'altération est conditionnée dans la plus grande partie de la lithomarge à structure conservée, par l'évolution de la chlorite. Celle-ci se dégrade en formant des interstratifiés chlorite-vermiculite et des minéraux du groupe de la kaolinite. Les diagrammes de diffraction des rayons X montrent que les caractères de cette kaolinite sont anormaux, pic majeur formant souvent un large bombement, pic à 3,56 Å décalé vers les grands angles. Les chauffages fractionnés montrent qu'il ne s'agit pas d'halloysite incomplètement déshydratée. Les anomalies constatées rappellent, en partie, celles de THIRY (1973) des interstratifiés kaolinite-smectite. Il est donc logique de supposer que des interstratifiés kaolinite-vermiculite apparaissent et évoluent très lentement vers la kaolinite.

Dès que l'on arrive à la formation tachetée, on constate que les caractères ^{res!} cristallographiques de la kaolinite s'affirment et que les anomalies tendent à disparaître. L'illite qui paraissait peu altérée voit son pic majeur à 10 Å diminuer, alors que des minéraux interstratifiés illite-vermiculite apparaissent nettement.

2 - Altération de dolomie

Les dolomies du Sc 1a, niveau repère de la base du Schisto-Calcaire, sont bien visibles sur les bords du Niari.

a - Description du profil

Située en bas de pente, quelques mètres au-dessus du fleuve Niari, la coupe est assez humide, ce qui implique un drainage lent, sans que l'on puisse parler de confinement. Le profil choisi est caractérisé par la minceur des différents horizons. L'épaisseur de l'horizon d'altération atteint 2,2 m, celle de l'horizon gravillonnaire 10 cm. Quant à celle de l'horizon superficiel elle varie de 0 à 40 cm. Le sol qui compose ce dernier horizon est brun et ne rappelle pas les sols observés jusqu'à maintenant. La répartition des horizons est identique à celle du profil sur Schistes carbonatés (fig. 28).

b - Observations minéralogiques.

- Diffraction des rayons X

Dans le profil d'altération étudié ici, on retrouve des interstratifiés kaolinite-vermiculite, déjà observés lors de l'altération des schistes carbonatés, et caractérisés par la présence de pics entre 7 et 10 Å ou d'un pic à 7,2 Å, très ouvert vers 10 Å. Ces pics ne sont

pas influencés par un chauffage de 4 heures à 300°C.

La roche est constituée par l'alternance de minces lits bleus et verts. Elle contient beaucoup de dolomite, du quartz de la chlorite et de l'illite. Le pic à 14 Å de la chlorite est nettement plus important que celui à 10 Å de l'illite. Au chauffage, le pic à 14 Å a tendance à s'ouvrir faiblement vers les grands angles ce qui indique une légère altération de la chlorite. L'albite existe en très petite quantité.

- Premier stade d'altération (NDC 98)

La roche devient brunâtre, tout en restant dure. Une petite partie de la chlorite se transforme en chlorite-vermiculite. La quantité de dolomite diminue, celle des autres minéraux paraît rester stable.

- Deuxième stade d'altération (NDC 100)

La roche devient plus légère et plus friable. Les interstratifiés chlorite-vermiculite sont abondants, il ne subsiste plus de chlorite. L'albite paraît peu altérée alors que la plus grande partie de la dolomite a disparu.

- Troisième stade d'altération (NDC 101)

La roche est brune, très légère et poudreuse mais les structures paraissent conservées. L'épaisseur cumulée des trois premiers stades d'altération est de l'ordre du mètre. Les quantités de chlorite-vermiculite diminuent alors que le pic à 7,2 Å, très ouvert vers 10 Å, devient plus important. Dolomite et albite ont disparu alors qu'un peu de goethite apparaît.

L'échantillon NDC 102 provient de la base de la formation tachetée. Sa composition minéralogique est dans l'ensemble comparable à celle de l'échantillon précédent.

Les échantillons NDC 95, 103 et 105 sont situés vers le haut de la formation tachetée, où s'individualisent des plaquettes centimétriques plus ou moins ferruginisées. Le pic à 14 Å de l'interstratifié chlorite-vermiculite a tendance à disparaître alors qu'augmente le pic à 7,2 Å et le pic à 3,5 - 3,6 Å attribuable à une argile du groupe de la kaolinite. Le fire-clay est rare. Le pic à 10 Å de l'illite s'ouvre considérablement vers 14 Å et il se forme de véritables interstratifiés illite-vermiculite. La goethite existe en général en petite quantité.

NDC 95, 96 et 106 correspondent à des échantillons de formation structurée de profondeur. Le sol est brun, à rares taches rouges et à structures détruites. Les diagrammes sont comparables aux précédents avec toutefois une amélioration de

la régularité du pic à $7,2 \text{ \AA}$ et $3,54 \text{ \AA}$. Les interstratifiés kaolinite-vermiculite ont tendance à disparaître au profit de la kaolinite. Le fire clay reste peu abondant.

- L'échantillon de l'horizon superficiel (NDC 93) est caractérisé par l'importance des interstratifiés 10 - 14 V qui forment un important bombement entre 10 et 12 \AA . De l'illite subsiste. Le pic à $7,2 \text{ \AA}$ reste ouvert vers 10 \AA . Le fire clay est un peu plus abondant que dans les échantillons précédents.

- Microscope électronique

Dans l'ensemble de l'horizon d'altération, on ne note pas de variations considérables. Les fractions fines sont composées de grandes lamelles, fines et difformes, qui doivent représenter des débris de micas et des petites plaquettes à tendance hexagonale, souvent agglomérées en plaquettes plus grandes. En remontant dans le profil on constate que les petites plaquettes deviennent plus abondantes et un peu plus régulières. Il s'agit donc de kaolinite. Il n'y a pas de plaquettes à bords enroulés ou de tubes.

c - Conclusion

L'évolution minéralogique du profil est identique à celle du profil d'altération des schistes carbonatés. Ici encore, on remarque que ce sont les produits de dégradation de la chlorite qui vont former la grande masse des matériaux argileux nouveaux : interstratifiés chlorite - vermiculite, puis kaolinite, paraissant interstratifiée avec de la vermiculite au bas du profil. L'illite s'altère de façon notable, dans l'horizon gravillonnaire et au-dessus. Il se forme alors de véritables interstratifiés illite-vermiculite. Les différences avec le profil précédent portent sur le fait qu'il ne se forme pas de montmorillonite et que la chlorite se maintient plus longtemps.

3 - Altération du calcaire argileux

Les profils d'altération de calcaire du ScIb sont nombreux dans la région de Makabana. Ils sont en général très humide, bien que situés assez haut sur les pentes. La répartition des horizons est en tous points comparable à celle qui se présente sur les roches schisteuses. Dans le cas du profil

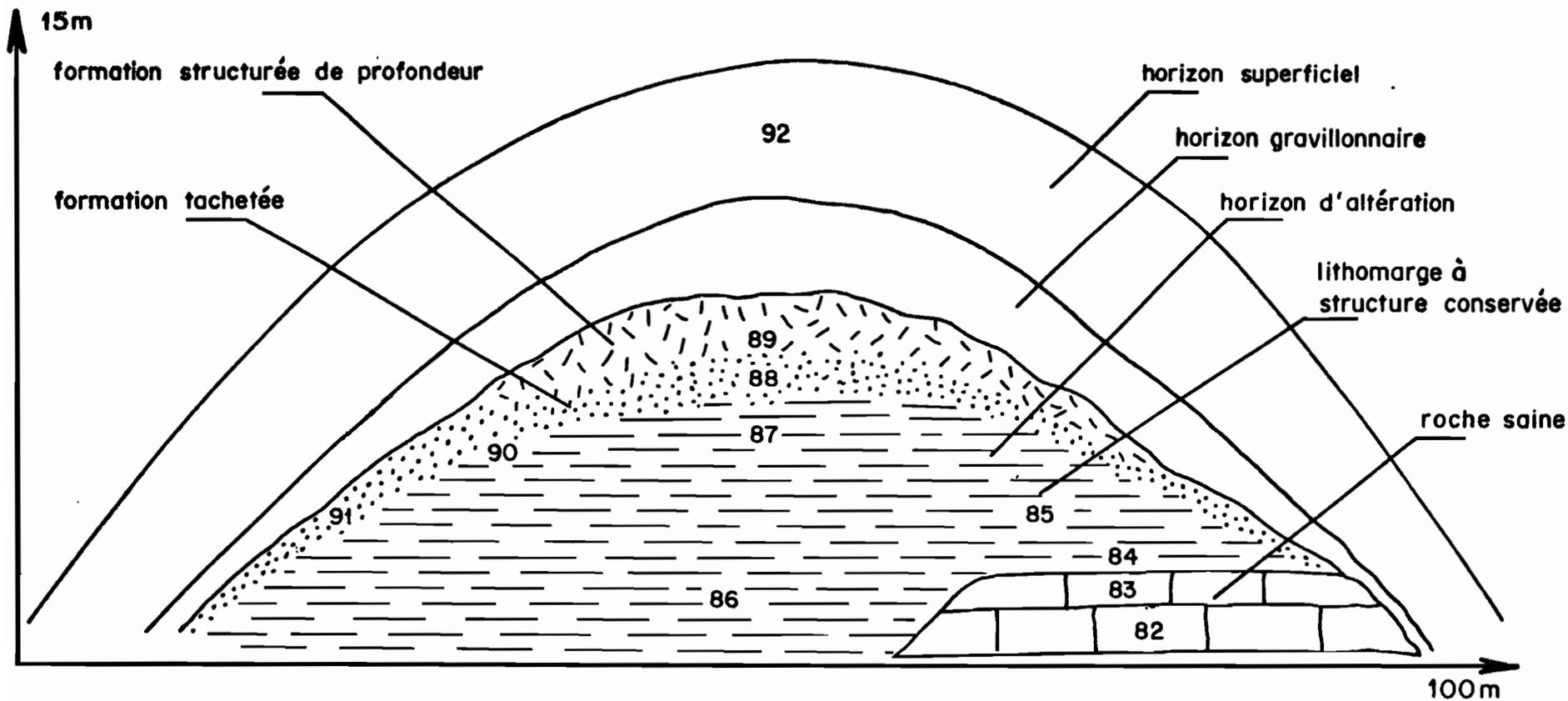


Fig. 30 - Altération de calcaire argileux - Position des échantillons

étudié, PK 93, haut de 12 m, les structures sont conservées jusqu'à 8 m au-dessus de la roche saine (fig. 30).

a. Observations minéralogiques

Observations au microscope optique

L'étude des lames minces n'a pas permis de suivre les différentes étapes de l'altération du calcaire argileux, mais elle met en évidence, en dehors de la présence d'une petite quantité de feldspaths, l'existence de phénomènes d'illuviation. Dès le troisième stade d'altération on constate en effet, l'apparition de dépôts concentriques de particules argileuses le long des parois des pores (cutanes). Leur importance est variable, ces dépôts sont en général plus développés dans la formation structurée de profondeur, où existent parfois des papules, débris de cutanes isolés dans une masse kaolinique. L'origine de ces papules est attribuée à des phénomènes de tassement (BREWER, 1964).

- Diffraction des rayons X

La figure 31 montre la suite des diagrammes obtenus de bas en haut du profil. La roche saine (NDC 82) contient du calcaire, du quartz, de la chlorite, de l'illite et un peu de feldspaths. Le pic à 14 Å de la chlorite est plus important que celui à 10 Å des micas. Dès le premier stade (NDC 83) la chlorite se transforme partiellement en un minéral gonflant à 16 Å et en interstratifiés du type de la chlorite-vermiculite ou chlorite-montmorillonite.

A 40 cm de la roche saine (NDC 85), la plus grande partie des interstratifiés 14 - 14 C disparaissent au profit du minéral gonflant, dont le pic majeur proche de 15 Å devient plus important. Après saturation Mg-Na, les diagrammes d'agrégats orientés sur échantillons déshydratés, puis hydratés, permettent de déterminer la présence de vermiculite (PEDRO, 1964). Le caractère gonflant au glycol, observé sur les échantillons non traités, correspond à celui d'une vermiculite-Ca ce qui est compatible avec la nature du milieu dans lequel elle évolue. La calcite et les feldspaths diminuent considérablement.

Il faut remonter dans l'horizon d'altération, à 7 m au-dessus de la roche saine (NDC 86), pour constater des variations notables dans la nature des phyllites néoformées. Le pic à 10 Å de l'illite conserve son intensité. Par contre, celui à

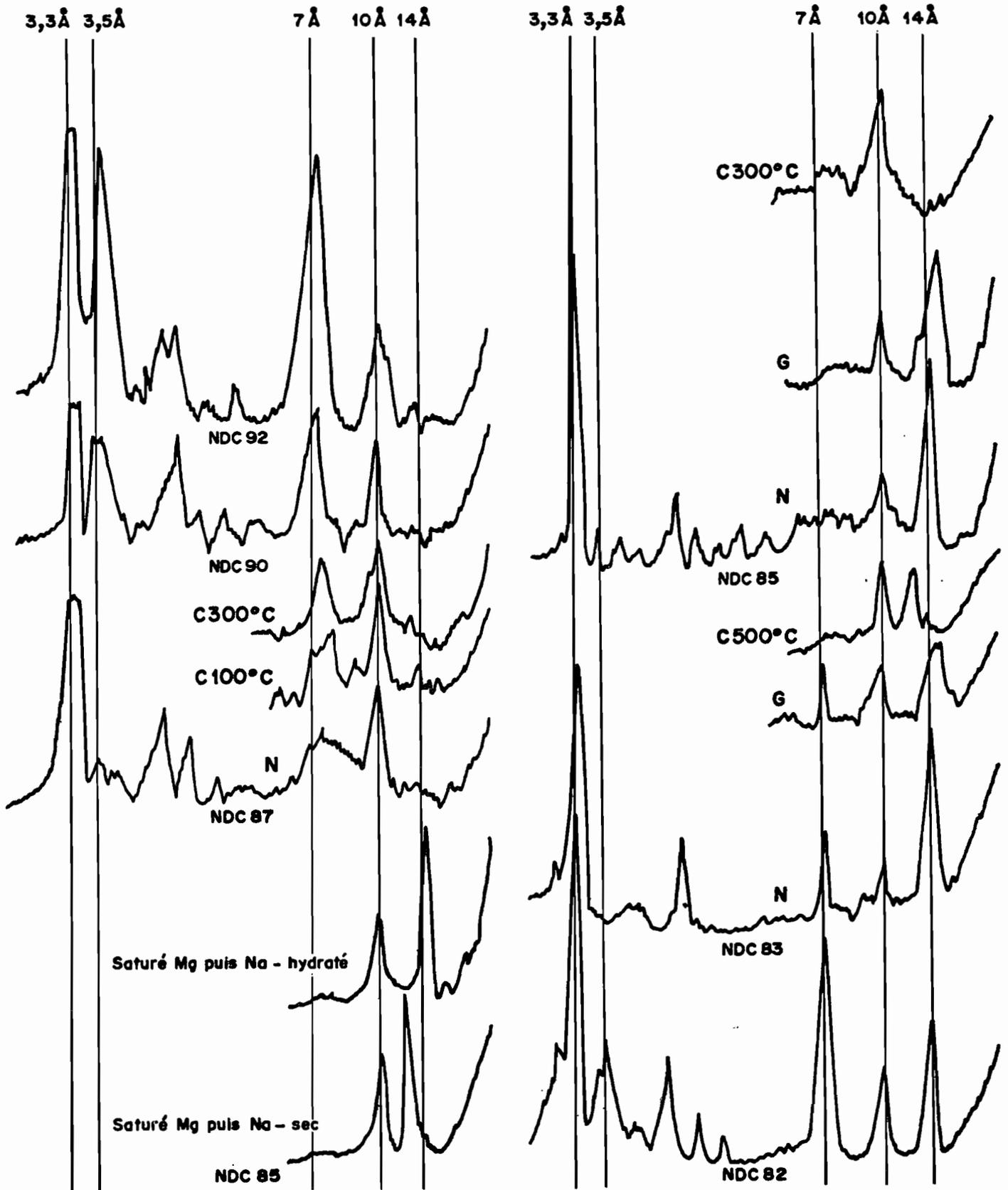


Figure 31. Altération de calcaire argileux. N normal - G glycol - C chauffé 4 heures.

15 Å de la vermiculite s'écrase et un bombement apparaît entre 10 et 14 Å ; (interstratifiés chlorite-vermiculite) il en est de même entre 7 et 10 Å. Après glycolage, une faible partie du pic à 15 Å se déplace à 16 Å, ce qui correspond à une diminution du calcium échangeable fixé par la vermiculite. Calcite et feldspaths ont disparu alors qu'apparaît une petite quantité de goethite.

Dans l'échantillon prélevé 2 m au-dessus du précédent (NDC 87), à la base de la formation tachetée, les interstratifiés chlorite-vermiculite et la vermiculite disparaissent en grande partie, alors que se développent des interstratifiés kaolinite-vermiculite, de la kaolinite et sans doute un peu d'halloysite.

Un peu plus haut dans la formation tachetée (NDC 88) et la formation structurée de profondeur (NDC 91), les interstratifiés chlorite-vermiculite et la vermiculite disparaissent presque complètement alors que les pics de la kaolinite à 7,2 Å et 3,56 Å s'affinent et deviennent plus importants que celui à 10 Å de l'illite, qui s'ouvre légèrement vers les petits angles. Les traitements à l'hydrazine montrent la présence d'une petite quantité de fire-clay avec la kaolinite. La goethite paraît peu abondante.

L'échantillon de l'horizon superficiel (NDC 92) contient un peu plus de fire-clay que les précédents, en outre, l'ouverture du pic à 10 Å de l'illite vers les petits angles est plus marquée et des épaulements apparaissent vers 11 Å, ce qui dénote la présence de véritables interstratifiés illite-vermiculite.

Microscope électronique

Dans les premiers stades d'altération, la fraction fine est composée de débris de minéraux primaires et de plaquettes sans formes définies à aspect de papier froissé, qui représentent, sans doute, les minéraux interstratifiés. Plus haut dans l'horizon d'altération, ces plaquettes disparaissent au profit de petites plaquettes hexagonales à formes imparfaites, probablement de la kaolinite ~~proches de l'halloysite~~. On trouve, en outre, de très rares tubes dont l'aspect rappelle la méta-halloysite.

Au niveau de la formation tachetée et au-dessus, la forme hexagonale des plaquettes devient plus nette. On trouve aussi des débris de minéraux primaires et une petite quantité de fuseaux, qui représentent la goethite. Les tubes ont disparu.

b - Conclusion

Grâce au microscope optique, il a été possible de montrer que l'altération des calcaires argileux s'accompagne, vers le haut de l'horizon d'altération, de phénomènes d'illuviation et de tassement.

L'étude minéralogique de ce profil permet de constater que la calcite et les feldspaths disparaissent rapidement. Il en est de même de la chlorite qui se transforme en vermiculite. Le fait important ici est que la vermiculite acquiert des caractères de minéraux gonflants, dus à la présence de calcium en position interfoliaire. Ce minéral s'altère lentement en kaolinite, ce phénomène s'accompagne des anomalies déjà observées, dans les deux cas précédents. L'altération de l'illite en vermiculite, très lente, devient notable dans l'horizon superficiel.

4 - Altération des schistes talqueux et dolomitiques

La coupe du PK 9 n'a pas pu être étudiée dans le détail car trop d'incertitudes règnent sur la nature des roches formant l'horizon d'altération, où seuls les schistes talqueux et dolomitiques de la base sont reconnaissables.

A la base du profil, dans un milieu relativement confiné, il se forme de la montmorillonite, plus haut il apparaît de la kaolinite, qui, après traitement à l'hydrezine s'avère être composée d'une quantité importante de fire-clay. Ce même traitement provoque un déplacement partiel du pic à 14 \AA de la montmorillonite jusqu'à 17 \AA , alors qu'à la base de la coupe il passait à 13 \AA , phénomène dont la signification n'est pas connue. Quantitativement il ne semble pas y avoir de diminution de la montmorillonite en remontant dans l'horizon d'altération. Outre ces minéraux néoformés, on trouve une grande quantité de talc hérité et un peu d'illite ouverte. Dans l'horizon superficiel, il y a beaucoup de fire-clay, un peu de kaolinite ordonnée, d'illite ouverte et des traces de talc. On constate qu'il n'apparaît pas de stades intermédiaires entre la kaolinite et la montmorillonite. Il n'est pas possible de connaître l'origine exacte de la kaolinite, ce peut être une illuviation, ou une néoformation.

B - Analyses chimiques

Les échantillons ont été regroupés par niveaux et horizons caractéristiques en fonction de leur position dans les profils. Ils ne proviennent pas toujours d'une même coupe, ce qui explique la non-concordance des numéros. Il faut se rappeler qu'à partir de la formation tachetée, il n'est plus possible d'affirmer que les structures sont conservées.

1 - Altération des schistes carbonatés

a - Analyses pondérales

TABLEAU XXXI a

Analyses chimiques de faciès d'altération de schistes carbonatés.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Mn ₂ O ₄	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	Σ	d
NDC 152	60,3	18,5	0,51	0,2	10,0	0,017	1,17	0,06	1,31	7,90	99,84	1,58
NDC 151	57,7	18,9	0,53	0,2	10,7	0,025	1,13	0,06	1,34	7,95	98,30	1,53
horizon superficiel												
NDC 148	53,7	20,9	0,97	0,2	13,3	0,02	1,17	0,09	2,52	7,90	100,57	1,64
NDC 142	48,1	21,4	0,86	0,2	16,0	0,023	0,99	0,07	2,13	8,78	98,31	1,45
horizon structuré de profondeur												
NDC 147	56,2	20,0	1,02	0,2	10,3	0,027	1,12	0,08	2,84	7,17	98,70	1,61
NDC 146	53,1	22,0	0,96	0,2	11,7	0,028	1,10	0,07	2,68	7,59	99,18	1,42
NDC 141	58,7	20,1	1,01	0,2	9,1	1,020	1,08	0,10	2,90	7,08	100,43	1,40
formation tachetée au sommet de la coupe												
NDC 143	66,1	17,8	0,90	0,2	7,0	0,032	0,84	0,08	2,70	5,70	101,17	1,54
NDC 133	65,1	16,7	0,88	0,2	7,2	0,080	0,80	0,10	2,82	5,69	99,40	1,43
NDC 132	63,0	17,2	0,94	0,2	7,5	0,34	0,82	0,10	2,98	5,94	98,78	1,41
formation tachetée à la base de la coupe												
NDC 143	64,2	19,6	1,08	0,2	4,8	0,010	1,06	0,08	2,93	6,25	100,06	1,42
sommet de la lithomarge à structure conservée												
NDC 131	65,5	15,9	1,18	0,2	6,5	0,31	0,79	0,12	3,37	5,22	98,85	1,50
milieu de la lithomarge à structure conservée												
NDC 130	64,1	16,3	2,25	0,6	6,3	0,106	0,85	0,65	3,77	4,18	99,05	1,62
NDC 129	62,9	16,9	2,39	0,6	7,1	0,134	0,91	0,45	3,87	4,50	99,69	1,70
NDC 128	63,3	14,8	2,21	0,7	4,2	0,133	0,78	1,18	3,57	3,66	99,50	1,95
NDC 127	49,5	11,3	2,27	14,9	6,1	0,088	0,58	1,27	2,50	13,45	100,11	2,58
roche saine et début de l'altération												

d = densité

b - Raisonnement isovolumétrique

Ce raisonnement a été appliqué à tous les échantillons y compris ceux dont les structures sont détruites, afin de tenter de savoir qu'elle est l'importance relative de l'illuviation et du tassement au sommet des profils. S'il y a illuviation, seuls certains éléments augmentent, alors que le tassement s'accompagne d'un enrichissement en tous les éléments.

TABLEAU XXXIb

Poids d'oxydes dans 100cc de divers faciès d'altération de schistes carbonatés

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Mn ₃ O ₄	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O
NDC 152	95,3	29,2	0,80	-	15,8	0,026	1,84	0,09	2,07
NDC 151	88,3	28,2	0,81	-	16,3	0,038	1,73	0,09	2,05
horizon superficiel									
NDC 148	88,1	34,3	1,59	-	21,8	0,033	1,92	0,15	4,13
NDC 142	69,7	31,0	1,25	-	23,2	0,033	1,43	0,1	3,1
horizon structuré de profondeur									
NDC 147	90,4	32,2	1,64	-	16,6	0,043	1,80	0,12	4,57
NDC 146	75,4	31,2	1,36	-	16,6	0,039	1,56	0,1	3,80
NDC 141	82,2	28,1	1,41	-	12,7	0,028	1,51	0,14	4,06
formation tachetée au sommet de la coupe									
NDC 134	101,8	27,4	1,38	-	10,8	0,05	1,29	0,12	4,15
NDC 133	93,1	23,9	1,26	-	10,3	0,114	1,14	0,14	4,03
NDC 132	88,8	24,2	1,33	-	10,6	0,48	1,15	0,14	4,20
formation tachetée à la base de la coupe									
NDC 143	91,2	27,6	1,53	-	6,8	0,014	1,50	0,11	4,16
sommet de la lithomarge à structure conservée									
NDC 131	98,2	23,8	1,77	-	9,7	0,46	1,18	0,18	5,05
milieu de la lithomarge à structure conservée									
NDC 130	103,8	26,4	3,61	0,97	10,02	0,171	1,37	0,10	6,10
NDC 129	106,9	28,7	4,06	1,0	12,1	0,228	1,54	0,76	6,58
NDC 128	123,4	28,9	4,31	1,36	8,19	0,26	1,52	2,30	6,96
NDC 127	127,7	29,1	5,85	38,4	15,7	0,227	1,49	3,27	6,45
roche saine et début de l'altération									

c - Variation des éléments

La silice est faiblement et lentement lixiviée, il en est de même de l'alumine dont le taux remonte, en particulier dans la formation tachetée et la formation structurée de profondeur, où l'on peut observer des phénomènes d'enrichissement absolu. Le magnésium est lentement mais assez fortement lixivié, jusqu'au milieu de la lithomarge à structure conservée, au-dessus, dans l'horizon d'altération, sa quantité se stabilise, il en reste près de 25 %. Au niveau de l'horizon superficiel on constate une nouvelle et forte perte en cet élément. Le calcium est complètement et rapidement lixivié. Dans les premiers stades d'altération un tiers du fer est évacué du profil. Au sommet du profil, dans la formation tachetée, et plus particulièrement dans la formation structurée de profondeur, il s'accumule de façon absolue. Le titane est faiblement lixivié en début d'altération, son taux croît au sommet de la formation tachetée et de la formation structurée de profondeur. Le sodium est assez lentement évacué du profil dans les premiers stades d'altération puis il disparaît complètement. Le potassium est faiblement et lentement lixivié.

d - Interprétation des résultats

Les données de la géochimie et les observations minéralogiques permettent de préciser les points suivants :

- Les feldspaths sont essentiellement représentés par de l'albite. L'illite s'altère très lentement et, au sommet de la lithomarge à structure conservée, il reste au minimum les deux tiers de la quantité existant dans la roche saine.
- La chlorite s'altère lentement et les quantités de magnésium, que l'on retrouve vers le haut du profil, montrent que ses produits de dégradation, tels la vermiculite ou la chlorite-vermiculite, sont plus abondants que ne le laissent supposer les diagrammes de rayons X.
- Les phénomènes d'illuviation paraissent essentiellement localisés à la formation tachetée, où l'on constate une augmentation du fer, de l'alumine et de la silice. Les phénomènes de tassement sont surtout marqués dans la formation structurée de profondeur, où le taux de tous les éléments croît, en particulier celui de titane et de potassium.

2 - Altération de dolomie

a - Analyses pondérales

TABLEAU XXXII a
Analyses chimiques de faciès d'altération de dolomies

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Mn ₃ O ₄	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	Σ	a
NDC 93	60,5	16,0	0,75	0,2	10,9	0,030	1,51	0,08	1,80	8,94	100,57	1,70
horizon superficiel												
NDC 106	51,9	21,9	1,05	0,2	13,3	0,025	1,13	0,07	2,75	7,75	99,81	1,90
NDC 96	51,5	22,2	1,05	0,2	13,50	0,030	1,33	0,09	2,69	8,67	101,06	1,78
NDC 95	51,5	21,7	0,99	0,2	12,6	0,026	1,15	0,08	2,45	7,91	98,45	1,72
formation structurée de profondeur												
NDC 105	53,4	20,2	1,14	0,2	13,1	0,019	0,8	0,09	3,39	7,67	99,81	1,43
NDC 104	56,9	17,5	0,89	0,2	14,2	0,016	0,68	0,07	2,21	6,52	99,22	1,22
NDC 102	60,1	20,1	2,01	0,3	9,7	0,140	0,86	0,24	2,74	7,08	100,18	1,06
formation tachetée												
NDC 101	60,1	16,3	5,21	1,1	8,3	0,138	0,67	0,35	2,04	5,66	99,83	1,13
horizon d'altération à structure conservée												
NDC 100	43,0	12,8	10,9	6,8	7,6	0,10	0,55	0,41	1,40	16,05	99,61	1,44
NDC 98	26,7	7,3	14,0	17,7	4,4	0,041	0,26	0,25	0,92	28,72	100,34	2,37
NDC 97	23,1	6,1	14,6	19,9	3,8	0,059	0,24	0,26	0,77	31,30	100,21	2,79
roche saine et début d'altération												

b - Raisonnement isovolumétrique

Comme dans le cas précédent et pour les mêmes raisons, le raisonnement isovolumétrique a été appliqué à tous les échantillons, y compris ceux dont les structures ont été détruites.

TABLEAU XXXII b

Poids d'oxydes dans 100cc de divers faciès d'altération de dolomie

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	K ₂ O ₄	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O
NDC 93	102,8	27,2	1,27	-	18,5	0,05	2,57	0,13	3,06
horizon superficiel									
NDC 106	98,6	41,6	1,99	-	25,3	0,05	2,14	0,13	5,22
NDC 96	91,7	39,5	1,87	-	24,0	0,05	2,36	0,16	4,78
NDC 95	88,6	37,3	1,70	-	21,7	0,04	1,98	0,13	4,21
formation structurée de profondeur									
NDC 105	77,2	28,9	1,63	-	28,7	0,03	1,04	0,13	4,84
NDC 104	69,4	21,4	1,09	-	17,3	0,02	0,96	0,08	2,52
NDC 102	60,5	21,3	2,13	0,3	10,3	0,15	0,92	0,25	2,40
formation tachetée									
NDC 101	67,9	18,4	5,89	1,2	9,4	0,15	0,76	0,39	2,30
horizon d'altération à structure conservée									
NDC 100	62,0	18,6	15,7	10,9	11,0	0,14	0,8	0,60	2,02
NDC 98	63,3	17,30	33,2	41,9	10,4	0,09	0,61	0,59	2,18
NDC 97	64,5	17,02	40,7	55,5	10,6	0,164	0,67	0,72	2,13
roche saine et début d'altération									

- c - Variation des éléments

L'évolution observée dans le paragraphe précédent reste valable dans le cas étudié ici. Toutefois on constate que la silice est très peu lixiviée, que l'alumine, le fer, le titane ne varient pas dans les premiers stades de l'altération et qu'ils augmentent considérablement au sommet de la formation tachetée et de la formation structurée de profondeur. Le magnésium est lentement mais fortement lixivié alors que le calcium qui entre dans la structure de la dolomie est rapidement et presque complètement évacué du profil. Le potassium varie peu dans les premiers stades d'altération, il augmente considérablement dans les formations supérieures de l'horizon d'altération.

d - Interprétation des résultats

Comme dans le cas des schistes carbonatés, l'évolution de la chlorite est lente, mais ici l'horizon d'altération est beaucoup moins épais. L'illite se dégrade très lentement, elle est peu altérée dans l'horizon d'altération. Le raisonnement isovolumétrique permet, compte-tenu de la faible quantité de magnésium, d'attribuer à la présence d'interstratifiés illite-vermiculite l'important bombement situé entre 10 et 14 Å sur les diagrammes de diffraction des rayons X de l'échantillon de surface. Les légères augmentations d'alumine constatées dès le deuxième stade d'altération pourraient être dues aux phénomènes d'illuviation qui se développent dans la formation tachetée.

Dans la formation structurée de profondeur on constate que les quantités d'aluminium, de fer, de titane et de potassium doublent, ce qui indiquerait la prépondérance des phénomènes de tassement.

3 - Altération de calcaires schisteux

a - Analyses pondérales

TABLEAU XXXIIIa

Analyse chimique de faciès d'altération de calcaire argileux

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Mn ₃ O ₄	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺		d
NDC 92	55,7	19,6	0,83	0,2	11,5	0,030	1,19	0,08	2,02	8,92	99,86	1,63
horizon superficiel												
NEC 147	53,6	20,8	1,06	0,2	11,4	0,030	1,23	0,09	2,82	7,93	98,87	1,62
NDC 91	59,8	17,8	1,02	0,2	9,7	0,050	1,13	0,09	2,54	6,80	98,92	1,7
formation structurée de profondeur												
NDC 88	52,0	21,0	1,17	0,2	13,2	0,030	1,08	0,08	3,07	8,43	100,06	1,64
NDC 90	52,9	19,2	1,22	0,2	15,1	0,052	1,07	0,07	3,19	6,99	99,84	1,47
formation tachetée												
NDC 87	50,7	17,1	1,28	0,2	10,0	0,160	1,11	0,09	2,94	6,19	99,54	1,55
NDC 86	61,2	16,0	1,55	0,4	9,8	0,096	1,01	0,16	3,25	6,35	99,82	1,60
lithomarge à structure conservée												
NDC 85	59,3	14,1	2,34	4,7	8,5	0,10	0,89	0,44	3,39	6,70	100,46	1,76
NDC 84	56,8	12,9	3,64	5,4	8,1	0,055	0,99	0,78	3,51	7,55	99,76	1,86
NDC 83	49,5	9,7	2,93	13,6	7,0	0,055	0,90	0,68	2,75	12,38	100,56	2,33
NDC 82	41,6	8,5	2,61	22,8	5,9	0,056	0,72	0,57	2,43	18,23	100,82	2,72
roche saine et début d'altération												

d = densité

b - Raisonnement isovolumétrique

Les remarques faites précédemment restent valables ici.

TABLEAU XXXIIIb

Poids d'oxydes dans 100cc de divers faciès d'altération de calcaires argileux

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Mn ₃ O ₄	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O
NDC 92	90,8	31,9	1,35	-	18,7	0,05	1,94	0,13	3,29
horizon superficiel									
NEC 147	86,8	34,1	1,72	-	18,5	0,05	2,19	0,14	4,57
NDC 91	101,6	30,3	1,73	-	16,5	0,08	1,92	0,15	4,32
formation structurée de profondeur									
NDC 88	85,3	34,4	1,92	-	21,6	0,03	1,77	0,13	5,03
NDC 90	77,8	28,2	1,79	-	22,2	0,076	1,57	0,10	4,69
formation tachetée									
NDC 87	94,1	26,5	1,98	-	15,5	0,25	1,72	0,14	4,56
NDC 86	98,0	25,7	2,48	0,6	15,7	0,154	1,62	0,25	5,21
lithomarge à structure conservée									
NDC 85	104,3	24,8	4,2	8,4	14,9	0,176	1,57	0,77	5,96
NDC 84	106,2	24,0	6,7	10,07	15,1	0,102	1,84	1,45	6,53
NDC 83	115,3	22,8	6,8	37,7	16,3	0,128	2,1	1,58	6,41
NDC 82	113,4	23,2	7,1	49,20	16,2	0,154	1,96	1,56	6,62
roche saine et début d'altération									

c - Variation des éléments

Les pertes de silice restent faibles. L'aluminium, stable en début d'altération, augmente légèrement dans la lithomarge à structure conservée et assez fortement dans la formation tachetée et la formation structurée de profondeur. Le magnésium est lentement et assez fortement lixivié; il en subsiste près de 25 % au sommet de l'horizon d'altération. Le calcium est assez rapidement et complètement évacué du profil; sa lixiviation est plus lente que dans les deux cas étudiés précédemment. Le fer paraît être légèrement lessivé, en début d'altération, puis son taux remonte, en particulier dans la formation

tachetée. Le titane suit à peu près le sort du fer, mais l'augmentation de son taux est surtout marquée dans la formation structurée de profondeur. Le sodium est lentement mais très fortement lixivié. Le potassium est faiblement et lentement lixivié.

d - interprétation des résultats

Les phénomènes d'illuviation sont précoces et relativement faibles, des tassements peu importants se produisent au sommet du profil. Les observations au microscope optique et les analyses chimiques mettent en évidence la relation entre le phénomène de tassement et l'augmentation du titane.

La très faible lixiviation du magnésium en début d'altération montre que la plus grande partie de cet élément est conservé dans le réseau de la vermiculite. Le fort départ observé plus haut dans le profil correspond à une importante diminution de ce minéral et à l'apparition de kaolinite. L'illite, comme dans tous les autres cas, se dégrade peu et très lentement.

C - Discussion

L'étude de l'altération de ces trois types de roches, en position de drainage différentes, a permis de mettre en évidence deux types de phénomènes, l'un, physique, marqué par le transport des particules par les solutions et l'existence de tassements, l'autre, minéralogique, caractérisé par la transformation de chlorite en vermiculite qui s'altère en kaolinite.

1 - Altération de la chlorite

Dans tous les cas étudiés, le minéral qui conditionne, en début d'altération, l'orientation des néoformations argileuses est la chlorite.

a - Conditions de transformation

Deux cas se présentent. En milieu à drainage relativement lent et dans un profil d'altération de roches riches en magnésium, des interstratifiés chlorite-vermiculite assez durables se forment. Au contraire, à partir d'une roche riche en calcium, et dans des conditions de drainage à peu près identiques, il se forme des interstratifiés chlorite-vermiculite, puis la chlorite disparaît rapidement au profit de la vermiculite-Ca. Ces minéraux ne sont en fait que des stades intermédiaires, assez durables puisqu'on les retrouve sur plusieurs mètres d'épaisseur. Ils se dégradent ensuite à leur tour en kaolinite.

b - Formation de la kaolinite

En remontant dans les profils, vers des faciès de plus en plus riches en kaolinite, et cela quel que soit le minéral de transition, on constate toujours, sur les diagrammes d'analyse thermique différentielle ou de diffraction des rayons X, la présence d'anomalies pour la kaolinite. Par certains caractères ces anomalies font penser à la présence d'halloysite partiellement déshydratée. On discutera ici ce cas en détail et l'on montrera que l'halloysite est improbable, mais qu'en revanche des interstratifiés kaolinite-vermiculite sont possibles.

A l'analyse thermique différentielle, le pic endothermique à 570°C de la kaolinite, se produit vers 530 - 540°C dans les faciès les moins évolués, pour atteindre 570°C vers le haut du profil.

Sur les diagrammes de diffraction des rayons X, l'apparition de la kaolinite est marquée par un pic très ouvert entre 7 et 10 Å, souvent par un pallier entre 7 et 8 Å et un pic à 3,5 Å, et non 3,57 Å ouvert vers les petits angles. Quatre heures de chauffage à 100° n'améliorent en général pas les diagrammes. Il ne s'agit donc pas d'halloysite partiellement déshydratée. Le chauffage à 300° provoque des réactions diverses : dans certains cas, le pic à 7,2 Å s'affine ainsi que celui à 3,5 Å, dans d'autres cas, un pic apparaît à 8,5 Å et le pic à 3,5 Å ne bouge pas mais s'écrase légèrement. Parfois ce traitement est sans effet. On devine ainsi qu'un édifice interstratifié pourrait exister. Dans l'échantillon, il existe avec certitude de la vermiculite, plus ou moins interstratifiée avec de la chlorite. L'aboutissement de l'altération de la vermiculite est la kaolinite. Il est normal d'estimer que les anomalies observées lors du passage de la vermiculite à la kaolinite tiennent à la présence d'interstratifiés irréguliers, kaolinite-vermiculite. Leur présence se traduit par des pics situés entre 7 et 10 Å quand la kaolinite est abondante dans l'interstratifié. Après chauffage à 300°, la vermiculite de l'interstratifié tend à se rabattre à 10 Å. Ce déplacement est souvent imparfait, et on voit alors apparaître des pics se rapprochant de 10 Å et de 3,33 Å. C'est le cas d'une bonne partie des échantillons étudiés dans ce chapitre.

Il ressort de ces faits que la transformation de la vermiculite en kaolinite s'accompagne d'anomalies cristallographiques qui ne peuvent pas être mises sur le compte de la présence

de formes plus ou moins désordonnées de kaolinite, ce qui implique un passage progressif des minéraux à 14 \AA , donc d'interstratifiés 7K - 14V

2 - Altération de l'illite

Il est certain que ce qui est ici désigné par le mot illite englobe des paillettes de séricite ou muscovite de petite taille. De plus, les séparations effectuées sur des échantillons du début de l'altération, poudreux, modérément broyés, permettent de constater qu'une bonne part des minéraux à 10 \AA se retrouvent dans les fractions inférieures à 2μ . Ce qui tend à prouver que ces minéraux sont déjà finement fragmentés, en particules de la taille des illites. Ceci n'est peut-être pas étranger à la lenteur de l'altération de ces illites, ce qui est le fait marquant. Ce n'est qu'au sommet du profil que l'on voit apparaître des pics à 10 \AA , fortement ouvert vers 14 \AA , ainsi que des véritables interstratifiés illite-vermiculite. C'est d'ailleurs à ce niveau que les bilans géochimiques permettent de situer le maximum de la perte du potassium, qui n'excède pas 30%.

3 - Mouvement des argiles dans les profils.

Deux phénomènes interviennent : l'illuviation et le tassement.

a) Phénomène d'illuviation

Ce phénomène, déjà observé dans le cas de l'altération de roches ultra-basiques, se retrouve régulièrement dans le cas de l'altération des roches sédimentaires. Caractérisé par des dépôts concentriques d'argiles sur les parois des pores (cutanes), il apparaît en général assez haut dans l'horizon d'altération. Quelquefois, on le retrouve dès le début de l'altération.

La comparaison des bilans géochimiques et des observations microscopiques permet de constater que l'illuviation se marque essentiellement par un apport de silice, d'aluminium et d'un peu de potassium, c'est à dire de kaolinite et d'illite.

b) Phénomène de tassement

Les tassements sont caractérisés en lame mince par l'existence de papules, débris de cutanes, noyés dans un plasma argileux. On les trouve essentiellement localisés dans la formation structurée de profondeur et parfois dans la formation tachetée.

qui envahit parfois la première formation. Ils sont d'autant plus importants que l'érosion chimique est forte.

Le raisonnement faisant intervenir les volumes montre que dans un volume donné, tous les éléments peu lixiviés augmentent. Dans les cas les plus favorables, on constate que la quantité des minéraux, primaires peu altérables ou néoformés, peut doubler sur une épaisseur de 1 à 2 mètres.

4 - Nature de l'horizon superficiel

Dans l'ensemble on constate que la corrélation entre la nature et la répartition des argiles des horizons superficiels et des horizon d'altération est bonne. Dans l'ensemble ils contiennent de la kaolinite, du quartz, un peu de fire-clay, de l'illite plus ou moins ouverte donnant parfois de véritables interstratifiés illite-vermiculite et de la goethite. Seule variation notable, le quartz et le fire-clay sont un peu plus abondants en surface. Le quartz est souvent très fin et il représente la plus grande partie des limons fins des sols dérivés de dolomies et de calcaires argileux. Au vu des seules données minéralogiques l'horizon superficiel paraît être autochtone.

D - Conclusion

Les roches sédimentaires étudiées sont surtout des roches argileuses et carbonatées. L'illite et la chlorite en sont les minéraux argileux dominants et constituent l'essentiel du matériel silicaté. L'étude de l'altération de ces roches permet de mettre en évidence le rôle important des produits de transformation de la chlorite dans les néoformations argileuses.

Dans la plupart des coupes observées, les solutions circulent lentement, la chlorite se transforme en vermiculite en formant des interstratifiés chlorite-vermiculite. Elle est d'autant plus résistante que le substratum est riche en magnésium. Si celui-ci est très calcique, il se forme une vermiculite saturée en calcium qui a tendance à gonfler légèrement après traitement à l'éthylène glycol.

Vers le haut des profils, la vermiculite passe à de la kaolinite. Cette transformation est graduelle, ce qui se traduit par l'apparition de minéraux interstratifiés kaolinite-vermiculite.

L'altération de l'illite est lente et ce n'est que dans la partie supérieure du profil qu'apparaissent des interstratifiés

illite-vermiculite alors que la vermiculite provenant de la transformation des chlorites a disparu.

Les bilans géochimiques et les observations microscopiques permettent de constater que des phénomènes d'illuviation, accompagnés de tassements, se produisent à la base de l'horizon gravillonnaire. L'intensité de ces mouvements est conditionnée par l'importance de l'érosion chimique qui les a précédé.

Troisième partie

L'altération des minéraux primaires, la genèse des minéraux secondaires et l'évolution des paysages

Dans cette troisième partie, il sera plus particulièrement question, de l'altération des minéraux primaires, constituant les roches saines, et des conditions qui président à la néoformation des minéraux secondaires, en relation avec le façonnement et l'évolution du modelé.

X - L'altération des minéraux primaires

Les observations faites dans les chapitres précédents ont montré que les minéraux primaires pouvaient suivre, au cours de l'altération des voies différentes. Dans ce chapitre, il s'agira de regrouper et d'ordonner les observations.

A - L'altération des feldspaths

L'altération des feldspaths a fait l'objet de nombreuses études. En laboratoire, CORRENS et VON ENGELHARDT (1938), GRAHAM (1949), GARRELS et HOWARD (1959), LAGACHE, WYART et SABATIER (1961), LAGACHE (1965), WOLLAST (1967), HUANG et KIANG (1972), ont étudié les mécanismes de l'hydrolyse des feldspaths : libération des cations par échange avec les ions H^+ des solutions, accompagnée d'une déformation du réseau cristallin; passage des anions en solution ou précipitation. La mise en solution, ou l'accumulation, des éléments des feldspaths est réglée par le pH et la concentration ionique des solutions. Sur le terrain, et en pays tropical humide, l'inventaire des minéraux secondaires obtenus a été entrepris par LENEUF (1959); BONIFAS (1959); DELVIGNE (1965); LELONG (1969); et TARDY (1969).

L'analyse des cas rencontrés dans le massif du Chaillu a montré que les feldspaths alcalins, d'une part, (albite et microcline), et les plagioclases réagissaient différemment dans des conditions de drainage identique.

1 - L'altération des plagioclases

Le plagioclase le plus souvent rencontré est l'oligoclase; le plus calcique, trouvé sur le terrain, est le labrador des gabbros.

Dans des conditions de bon drainage, en haut de pente et à mi-pente, les plagioclases s'altèrent directement en gibbsite. Plus bas dans le paysage, dans des zones humides mais non gorgées d'eau, l'hydrolyse des plagioclases livre, surtout, des allophanes, en quantité d'autant plus grande, que les feldspaths sont plus calciques. Ces gels évoluent, en descendant la pente, en gibbsite, puis en halloysite, dans des zones où peut se produire une certaine concentration des solutions sous l'effet de la saison sèche.

Dans la nappe, où le milieu n'est pas confiné, les plagioclases s'altèrent en allophanes, puis en kaolinite. Dans les faciès riches en halloysite ou en kaolinite, on trouve, souvent, de petites quantités de gibbsite et de smectites. Les constituants de ces deux minéraux proviennent, en partie, des produits de l'hydrolyse des plagioclases.

2 - L'altération des feldspaths sodiques et potassiques

Les feldspaths alcalins sont essentiellement représentés par le microcline, l'albite étant plus rarement rencontrée. Ces deux minéraux subissent, partout, le même sort et évoluent de la même façon, cependant l'albite s'altère plus rapidement que le microcline. Dans les parties hautes des collines, le microcline s'altère, comme les plagioclases, en donnant de la gibbsite. Mais, plus bas sur les versants, alors que l'hydrolyse des plagioclases aboutit à la formation d'allophanes, puis de gibbsite, le microcline fournit de l'halloysite, qui se forme presque au contact du minéral primaire. Ce n'est qu'au sein de la nappe, en bas de pente, que l'altération du microcline conduit à la formation de la kaolinite, souvent mêlée à de l'halloysite. Quand les feldspaths alcalins sont hydrolysés dans des milieux très humides, il peut se former une petite quantité d'allophanes, parfois décelables au microscope, et reconnues, plus souvent, en appliquant le test de FIELDER.

3 - Comparaison de l'altération des plagioclases et des feldspaths alcalins (Tableau XXXVII)

Les observations, faites dans le massif du Chaillu, montrent que l'ordre de stabilité des feldspaths est bien celui qu'a établi GOLDICH en 1938. On observe la gradation suivante dans l'ordre d'altérabilité décroissante des feldspaths.

labrador - andésine - oligoclase - albite - microcline

La nature des minéraux secondaires obtenus est étroitement liée à l'ordre d'altérabilité des minéraux primaires. On constate, tout d'abord, que les allophanes peuvent apparaître comme des produits intermédiaires de l'altération des feldspaths, mais les quantités formées sont d'autant plus importantes, que le feldspaths s'altère plus vite, donc, qu'il est plus calcique et plus alumineux. L'altération du microcline, tardive et lente, forme peu ou pas de gels. KIRKMANN, MITCHELL et FARMER (1966) ont constaté que, dans des conditions de milieu identiques, l'altération de roches volcaniques acides fournissait moins d'allophanes que l'altération de roches volcaniques basiques.

Parallèlement à la formation des allophanes, on observe la néoformation de gibbsite, d'halloysite et de kaolinite. Dans des conditions de drainage excellent, les allophanes sont absents, et tous les feldspaths livrent la gibbsite. Si le drainage devient moyen : les plagioclases livrent des allophanes qui forment de la gibbsite, le microcline donne de l'halloysite.

En bas de pente, dans un milieu humide, où les solutions sont susceptibles de subir une certaine concentration, tous les feldspaths fournissent plus ou moins d'allophanes, puis de l'halloysite.

Dans la nappe, dans des conditions d'humidité permanente, l'altération des plagioclases mène à la formation d'allophanes puis de kaolinite, alors que celle du microcline mène à la formation de kaolinite et d'halloysite. Le tableau XXXVII montre que dans l'ensemble, l'altération du microcline aboutit, dès la mi-pente, à la néoformation d'halloysite, qui apparaît presque au contact du minéral primaire. Dans le même environnement, l'altération des plagioclases mène à la formation d'allophanes puis de gibbsite; dans les plages de gels, les minéraux néoformés apparaissent relativement loin du feldspath. Donc, les

néogènes sont orientées :

- à partir du microcline, plutôt par les solutions intracristallines,

- à partir des plagioclases, plutôt par les solutions intercristallines.

On constate donc, que plus un feldspath est siliceux, plus les produits de son altération sont influencés par les solutions intracristallines, c'est à dire des solutions riches en silice, qui vont orienter les néoformations vers les minéraux du groupe de la kaolinite. En conséquence, il faudra un drainage rapide pour que l'hydrolyse des feldspaths alcalins aboutissent à l'apparition de gibbsite. Ce fait explique, au moins en partie, la rareté relative des bauxites primaires provenant de l'altération de granites.

4 - Conclusion

Les feldspaths sont les minéraux les plus courants dans les roches du massif du Chaillu. Ce sont donc leurs produits d'altération qui représenteront la plus grande partie des minéraux secondaires apparus. Leur richesse en aluminium, élément peu mobile, va orienter les néogènes vers des minéraux, eux mêmes riches en alumine. L'évolution des produits de l'altération des feldspaths va être conditionnée par deux facteurs : le drainage et la nature des feldspaths. Le rôle du drainage est primordial dans les cas extrêmes : percolation rapide, ou confinement. Le drainage rapide provoque le départ de tous les éléments les plus mobiles, et seule, la gibbsite est néoformée. Le confinement va orienter les néogènes vers les smectites; les exemples sont très rares, et aucune précision ne peut-être fournie sur l'évolution des différents feldspaths en smectites.

Dès que le drainage ralentit un peu, la nature des minéraux secondaires va être plutôt conditionnée par la qualité des solutions, en particulier leur charge en silice, et la nature des feldspaths. L'altération des plagioclases fournit des allophanes, qui évoluent par la suite, soit en gibbsite, soit en minéraux du groupe de la kaolinite. Les allophanes sont d'autant plus abondants que le plagioclase est plus calcique. L'altération des feldspaths alcalins, plus tardive, aboutit rapidement à la formation des minéraux du groupe de la kaolinite, sans étape notable d'allophanes. On voit donc, que les différences

qui apparaissent entre les produits néoformés des divers feldspaths, tiennent à la présence d'une phase silico-alumineuse amorphe. Si ces gels sont ~~plus~~^{neus} abondants ou absents (feldspaths alcalins), les néoformations dépendront, essentiellement, des solutions intracristallines, donc de la nature du minéral. Pour les allophanes ce sont les solutions intercristallines qui vont régler l'apparition des minéraux secondaires. Cette différence dans l'influence relative des solutions internes ou externes au feldspath, permettent de comprendre les variations des minéraux néoformés.

B - L'altération des micas.

Ce paragraphe comprend l'étude de l'altération de la biotite, de la muscovite et de la chlorite, ce minéral a été rattaché aux micas, car les mécanismes de son hydrolyse sont comparables à ceux des biotites.

1 - L'altération des biotites

Trente quatre échantillons ont été étudiés. Ils proviennent en majeure partie du massif du Chaillu, sauf cinq d'entre eux qui ont été prélevés dans le massif du Mayombe, où règnent des conditions climatiques comparables. Ces échantillons ont été regroupés en fonction de la qualité du drainage des profils, qui conditionne de façon assez stricte l'évolution des biotites.

a. - Les observations minéralogiques

- milieu à percolation rapide

Les échantillons proviennent de la carrière de Guéna, dans le massif du Mayombe. Le profil étudié est localisé au sommet d'une colline de 40 m de haut. La distribution, habituelle, en trois horizons se retrouve ici.

La roche saine, (NEC 191) située à 2,5 m de profondeur est un gneiss à deux micas, riche en biotite et muscovite, pauvre en feldspaths. Elle contient des quantités variables de calcite. Dès le début de l'altération la calcite est complètement dissoute, ce qui contribue à accélérer le drainage. Les autres minéraux paraissent intacts. Les diffractogrammes des rayons X montrent que le pic à $10 \overset{\circ}{\text{Å}}$, de la biotite, s'ouvre, légèrement, vers les petits angles.

20 cm au-dessus de la roche saine, l'échantillon devient friable, et les micas prennent un aspect mordoré. Sous le microscope, les biotites deviennent brunes, elles exudent une petite

quantité de fer, qui se dépose le long de leurs clivages. Les feldspaths disparaissent et sont remplacés par de la gibbsite. Les diagrammes de diffraction des rayons X permettent de mettre en évidence, la présence d'une petite quantité de minéraux interstratifiés biotite-vermiculite, caractérisés par un pic vers 12 \AA . La biotite reste abondante. La gibbsite, la goethite et la kaolinite apparaissent en petite quantité.

15 cm plus haut (NEC 194), la roche devient rouge. Une partie des biotites est complètement ou partiellement kaolinisée ou gibbsitisée. Cette transformation de la biotite en gibbsite affecte certains feuillets seulement, ou de préférence, les extrémités des feuillets. Les parties des micas, non altérés en gibbsite, se transforment par la suite en kaolinite. Sur les diagrammes des rayons X, on observe la présence d'une grande quantité d'interstratifiés biotite-vermiculite, caractérisés par des pics importants à 11 \AA , et à $3,41 \text{ \AA}$, ainsi qu'un pic de surstructure à 23 \AA . La muscovite paraît inaltérée. La kaolinite, la gibbsite et la goethite existent en quantité notable.

En remontant dans le profil, d'une dizaine de centimètres, dans une roche apparemment identique à la précédente, on constate, que les pics majeurs des interstratifiés biotite-vermiculite se situent à $11,8 \text{ \AA}$, $3,42 \text{ \AA}$ et 25 \AA . Il existe, en outre, un peu de vermiculite, dont le pic à 14 \AA est net, bien que faible. Les autres minéraux subsistent inchangés.

Au sommet de l'horizon d'altération, 1 m au-dessus de la roche saine, les interstratifiés biotite-vermiculite et la vermiculite disparaissent. La roche ne contient plus que du quartz, de la muscovite, de la gibbsite, de la kaolinite et de la goethite. En résumé, on constate que l'altération de la biotite, dans un milieu très bien drainé, peut aboutir à la formation de gibbsite. Dans l'exemple étudié, cette hydrolyse est incomplète, car une partie de la biotite se dégrade en vermiculite puis en kaolinite. En fait, tout se passe comme si la gibbsite formée ralentit la percolation, ce qui entraîne la dégradation de la biotite en vermiculite puis en kaolinite.

- milieu assez bien drainé

Dans ce type de milieu, l'altération des feldspaths et plus particulièrement des plagioclases conduit à la formation d'allophanes puis de gibbsite et parfois d'un peu d'halloysite. Les études minéralogiques permettent de constater que la biotite se

transforme en kaolinite, par l'intermédiaire des stades transitoires, constitués de vermiculite et d'interstratifiés biotite-vermiculite. La vermiculite est faiblement représentée. L'apparition de kaolinite est marquée, sur les diagrammes des rayons X, par la présence d'un pic à $7,2 \text{ \AA}$ largement ouvert vers les petits angles.

- milieu à drainage médiocre

Les profils sont situés, en bas de pente, dans la zone de battement de la nappe. Les roches mères sont essentiellement, des granodiorites et des diorites quartziques.

Une dizaine d'échantillons ont été prélevés à différents niveaux, dans la coupe du PK 183,4, décrite dans le chapitre VII. Les divers stades d'altération des micas sont souvent mélangés, aussi bien, à l'échelle de l'échantillon, qu'à l'échelle du minéral. En particulier, la transformation de la biotite en kaolinite peut commencer, tôt, à partir de n'importe quel point des lamelles. Ceci permet de comprendre pourquoi, toutes les fractions analysées contiennent, environ 10% de kaolinite. L'altération des feldspaths conduit à la formation d'allophanes, puis de minéraux du groupe de la kaolinite, mêlés à un peu de gibbsite.

Le premier stade d'altération des biotites est marqué par l'apparition de minéraux interstratifiés biotite-vermiculite, ou hydrobiotite, dont le pic majeur se trouve à $10,45 \text{ \AA}$.

Au cours du deuxième stade d'altération (NDC 3 - 1), on assiste à l'augmentation du taux de la vermiculite, dans l'interstratifié biotite-vermiculite, dont les pics majeurs passent à $11,8 \text{ \AA}$ et $3,46 \text{ \AA}$; un pic de surstructure, net, apparaît à $24,5 \text{ \AA}$. La vermiculite existe en petite quantité, ainsi que la kaolinite et la goethite.

Lors du troisième stade d'altération (NDC 3 - 2), marqué par l'hydrolyse de la hornblende, les micas deviennent mordorés. Ce stade est caractérisé par le développement de la vermiculite, qui devient plus abondante que l'interstratifié biotite-vermiculite.

Le pic de surstructure à 25 \AA est mal individualisé. La kaolinite devient un peu plus abondante dans les lamelles de biotite altérée. A partir du quatrième stade d'altération, on assiste au développement de la kaolinite, au détriment, de la vermiculite et des interstratifiés biotite-vermiculite, qui disparaissent presque complètement. L'étude des diagrammes de diffraction des rayons X permet de déceler des anomalies imputables, sans doute, à la présence

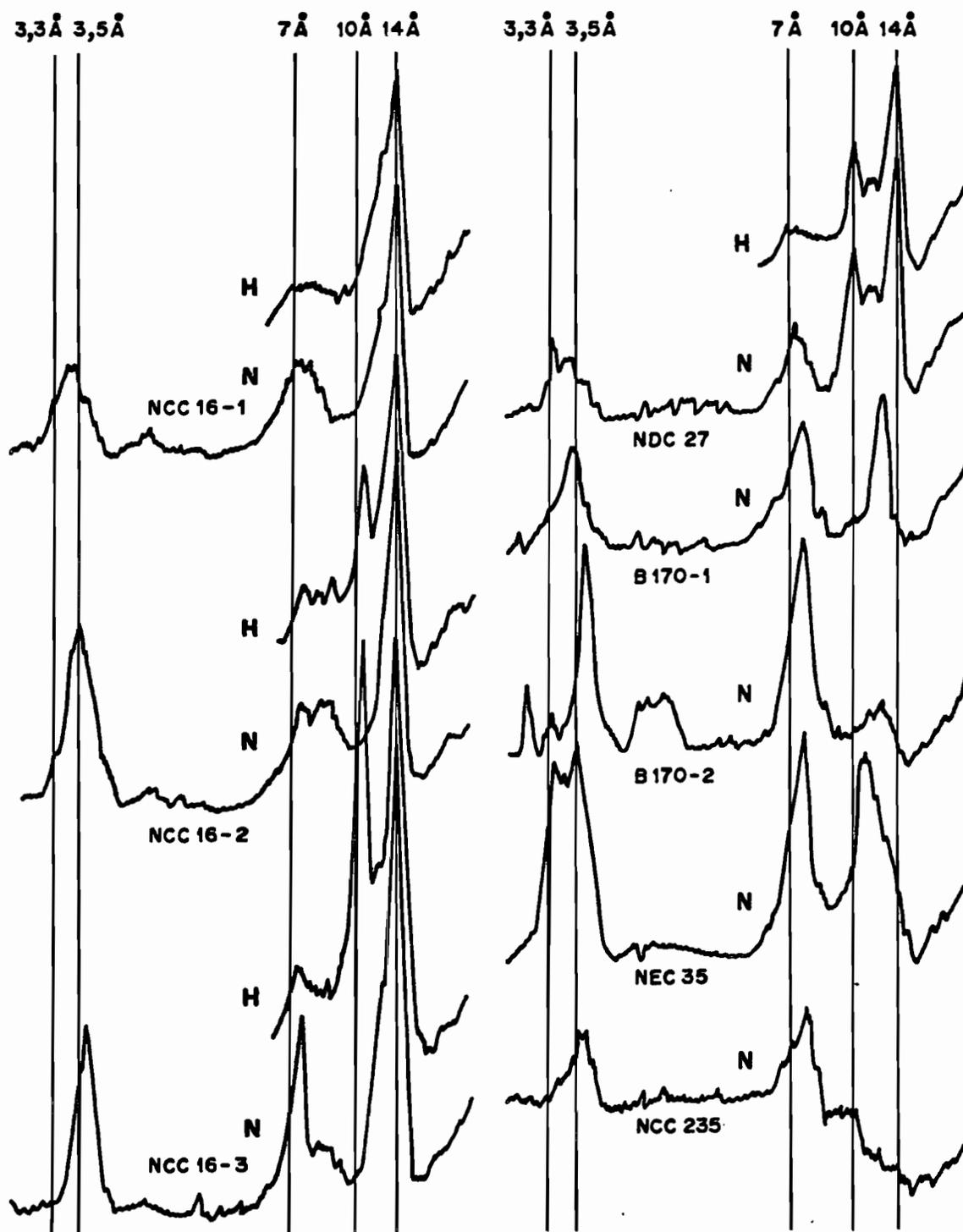


Figure 32. Altération de biotite en vermiculite, puis en kaolinite. N normal - H hydrazin

d'interstratifiés kaolinite-vermiculite. La figure 32 montre les différentes anomalies observées.

Quand la kaolinite est peu abondante, on constate la présence, de bombement entre 7 et 8 Å, puis des pics à 7,2; 7,3 Å largement ouverts vers les petits angles. La réflexion du plan 002 est décalée vers 3,5 Å. On retrouve là des anomalies déjà signalées dans le chapitre IX, et attribuées à la présence d'interstratifiés kaolinite-vermiculite. La kaolinite augmentant ces anomalies disparaissent (fig. 32 - NCC 16 - 1, NCC 16 - 2, NCC 16 - 3, NDC 27, B 170 - 1, B 170 - 2).

L'étude d'autres échantillons, situés en position comparable, apporte les précisions suivantes :

- la vermiculite et les interstratifiés biotite-vermiculite sont d'autant plus durables que la roche saine est plus basique, en fait, plus riche en minéraux ferro-magnésiens comme la hornblende.

- il apparaît, quelque fois, un peu d'interstratifiés chlorite-vermiculite, qui, après traitement au $\text{NH}_4 \text{F} / \text{N}$ (RICH et OBENSHAIN, 1955), s'avèrent être de la vermiculite - Al. Ce phénomène d'aluminisation de l'espace interfoliaire de la vermiculite est peu important.

- milieu à drainage ralenti

Il a été possible d'observer, dans la région de Mougoundou Nord, la base d'un horizon d'altération de granite, dégagé par des travaux d'orpailleurs. L'altération se produit au sein de la nappe, dans un milieu constamment gorgé d'eau, réducteur; de tels exemples sont rares.

La roche, fortement altérée, contient une quantité importante de kaolinite, un peu d'allophanes, des traces de montmorillonite, de la biotite partiellement altérée, et du microcline. La dégradation de la biotite est marquée par l'apparition d'interstratifiés biotite-vermiculite, caractérisés par des pics importants à 11 et 3, 36 Å. Un pic de surstructure, peu marqué, est visible vers 22 Å. La vermiculite est rare. La kaolinite, provenant de l'altération des biotites, est abondante. Sur les diagrammes de diffraction des rayons X, on retrouve des anomalies déjà décrites, et attribuées à la présence d'interstratifiés kaolinite-vermiculite (fig. 32 - NEC 35). Il ressort, de cet exemple, que la vermiculite provenant de l'altération de la biotite, contenue dans

une roche pauvre en minéraux ferro-magnésiens, se transforme rapidement en kaolinite, même en bas de pente.

- Conclusion

Les exemples d'altération de la biotite montrent, que d'une façon générale, elle se transforme en kaolinite, en passant par des stades intermédiaires, d'interstratifiés biotite-vermiculite, de vermiculite et d'interstratifiés kaolinite vermiculite, dont l'importance va en croissant quand la roche devient plus basique, et que le drainage ralentit. La gibbsite n'apparaît que dans les rares cas où le drainage est excellent.

b - Analyses chimiques

Quatorze séparations de biotite altérées ou saines ont été analysées. Dans tous les cas, les biotites altérées contiennent un peu de kaolinite. Les échantillons sont groupés en fonction de la position du pic majeur de la biotite altérée, entre 10 et 14 Å.

Les trois premiers échantillons (NDC 18-3, NDC 27-2, NCC 235) contiennent essentiellement de la kaolinite. Ils sont composés de lamelles de micas kaolinisés, ou "micas laiteux". Les résultats sont consignés dans le tableau **XXXIV**.

TABLEAU XXXIV

Analyse des éléments majeurs de biotites s'altérant en kaolinite

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	FeO	Mn ₂ O ₄	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	Σ
NCC 235	33,8	28,3	0,12	<0,2	22,4	n.d.	0,058	3,19	<0,05	0,13	12,24	100,28
NDC 27-2	43,0	35,2	1,31	0,2	4,7	n.d.	0,095	0,74	0,06	0,70	13,90	99,88
NDC 18-3	43,8	34,1	1,06	<0,2	6,4	n.d.	0,052	1,75	<0,05	0,46	13,36	101,11
kaolinite												
NCC 16	35,7	21,8	5,59	0,5	16,9	3,4	0,212	2,11	0,05	1,07	11,52	99,20
NDC 27-1	36,6	22,3	6,77	0,5	12,5	3,6	0,131	2,96	0,13	2,34	10,51	98,65
NDC 18-2	33,5	19,5	5,59	0,3	19,0	4,4	0,157	3,59	0,10	2,30	10,11	98,93
pic à 14 Å vermiculite												
NDC 18-1	36,1	20,0	6,19	<0,2	16,2	3,4	0,127	3,83	0,08	3,77	8,78	98,08
NDC 3-1	37,5	19,3	6,72	1,2	17,1	1,6	0,139	3,42	0,09	3,39	8,76	99,34
pic à 12 Å interstratifié biotite-vermiculite												
NEC 35	41,3	22,1	5,98	<0,2	11,32	2,5	0,070	3,81	0,05	2,73	10,03	100,22
pic à 11 Å interstratifié biotite-vermiculite												
NDC 1	35,6	15,7	9,60	<0,2	2,14	18,4	0,504	2,65	0,16	9,22	1,16	98,30
biotite saine - profil de bas de pente												
NEC 1951	33,4	20,8	8,09	<0,2	15,8	2,4	0,58	2,16	0,13	4,61	9,32	95,34
pic à 12 Å interstratifié biotite-vermiculite												
NEC 195	34,2	21,2	8,09	<0,2	20,2	1,55	0,61	1,31	0,12	4,95	8,26	99,26
pic à 11 Å interstratifié biotite-vermiculite												
NEC 191	36,4	18,0	9,86	<0,2	2,29	17,2	0,164	1,21	0,25	9,28	1,29	98,63
biotite saine - profil rapidement drainé												

Il est visible, que le classement adopté, correspond bien à un ordre de lixiviation croissant, marqué par un appauvrissement régulier en magnésium et potassium.

On a reporté dans le tableau 35 les valeurs du rapport moléculaire $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ qui caractérise le degré de lessivage, dans les micas altérés. Ce rapport calculé pour les échantillons sains varie de 3,44 à 3,85, et représente une valeur limite, qui ne peut que décroître au cours de l'altération en milieu lessivant. Les diagrammes des rayons X montrent que les biotites altérées contiennent un peu de kaolinite, le taux de 20% paraît être un maximum. En conséquence, trois cas ont été envisagés dans le tableau 35 : résultats bruts résultats corrigés pour un taux de kaolinite de 10% et pour un taux de 20%.

TABLEAU XXXV

Valeur du rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ en fonction de la quantité de kaolinite dans les échantillons

N° Ech.	NEC 194	NEC 195	NEC 1951	NDC 1	NEC 35	NDC 3-1	NDC 18-1	NDC 18-2	NDC 27-1	NCC 16	NDC 18-3	NDC 27-2	NCC 235
Ech. brut	3,44	2,74	2,73	3,85	3,18	3,30	3,07	2,92	2,79	2,92	2,12	2,07	2,03
10% K		3,1	2,9		3,43	3,41	3,33	3,15	2,91	2,95			
20% K		3,1	2,89		3,83	3,90	3,76	3,54	3,16	3,23			

Ces résultats montrent, que l'altération de la biotite en vermiculite est caractérisée par une chute du rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$

- raisonnement isovolumétrique

Le raisonnement isovolumétrique est inapplicable dans les cas étudiés ici, car l'altération de la biotite conduit à la formation de minéraux dont la distance réticulaire passe de 10 à 14 Å. Lors de l'étude de la transformation des biotites en kaolinite, TSAWLASSOII (1971) a montré que l'aluminium était l'élément le plus stable. Il en est de même, dans le cas de vermiculitisation expérimentale de la biotite (ROBERT, 1970). Au vu de ces faits, le raisonnement isoalumine

a été adopté ici, pour déterminer le sens des variations géochimiques. Trois cas ont été envisagés : a - échantillons bruts; b - échantillons contenant 10% de kaolinite; c - échantillons contenant 20% de kaolinite. Les résultats figurent dans le tableau XXXVI.

TABLEAU XXXVI

Quantités d'oxydes dans des biotites s'altérant en vermiculite, puis en kaolinite. L'alumine est estimée constante.

	a - pas de correction						b - 10% de kaolinite						c - 20% de kaolinite						
	SiO ₂	MgO	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	K ₂ O	SiO ₂	MgO	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	K ₂ O	SiO ₂	MgO	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	K ₂ O	
NCC 235	18,7	0,07	12,4	n. d.	1,77	0,07													
NDC 27-2	19,8	0,60	2,16	n. d.	0,34	0,32													
NDC 18-3	20,2	0,49	2,95	n. d.	0,80	0,21													
NEC 16	25,7	4,03	12,2	2,45	1,52	0,77	27,3	4,92	14,9	2,99	1,85	0,94	29,8	6,31	19,1	3,8	2,38	1,20	
NDC 27-1	25,7	4,76	8,8	2,5	2,09	1,65	26,9	5,79	10,6	3,1	2,53	2,0	29,2	7,38	13,6	3,92	3,22	2,55	
NDC 18-2	27,0	4,50	15,3	3,5	2,89	1,85	29,13	5,64	19,1	4,44	3,62	2,32	32,7	7,56	25,7	5,95	4,85	3,11	
NDC 18-1	28,3	4,86	12,7	2,7	3,0	2,96	30,76	6,05	15,8	3,32	3,74	3,69	34,8	8,03	21,0	4,41	4,97	4,63	
NDC 3-1	30,5	5,46	13,9	1,3	2,78	2,75	31,56	6,87	17,5	1,64	3,5	3,47	36,1	9,25	23,5	2,2	4,71	4,67	
NEC 35	29,3	4,24	8,04	1,77	2,70	1,94	31,7	5,17	9,8	2,16	3,29	2,36	35,4	6,61	12,5	2,76	4,21	3,01	
NDC 1	35,6	9,60	2,14	8,4	2,65	9,22	35,6	9,60	2,14	18,4	2,65	9,22	35,6	9,60	2,14	18,4	2,65	9,22	
NEC 1951	28,9	7	13,7	2,07	1,86	3,99	30,7	8,64	16,9	2,56	2,30	4,92	33,6	11,3	22,0	3,34	3,01	6,4	
NEC 195	29	6,87	17,1	1,31	1,12	4,20	31,0	8,49	21,2	1,62	1,37	5,19	33,7	10,9	27,3	2,09	1,77	6,7	
NEC 191	36,4	9,86	2,29	17,2	1,21	9,28	36,4	9,86	2,29	17,2	1,21	9,28	36,4	9,86	2,29	17,2	1,21	9,28	

n.d. = non dosé

On peut constater que dans l'ensemble, le taux de 20% de kaolinite paraît excessif. Si on adopte ce taux de 20% de kaolinite, après correction, la plupart des échantillons de biotite altérée subissent un enrichissement en fer et titane, ce qui n'est pas du tout le cas des faciès d'altération contenant la biotite.

Dans l'hypothèse où la kaolinite est présente à un taux de 10% on remarque que la vermiculitisation de la biotite s'accompagne :

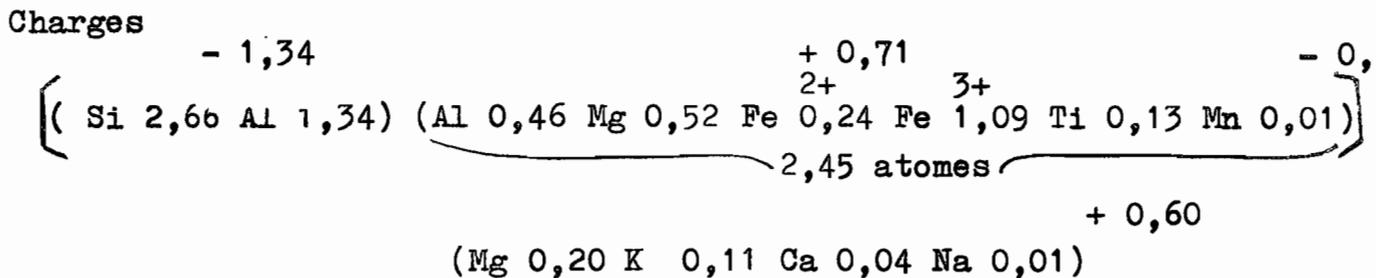
- d'un départ progressif et faible de silice,
- d'une forte perte du magnésium (50% environ),
- d'une lixiviation, rapide et très forte, du potassium,
- d'une oxydation, précoce et brutale, du fer ferreux,
- du maintien, ou de faibles pertes, du fer total et du titane.

Ces conclusions reposent sur une hypothèse, qui est celle de la conservation de l'alumine. Si l'on envisage un départ d'alumine, lors de l'altération de la biotite, le rapport $\text{SiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3$ devrait augmenter, ce qui n'est pas le cas. On peut aussi penser que l'alumine extérieure entre dans le réseau des biotites altérées, mais les échantillons analysés ne présentent pas les caractères de vermiculite - Al. Il paraît donc logique d'admettre, que la vermiculitisation s'accompagne d'une perte de silice, pour un taux d'alumine constant. La kaolinitisation s'accompagne d'une nouvelle perte de silice, et d'une perte de fer et de titane. Pour le fer, cette perte est compréhensible, puisqu'il est inclus dans la biotite, et qu'il n'entre pratiquement pas dans la structure de la kaolinite. Le fait, qu'il y ait perte de titane, tend à prouver, que cet élément entre aussi dans la structure des biotites, car s'il s'agissait d'un élément résiduel, aiguilles d'ilménite ou de rutilé incluses dans les lamelles de biotite, on devrait le retrouver dans les grandes lamelles de kaolinite, ce qui n'est pas le cas.

c - Calcul des formules structurales

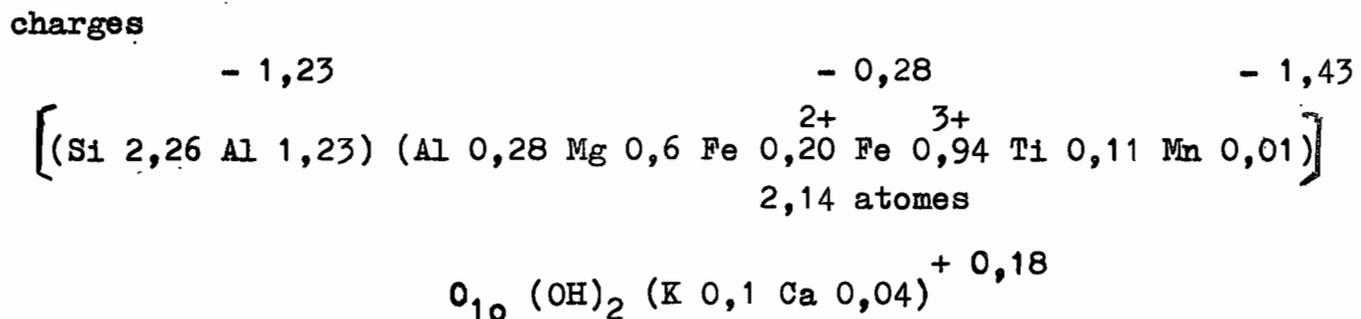
Les matériaux étudiés correspondent à des mélanges de biotite altérée et de kaolinite. La kaolinite a une formule établie, et ce que l'on cherche à montrer, ici, est l'évolution de l'altération de la biotite. Les formules structurales sont calculées pour une demi-maille deshydratée, contenant 22 charges négatives, ou une demi-maille hydratée, contenant 12 oxygènes.

Toutes les vermiculites contiennent du magnésium, en position interfoliaire. Il faut faire des hypothèses sur la valeur du déficit de la charge octaédrique par rapport à la charge tétraédrique, celle-ci est variable, et en général élevée. Le chiffre de 0,6 a été adopté, il correspond, à peu près, aux chiffres cités par ROBERT (1970) et FOSTER (1963). Dans ce cas, 0,20 atome de magnésium passe dans l'espace interfoliaire de la vermiculite, et on obtient la formule suivante :



Cette formule est assez proche des formules de vermiculite établies par les deux auteurs précédents, mais elle ne fait pas apparaître la perte de silice constatée lors de l'étude des bilans géochimiques. En outre, elle indique une augmentation de l'alumine dans la vermiculite, par rapport à la biotite. Cette formule structurale paraît donc douteuse.

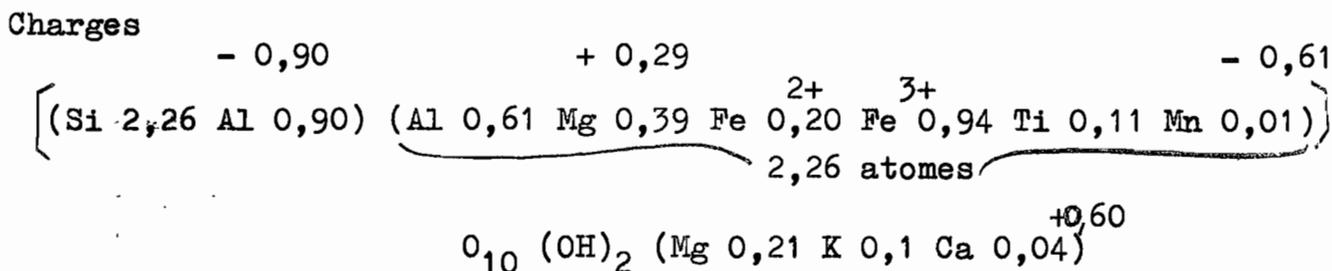
Si on fait des calculs sur la base d'une demi-maille contenant 12 oxygènes, en apportant les corrections nécessitées, par la présence de 10% de kaolinite et l'oxydation du fer ferreux, on constate : une diminution de la silice tétraédrique, mais on ne sait plus comment répartir l'aluminium entre le tétraèdre et l'octaèdre. Augmenter la substitution tétraédrique serait anormal, conserver celle de la biotite semble logique, compte-tenu, des données bibliographiques (FOSTER 1963; ROBERT, 1970). Dans ce cas, on obtient la formule structurale suivante :



Dans cette formule, il apparaît un déficit de charge octaédrique, qui vient s'ajouter au déficit de charge tétraédrique,

la charge du feuillet devient très élevée, et incompatible avec toutes les données existantes.

Si l'on ramène la charge du feuillet à 0,6 (vermiculite de basse charge de FOSTER (1963) et ROBERT (1970)), et qu'on la compense en plaçant du magnésium en position interfoliaire, on aboutit à la formule structurale, donnée ci-dessous.



Cette formule rend compte d'une perte de silice, mais elle fait apparaître, aussi, un déplacement de l'aluminium du tétraèdre vers l'octaèdre. Ce phénomène n'a jamais été constaté lors de la vermiculitisation expérimentale des micas (NEWMAN et BROWN, 1966; BESSON, CAILLERE et HENIN, 1966; NEWMAN, 1967; ROBERT, 1970). Par contre, TSWLASSOU (1971) l'a observé, dans le cas de transformation de la biotite en kaolinite, au Tchad. Or la vermiculite décrite, ici, n'est pas stable, elle va se transformer rapidement en kaolinite. L'exemple du Tchad est donc proche de celui du Congo.

Le départ de silice, et la migration de l'alumine, laissent des sites tétraédriques vacants. Selon LE DRED (1968), WEY et LE DRED (1968), ces sites peuvent être occupés par des ions hydrogènes. Dans le cas de NCC 16, si l'on répartit l'hydrogène entre les hydroxyles et les sites tétraédriques vacants, on constate qu'il n'y a pratiquement plus d'hydrogène en excès (il est de 0,08 atome). Ceci tendrait à confirmer la validité de la dernière formule structurale proposée. En établissant les formules structurales des autres échantillons, on retombe sur les mêmes problèmes, avec, toutefois, un déplacement plus important de l'alumine vers l'octaèdre, quand on se rapproche de la vermiculite.

d - Conclusion

L'altération de la biotite, dans une région soumise à un climat tropical humide, aboutit à la formation, dans la plupart des cas, de kaolinite, et c'est seulement, quand le drainage devient très rapide, qu'il apparaît de la gibbsite. Cette dégradation de la biotite est précédée par l'apparition de minéraux transitoires, interstratifiés biotite-vermiculite, vermiculite, et kaolinite-vermiculite.

On retrouve là, des minéraux intermédiaires souvent observés dans des régions à climats tempérés, où ils sont durables. Dans la région, ces minéraux intermédiaires sont éphémères. On constate, qu'ils sont d'autant plus durables, que la roche est plus basique et que le drainage est ralenti. Dans le massif du Chaillu, ces roches basiques sont riches en hornblende, donc en magnésium. L'altération de la hornblende, qui commence peu de temps après celle de la biotite, provoque un enrichissement des solutions en magnésium, et favorise ainsi, le maintien de la vermiculite. Le phénomène de vermiculitisation s'accompagne d'une légère perte de silice, et sans doute, d'une migration de l'aluminium tétraédrique vers les octaèdres. Il y a donc, sur le plan géochimique, une certaine convergence avec la transformation de biotite en kaolinite, décrite par TSAWLASSOU (1971).

Cette variation de la composition du tétraèdre montre, qu'ici, le processus de la dégradation de la biotite est légèrement différent de celui décrit dans les expériences en laboratoire. Par ailleurs, on constate qu'il ne se forme pratiquement pas de vermiculite-Al, ceci, dans un environnement souvent riche en allophanes. Cela est peut-être dû, au fait, que la taille des particules amorphes leur interdit de pénétrer dans l'espace interfoliaire de la vermiculite.

2 - L'altération de la muscovite

Les pegmatites à muscovite sont abondantes dans les enclaves métamorphiques. En remontant dans les profils, on constate que les grandes lamelles de muscovite s'effritent, ce qui dénote une certaine altération du minéral. Par ailleurs, on observe, entre les lamelles, l'apparition de dépôts blanchâtres. Au microscope optique, on constate que certains feuillets s'ouvrent, dans les vides ainsi créés, des minéraux néoformés se déposent. Ces minéraux sont identiques à ceux provenant de l'altération des feldspaths qui entourent la muscovite, et rien ne permet d'affirmer, qu'ils dérivent de la muscovite.

Sur les diagrammes de diffraction des rayons X, les pics de la muscovite restent toujours intenses, et normalement situés, sans traces d'évolution vers la vermiculite.

On peut donc dire que l'altération de la muscovite a un caractère principalement physique, comme le prouve son fractionnement sans modification apparente du réseau. La muscovite se range parmi les minéraux les plus résistants dans le domaine ferrallitique.

3 - L'altération de la chlorite

Pour des raisons d'ordre pratique, l'altération de la chlorite est ici étudiée avec celle des micas.

a - L'altération des chlorites de roches sédimentaires

L'étude de l'altération des roches sédimentaires a montré que la chlorite a, comme la biotite, tendance à se vermiculitiser. Les échantillons étudiés sont tous situés dans des milieux à percolation relativement lente. Toutes les observations montrent que le terme de cette évolution de la chlorite est la kaolinite. Les stades intermédiaires, d'interstratifiés chlorite-vermiculite, et vermiculite, sont de règle. Ces minéraux intermédiaires sont d'autant plus durables, que le milieu est plus riche en magnésium. C'est ainsi que l'on retrouve chez les chlorites, les caractères de l'altération des biotites, ainsi que l'ont déjà noté MAKUMBI et HERBILLON (1972). Par ailleurs, la chlorite s'avère, dans l'ensemble, plus résistante que la biotite.

b - L'altération des chlorites liées aux pyroxénolites

La présence de pegmatite, contenant de grandes lamelles d'aspect micacé, a été signalée lors de l'étude de l'altération des pyroxénolites de la région de Megangha (chapitre VIII).

- Observations minéralogiques -

Les échantillons, situés à la base du profil, dans le niveau vert riche en nontronite et talc, ont des caractères minéralogiques de chlorite, mais, le pic à 7 \AA est faible. Plus haut, dans le même niveau, les lamelles d'allure micacée paraissent formées d'interstratifiés chlorite-vermiculite; le pic à 14 \AA se rabat vers 12 \AA après chauffage. Après traitement à l'éthylène glycol, le pic à $7,1 \text{ \AA}$ s'ouvre vers les petits angles. Après traitement à l'hydrazine, la plus grande partie du pic à $7,1 \text{ \AA}$ passe à $10,3 \text{ \AA}$, ce qui indique la présence de kaolinite ou de métahalloysite.

Dans le niveau brun, situé au-dessus, la kaolinite devient abondante, et la plus grande partie des paillettes prennent un aspect laiteux. Les diagrammes de diffraction des rayons X indiquent la présence, de chlorite et d'interstratifiés chlorite-vermiculite, ainsi que de kaolinite mal cristallisée (pic majeur, très large, vers $7,3 - 7,4 \text{ \AA}$ et un pic très ouvert entre $3,5$ et $3,6 \text{ \AA}$). Le traitement à l'éthylène glycol et quatre heures de chauffage à 100° , ne changent pas les diagrammes; ce qui exclut

la présence de métahalloysite. Le pic de la goethite est, par ailleurs, net et important.

Divers traitements ont été appliqués à ces échantillons : déferrugineuse par la méthode de de ENDREDY (1963) et extraction de l'aluminium interfoliaire par les méthodes de TAMURA (1956) et RICH et OBENSHAIN (1955). Dans tous les cas, après traitement, les diagrammes de diffraction des rayons X indiquent la présence d'un minéral proche de la vermiculite. Le traitement à $\text{NH}_4\text{F}/\text{N}$ est le plus efficace, et la plus grande partie du pic à 14 \AA se rabat à 10 \AA , après chauffage. Il subsiste toujours un peu d'interstratifiés chlorite-vermiculite, d'autant plus abondants, que l'on se rapproche du bas des profils.

L'analyse du liquide surnageant, après attaque et centrifugation de l'échantillon, montre qu'il y a toujours de l'alumine solubilisée (0,5 à 1% après attaque par $\text{NH}_4\text{F}/\text{N}$), le fer et les bases sont dans l'ensemble moins solubilisés. Ceci prouve, que l'élément qui bloque l'espace interfoliaire est l'alumine et non le fer. Divers interstratifiés chlorite-vermiculite, provenant de faciès d'altération de dolomie, attaqués par $\text{NH}_4\text{F}/\text{N}$, sont restés stables. Ce fait met en valeur la sélectivité de la méthode.

Il apparaît donc, que les paillettes à allure micacée sont composées, à la base des profils, de vermiculite-Al et d'un peu de chlorite-vermiculite. En remontant dans le profil, la quantité d'interstratifiés chlorite-vermiculite diminue comme, sans doute, la quantité d'alumine interfoliaire, puisque les caractères de vermiculite s'affirment. Dans les niveaux supérieurs, on constate qu'une petite quantité de cette vermiculite se transforme en kaolinite, alors qu'elle est placée dans un environnement riche en montmorillonite. Mais comme il a été souligné dans le chapitre VIII, la montmorillonite se trouve dans un milieu où elle commence à se dégrader aussi. Cette apparition de kaolinite s'accompagne d'anomalies, déjà observées dans de nombreux autres cas (pic à $7,3 \text{ \AA}$, ouvert vers 10 \AA ; pic à $3,52 \text{ \AA}$, au lieu de $3,57 \text{ \AA}$)

- Analyses chimiques -

Quatre échantillons ont été analysés, ils proviennent de deux trous assez proches. L'échantillon NEC 83 est situé à la base du niveau vert, et il contient, outre la vermiculite-Al, un peu de chlorite; NEC 63 - 1 et NEC 63 - 2 proviennent du sommet du niveau vert, et leur caractère de vermiculite, sensu stricto, est plus affirmé; NEC 842 représente la kaolinite dérivée de NEC 83

TABLEAU XXXVII

Analyses chimiques de faciès d'altération de vermiculite-Al

N° Ech.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	FeO	Mn ₂ O ₄	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	NiO	H ₂ O ⁺	Σ
NEC 842	26,5	22,7	1,24	40,2	32,8	n.d.	0,033	2,22	40,05	40,05	0,1	14,06	99,64
NEC 63 - 1	36,3	19,7	6,20	0,4	20,6	0,5	0,458	1,50	0,10	0,28	0,35	12,62	99,12
NEC 63 - 2	36,6	21,6	10,5	40,2	12,6	2,6	0,149	2,10	40,05	0,29	0,75	13,57	100,96
NEC 83	36,5	22,5	10,4	0,4	11,4	1,4	0,238	1,96	0,11	0,12	0,55	13,51	99,22

Si l'on compare ces résultats, à ceux cités par FOSTER (1963), CAILLERE et HENIN (1963), SHIMANE (1969) et LARQUÉ (1970), on constate que les vermiculites décrites, ici, sont plus riches en alumine, et plus pauvre en magnésium que les vermiculites classiques.

L'évolution des vermiculites-Al est marquée, en remontant vers la surface, par une augmentation relative du fer, et une perte de magnésium et de nickel, ce qui confirme l'existence d'un milieu dégradant, au sommet du niveau vert et au-dessus. Il semble aussi, qu'il se produit une très légère perte d'alumine (de l'ordre de 8%), qui s'accompagne sur les diagrammes de rayons X, d'un rabattement plus marqué, après chauffage, du pic à 14 Å vers 10 Å.

L'échantillon riche en kaolinite contient une quantité non négligeable de magnésium, ce qui implique la présence d'une petite quantité de vermiculite, non décelée aux rayons X.

- Discussion

A partir de cet exposé de faits, on voit apparaître nettement deux problèmes : d'une part, celui de l'origine de la vermiculite; d'autre part, celui de l'origine de l'aluminium interfoliaire.

- Origine de la vermiculite

Le problème de l'origine des vermiculites de pegmatites, situées au contact des roches ultra-basiques et de roches plus alumineuses, a été évoqué maintes fois. Pour certains auteurs, la vermiculite a une origine hydrothermale, soit directe, (SHIMANE, 1969), soit à partir d'un édifice chloriteux (CLABAUGH et BARNES, 1957), soit à partir de biotite et de phlogopite (BETEKHTINE, 1968). Pour MONCHOUX (1961), la vermiculite se forme directement au cours de la migmatisation. Mais, dans le cas étudié par MONCHOUX, CAILLERE et HENIN (1963) estiment qu'il s'agit d'une chlorite, vermiculitisée par la suite. BASSETT (1963) estime que toutes les vermiculites de grande taille proviennent de l'altération superficielle de biotite et phlogopite. Dans le cas des échantillons étudiés ici, deux arguments militent en faveur d'une vermiculite provenant de l'altération superficielle de chlorite :

- à la base des profils, dans la pyroxénolite, on trouve de la chlorite disséminée dans la masse de la roche altérée;
- dans l'échantillon le plus profond (NEC 83), on retrouve après traitement un peu d'interstratifiés chlorite-vermiculite. Compte tenu de ces faits, c'est l'hypothèse d'une vermiculite provenant de l'altération météorique d'une chlorite qui sera retenue, ici.

- Origine de l'aluminium interfoliaire

Le problème de la présence d'aluminium dans les sites interfoliaires de la vermiculite a fait l'objet de nombreux travaux, ces vingt dernières années (KLAGES, 1957; JACKSON, 1959; SHAWNEY, 1960; JOHNSON, MATELSKI et ENGLE, 1963; RICH et COOK, 1963; JACKSON, 1963; QUIGLEY et MARTIN, 1963; JONES, MILNE et ATTIWIL, 1964; FRINCK, 1965; WILSON, 1966; GAC, 1968; TARDY et GAC, 1968; TARDY, 1969; HETIER et TARDY, 1969; SEDDOH et al. 1969). L'aluminium interfoliaire peut provenir :

- du feuillet, en principe de l'octaèdre, après départ de K et Mg. Cette transformation se fait à partir d'argile H, comme le soulignent MARTIN, GLAESER et MERING (1959), COLEMAN et CRAIG (1961), COLEMAN (1962), TRICHET (1969), ROBERT (1970).

- du milieu extérieur, dans lequel évolue cette vermiculite, comme le pensent, SHAWNEY (1958), JACKSON (1965), GAC (1968).

La deuxième hypothèse est à exclure, car la roche altérée est pauvre en aluminium, et parce que le peu d'aluminium disponible se trouve bloqué dans le réseau de la nontronite. Le test de Fieldes s'avère négatif, ce qui démontre qu'il n'y a pas d'aluminium, facilement mobilisable, dans la matrice argileuse, qui enrobe la vermiculite. Dans les cas étudiés, ici, l'aluminium interfoliaire provient vraisemblablement, du réseau de la vermiculite. Dans un milieu faiblement dégradant, relativement riche en magnésium, l'altération de la vermiculite est très lente. Cette lenteur, favoriserait la migration de l'aluminium en position interfoliaire. Ce stade durable, ici, passerait inaperçu dans les autres cas, où l'altération en kaolinite serait trop rapide. On retrouve, ainsi, l'étape obligatoire, d'aluminisation de l'espace interfoliaire, menant à la formation de la kaolinite d'ALTSCHULER, DWORNIK et KRAMER (1963) et de WILSON (1966).

4 - Conclusion

L'altération des biotites et 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 (Tableau 37). Ainsi, l'altération de la biotite et de la chlorite en kaolinite s'avère facile, beaucoup plus facile que pour les autres minéraux primaires. Mais, on constate que ce passage à la kaolinite n'est pas immédiat. Des minéraux intermédiaires, plus ou moins durables apparaissent toujours : interstratifiés, biotite-vermiculite, et chlorite-vermiculite, vermiculite, puis, sans doute, des interstratifiés kaolinite-vermiculite. Le maintien de ces minéraux transitoires est favorisé, par la présence de bases dans les solutions, en particulier du magnésium, et par un drainage ralenti. En pratique, c'est dans des roches contenant de la hornblende, qui s'altère peu de temps après la biotite et la chlorite, que l'on a le plus de chance de trouver une étape intermédiaire, durable, de vermiculite. De la vermiculite-Al a été rencontrée dans un milieu faiblement dégradant, où le magnésium est assez abondant. La lenteur de l'altération paraît favorable à la migration de l'alumine du feuillet, dans l'espace interfoliaire. Il est intéressant de noter que dans une région où l'hydrolyse est rapide, par exemple, pour les minéraux comme les plagioclases, l'altération des biotites et des chlorites est relativement lente et se fait par étapes progres-

sives. Ces étapes, intermédiaires ici, représentent des stades durables dans les pays tempérés. Lors de la vermiculitisation, les bilans géochimiques font apparaître des variations dans la composition du tétraèdre : faible départ de silice et migration de l'aluminium tétraédrique vers l'octaèdre. Ce départ de silice montre que le processus de kaolinitisation est engagé tôt.

C - L'altération des minéraux ferro-magnésiens

Le minéral ferro-magnésien, le plus répandu, est la hornblende, les pyroxènes étant beaucoup plus rares.

1 - L'altération de la hornblende

La hornblende, habituelle dans les granodiorites, est prépondérante dans les amphibolites. Observer l'altération de ce minéral au microscope optique est souvent délicat, la présence d'une grande quantité de fer, qui s'oxyde lors de la préparation des lames minces, a tendance à masquer les minéraux néoformés, quand ils existent. La hornblende s'avère être un des minéraux primaires les plus résistants. Sa résistance est, pour le moins, égale à celle de la chlorite et, de peu, inférieure à celle du microcline.

Trois principaux types d'altération de la hornblende ont été observés.

Si le drainage est bon, on constate que le produit final de l'altération de la hornblende est la goethite, plus ou moins, alumineuse, et parfois de la gibbsite, accompagnées d'une petite quantité de fer amorphe. Cette altération est caractérisée, par la formation d'un réseau de mailles vides, à parois ferruginisées, plus ou moins épaisses, rappelant parfois l'organisation des cellules du bois. Assez rarement, les parois des mailles sont tapissées d'une mince couche de gibbsite; en général, la faible quantité de gibbsite formée et l'irrégularité de sa répartition font penser qu'elle dérive de la hornblende. Dans ce type d'altération, on constate que la hornblende se vide, d'une grande partie, de sa matière. Comme le souligne DELVIGNE (1965), cela doit être dû au fait que le pH, dans les vides entourant les cristaux, doit être proche du pH d'abrasion (10 pour STEVENS et CARRON, 1948). A cette valeur du pH, l'aluminium est soluble, et peut être évacué, mais une partie est, de toute façon, piégée dans le réseau de la goethite, le reste migre, et se dépose à faible distance, comme le montre les observations microscopiques. Les bilans géochimiques confirment le faible déplacement de l'aluminium, qui reste constant à l'échelle de l'échantillon du Kg.

Si le drainage ralentit, la kaolinite est néoformée à partir de la hornblende. L'observation microscopique montre, qu'en général, le réseau maillé, observé précédemment, disparaît. La kaolinite se forme à quelques dizaines de microns du minéral en cours d'altération; entre les deux subsiste un vide. Le fer apparaît sous forme, de traînées parcourant l'échantillon, ou de très petits grains saupoudrant l'ensemble de la kaolinite. Les bilans géochimiques font apparaître : une légère perte d'alumine, une perte plus forte de fer et de silice, et une lixiviation quasi totale des bases. Quand le milieu devient confiné, la montmorillonite est formée. Ce cas a été rencontré une fois, sur des amphibolites prises à 37 m de profondeur, et provenant de la base d'un sondage (région de Zanaga). Dans ces amphibolites, plagioclases et hornblende participent à l'élaboration de la smectite, sans que des allophanes aient été observées. En fin de compte, l'altération de la hornblende est caractérisée, par un important départ de matière (bases et silice), par une individualisation, facile, du fer et de l'alumine, qui forment la goethite alumineuse et un peu de gibbsite. Pour qu'apparaissent des minéraux néoformés, autres que les hydroxydes, il faut ^{que} le minéral soit hydrolysé dans un milieu à percolation ralentie, constamment humide.

2 - L'altération des pyroxènes

Dans le massif du Chaillu, les pyroxènes existent en quantité importante, dans de rares pyroxénolites. Parmi les auteurs ayant travaillé sur l'altération des pyroxènes, il faut citer : CAILLERE, BIROT et HENIN (1952); BUTLER (1954); PEDRO (1958); BONIFAS (1959); DELVIGNE (1965); TRESCASES (1973). La pyroxénolite, étudiée dans le chapitre VII, contient : de l'orthopyroxène, riche en magnésium; du clinopyroxène, légèrement alumineux, et plus ferrifère que le précédent. On trouve aussi un peu d'amphibole incolore et de chlorite. La controverse sur l'origine de la chlorite est toujours ouverte, mais elle ne paraît pas se former par altération météorique, du moins au niveau étudié, c'est aussi l'avis de DELVIGNE (1965). Les deux pyroxènes ont des réactions différentes, vis à vis des agents de l'altération, c'est pourquoi ils sont étudiés séparément. La roche saine et les premiers stades d'altération proviennent d'échantillons situés en haut de pente. Il ^{ragit} de blocs emballés dans une matrice argileuse, assez compacte, où la percolation est assez lente. En aval, on constate que, malgré la pente forte, la nappe se trouve relativement près de la surface, ce qui

dénote un fort ralentissement du drainage.

a - Altération des orthopyroxènes

Dans le cas étudié, il s'agit d'un minéral proche de l'enstatite, donc riche en magnésium, qui est le plus abondant dans la roche. En haut de pente, ce minéral se détruit rapidement, en perdant toute sa silice et tout son magnésium. Plus bas, quand la percolation est fortement ralentie, le talc est néoformé. On retrouve, dans l'ensemble, la filiation décrite par TRESCASES (1973).

b - Altération des clinopyroxènes

Le minéral est ici, proche de l'augite. Il s'altère après l'orthopyroxène mais avant l'amphibole. En position haute, il apparaît surtout des hydroxydes de fer, un peu de kaolinite et de smectite. Il est possible, cependant, que la kaolinite provienne de l'altération de la chlorite, présente dans la roche. En aval, il y a néoformation de nontronite et d'un peu de talc. Cette nontronite ne se forme pas au contact du pyroxène, mais en est séparée par un vide ou, très rarement, par un mince liseré de produits amorphes. Elle apparaît parfois aussi dans des fissures qui parcourent le matériel altéré.

3 - Conclusion

La nature des produits de l'altération des minéraux ferro-magnésiens est étroitement conditionnée, par la composition chimique des minéraux primaires et, par la position topographique des profils. L'hydrolyse des minéraux les plus riches en alumine va, dans l'ensemble, favoriser la néoformation des minéraux secondaires les plus alumineux. Les pyroxènes, pauvres en alumine, vont donner de la goethite dans les zones bien drainées, de la nontronite et du talc dans des conditions de drainage fortement ralenti. En définitive, on constate que ce sont les phénomènes de rétention, de la silice, du fer et du magnésium, qui vont diriger les néoformations.

D - Altération du quartz

Cette question a été dans l'ensemble assez peu étudiée. Il faut citer les travaux de LELONG (1967) qui estime que dans un profil d'altération ferrallitique le quartz perd 15% de sa matière; FAUCK (1971), MILLOT et FAUCK (1971) précisent, que la désilicification des quartz des sols sableux de Casamance est intense (50% du quartz peut-être dissout); TARDY (1969) signale

une perte de 15% du quartz à la base de la lithomarge, et une perte de 10% au niveau de la formation tachetée. CLAISSE (1972) signale la présence de silice amorphe dans les fissures du quartz provenant des sols ferrallitiques.

L'altération du quartz dans le massif du Chaillu

Dans le cadre de ce travail, l'étude de la dissolution du quartz n'a pas pu être menée d'une façon rigoureuse. Les roches feldspathiques quartzieuses sont des migmatites, dans lesquelles, le taux de quartz varie, rapidement et fortement. Toutefois, dans quelques cas favorables, les pertes de silice ont pu être chiffrées, mais les chiffres obtenus n'ont qu'une valeur relative. Dans le cas des granites, les bilans géochimiques et les observations microscopiques, permettent de reconnaître deux zones où les quartz se dissolvent de façon notable.

Dans la zone de départ, les quartz perdent un peu moins de 20% de leur silice, chiffre proche de celui de LELONG (1967). Les quartz sont fissurés et leurs bords apparaissent souvent dentelés.

Plus haut dans la nappe, c'est à dire dans la lithomarge à structure conservée, riche en kaolinite, les quartz semblent rester stables.

Dans la formation tachetée, comme l'avait remarqué TARDY (1969), le quartz perd de nouveau de la silice. Une perte, minimum, de 10% a été déterminée, dans un cas.

Au-dessus, dans l'horizon superficiel, le quartz subit certainement des dissolutions, malheureusement difficilement chiffrables. Les phénomènes de remaniement des sols et, de destruction des phyllites, rendent délicates les interprétations des mesures granulométriques. Par ailleurs, comme le souligne FAUCK (1971), les quartz sont souvent rubéfiés, ce qui ^{les} protège de l'érosion chimique.

- Conclusion

Dans les profils d'altération ferrallitique, les quartz perdent une quantité non négligeable de silice. Ces pertes de silice se produisent, dans la zone de départ, et dans les horizons situés au-dessus de la nappe. Deux facteurs vont jouer pour ralentir ou même arrêter cette dissolution.

- la charge des solutions en silice, le seuil de la limite de solubilité de 6 p.p.m. (MILLOT et FAUCK, 1971), est rapidement atteint dans les eaux de la nappe, où les quartz sont peu ou pas

	Flagioclases	Microcline	hornblende	biotite & Chlorite	Orthopyroxène	Clinopyroxène
Haut de pente drainage rapide	gibbsite	gibbsite	goethite Al + gibbsite	gibbsite + goethite	Si Mg lixiviés	goethite Al
mi-pente bon drainage	allophanes ↓ gibbsite	gibbsite + halloysite	goethite Al + gibbsite	kaolinite + goethite	talc: peu	goethite + smectite:peu
Bas de pente milieu humide	allophanes ↓ halloysite	halloysite	goethite + halloysite	kaolinite + goethite	talc	goethite + nontronite
Nappe milieu très humide	allophanes ↓ kaolinite	kaolinite + halloysite	kaolinite + goethite cryptocris- talline	kaolinite + goethite, cryptocris- talline	talc	nontronite
milieu confiné	smectite		smectite			

TABLEAU XXXVII I L'altération des minéraux primaires. Les minéraux néoformés en fonction de la position topographique des roches et du drainage.

altérés. Les teneurs sont inférieures à ce seuil, dans les horizons situés au-dessus de la nappe, et à la base des profils; le quartz est alors attaqué.

- la formation d'enduits protecteurs, d'hydroxydes de fer dans l'horizon superficiel, et d'hydroxyde d'aluminium dans certains horizons d'altération.

E - Phénomènes d'altération différentielle

Jusqu'ici, l'altération des roches du Chaillu a été étudiée minéral par minéral. Il faut maintenant les envisager ensemble. Dans le tableau 38, les principaux minéraux primaires, et leurs produits d'altération ont été regroupés, en fonction de la position topographique des roches, qui va en général de pair avec la qualité du drainage, même si dans le détail cette relation n'est pas toujours vérifiée, par suite des différences pétrographiques des roches mères. C'est ainsi que les bancs micacés, et les faciès à pyroxènes, sont toujours moins bien drainés que les autres faciès dans des conditions topographiques identiques. Le tableau 38 montre :

- qu'à partir des minéraux les plus riches en alumine il se forme de préférence des hydroxydes de fer et d'aluminium ou des minéraux du groupe de la kaolinite;

- que les minéraux pauvres en alumine, en général plus riches en fer et en magnésium, vont livrer essentiellement, des hydroxydes de fer, du talc et des smectites.

En définitive, ce n'est donc que dans des conditions exceptionnelles (drainage rapide ou confinement), que l'altération des minéraux primaires aboutit à la formation des minéraux identiques. Dans tous les autres cas, la qualité du minéral néoformé va dépendre de la nature des minéraux primaires et de la charge ionique des solutions.

F - Conclusion

L'étude de l'altération des différents minéraux primaires permet de mettre en évidence une certaine spécificité des minéraux néoformés. En dehors de conditions particulières, milieu à percolation rapide ou milieu confiné, il apparaît, que la nature des minéraux néoformés, à partir des produits de l'altération des minéraux primaires, est fortement conditionnée par différents facteurs, qui sont :

- la charge ionique des solutions intracristallines, liées à la nature chimique du minéral (microcline riche en silice et alumine, pyroxènes riches en silice, fer et magnésium);
- la charge ionique des solutions intercristallines (plagioclases);
- la structure cristalline des micas, proche de celle des phyllites.

D'autre part certains éléments, comme la silice et le magnésium, présents dans les solutions, interviennent pour modifier l'évolution des minéraux primaires. Le quartz est protégé par l'hydrolyse des minéraux les plus altérables comme les plagioclases. La biotite et la vermiculite se maintiennent lorsqu'elles sont protégées par l'hydrolyse de la hornblende qui libère du magnésium. Ainsi, dans certains cas, ce n'est qu'une fois le minéral le plus résistant hydrolysé, que le minéral le plus fragile, comme la vermiculite, sera complètement altéré. Ceci peut expliquer pourquoi, dans la séquence de stabilité des minéraux de GOLDICH, la biotite est donnée comme plus stable que la hornblende, alors qu'en fait, dans le cas étudié, il n'en est rien. En dehors de cette restriction, l'ordre d'altérabilité des minéraux primaires correspond à la règle de GOLDICH (1938).

Dans ce chapitre, on a surtout considéré l'importance du milieu d'origine, pour expliquer les différences entre les minéraux secondaires rencontrés. Ces différences se manifestent surtout au contact, ou au voisinage des roches mères. Plus haut dans les profils, ces différences s'estompent et les minéraux secondaires évoluent à leur tour. C'est ce qui sera étudié au chapitre suivant.

XI - Formation et évolution des minéraux secondaires

Après l'étude de l'altération des minéraux primaires, on considérera dans ce chapitre le mode de genèse et l'évolution des minéraux secondaires rencontrés : allophanes, minéraux du groupe de la kaolinite, hydroxydes de fer et d'aluminium et les rares smectites.

A - Les allophanes

Des études très complètes, sur la définition, la nature et les propriétés de ces produits, ont été menées : en France par, COLMET-DAAGE et al. (1967, 1969, 1970, 1972), SIEFFERMANN (1969, 1973), TRICHET (1969), QUANTIN (1972, 1973, a et b), SEGALEN (1973), LAMOUREUX (1973); à l'étranger par TAMURA et al. (1953) AOMINE et al. (1955, 1962, 1965), YOSHINAGA et al. (1962 a et b, 1966), CHUKROV et al. (1963), FIELDS (1966), WADA et al. (1966).

C'est la définition des allophanes proposée par SIEFFERMANN qui sera adoptée ici :

" Produit amorphe silico-alumineux, hydraté, fréquemment associé à des hydroxydes de fer amorphes et à des minéraux néoformés ou hérités "

1 - Les méthodes de reconnaissance

Les moyens analytiques utilisables, pour reconnaître et caractériser les allophanes sont les suivants :

- Le test de FIELDS et PARROT (1966). Basé sur l'échange de Na de NaF avec Al des allophanes, il est accompagné d'une augmentation du pH mise en évidence par un indicateur coloré. Ce test rend des services importants, malgré les réserves que l'on peut émettre sur sa sélectivité.

- Les colorants hydrosolubles, qui permettent de visualiser les allophanes sous le microscope optique.

- La microscopie électronique qui permet la reconnaissance d'amas sphériques, floconneux ou fibrillaires.

- L'analyse thermique différentielle, qui met en valeur l'important départ d'eau à basse température.

- La méthode de dosage cinétique de SEGALEN (1968), qui permet de connaître la composition chimique des gels d'allophanes.

Toutes ces méthodes, et il y en a d'autres, rendent possible la reconnaissance des allophanes, il reste, qu'en petites quantités, elles peuvent passer inaperçues.

2 - Les conditions de formation

Parmi les facteurs, qui conditionnent étroitement la formation des allophanes, il y a : le climat, la nature de la roche mère et la position topographique.

a - L'influence du climat

Parmi les facteurs climatiques c'est la pluviosité qui paraît le plus important, pour la formation des allophanes. On a vu que dans le massif du Chaillu, l'apparition des gels était liée à la présence d'un milieu humide. C'est ce que la plupart des auteurs constatent. Mais SWINDALE et SHERMAN (1964) signalent aux Hawaii, la présence d'andosols formés sur des roches volcaniques basiques, sous des pluviosités annuelles inférieures à 1000mm. COLMET-DAAGE et al. (1967) montrent que les allophanes peuvent se former dans des régions à climat froid. En fait, on constate que les allophanes se forment sous des climats très variés, mais leur développement est maximum dans les régions chaudes et humides.

b - L'influence de la roche mère

La quantité d'allophanes formées dépend, pour beaucoup de la nature de la roche mère. Pratiquement, toutes les observations concernant ces produits amorphes ont été faites sur des roches, vitreuses ou partiellement vitreuses, feldspathiques, basiques ou faiblement acides, dacites, balsates. Cependant, DELVIGNE (1965) a trouvé des allophanes dans les premiers stades de l'altération de roches grenues, basiques.

L'étude faite ici, menée sur une large gamme de roches feldspathiques grenues, a montré que les allophanes apparaissent lors de l'altération de toutes les roches. Leur quantité est maximum lors de l'altération de roches basiques, et elle devient faible à nulle, lors de l'hydrolyse de granite riche en microcline. Cette constatation rejoint celle de KIRKMANN, MITCHEL et FARMER (1966), qui comparent les sols formés sur des matériaux volcaniques ^{acides} et basiques. Les allophanes, rencontrées au Congo, ont un faible développement et proviennent, essentiellement, de l'altération des plagioclases; les plagioclases les plus calciques en fournissent le plus. Par ailleurs, ils sont plus abondants dans les zones humides et lentement drainées, qu'au sein de la même nappe.

c - L'influence de la topographie

Les allophanes ne se forment pas quand le drainage est rapide, en haut de pente. Elles apparaissent dès la mi-pente, dans des zones bien drainées, mais humides, et elles proviennent alors, seulement, des plagioclases calciques des roches basiques. C'est en bas de pente, dans des zones humides à percolation ralentie, que le développement des allophanes est maximum. Toutes les plagioclases, et même pour une faible part des feldspaths alcalins, des roches acides, participent à leur élaboration.

3 - La composition et les formes des allophanes

Dans tous les cas étudiés, roches basiques à faiblement acides, le rapport moléculaire $\text{SiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3$ des allophanes est inférieur à 2. Il peut atteindre 1 en fin d'altération des plagioclases, sans que par la suite, il ne se forme un faciès riche en gibbsite. Il n'a pas été possible d'isoler des allophanes provenant de l'altération de granites alcalins, et on ne peut pas conclure sur l'évolution du rapport $\text{SiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3$ des gels issus d'oligoclases ou de feldspaths alcalins.

Les observations au microscope électronique montrent la présence de petites particules granuleuses ou floconneuses, évoluant vers des formes plus grandes (de l'ordre de 0,1 μ), et plus régulières, rappelant des plaquettes hexagonales, qui seraient comparables au faciès somatoïde d'HERBILLON et GASTUCHE (1962).

4 - Les conditions d'évolution des allophanes

Les allophanes se maintiennent, en général, peu de temps; celles qui proviennent des roches basiques disparaissent un mètre au-dessus de la roche saine, et celles qui sont formées sur des roches acides ne subsistent que sur quelques centimètres. Dans d'autres pays, Antilles, Andes, Cameroun, Hawaii, Japon, Nouvelles Hébrides, Nouvelle-Zélande, sur roches volcaniques, les allophanes se retrouvent, souvent, sur toute la hauteur des profils. Les facteurs, décrits, comme susceptibles de maintenir les allophanes à l'état amorphe sont :

- l'humidité permanente des profils et une forte charge ionique des solutions (QUANTIN, 1973);
- la formation de complexes allophano-organiques (SIEFFERMANN, 1969, 1973,);

- la présence d'inhibiteurs de cristallisation dans les produits amorphes. ESTEOULE (1965) pense que le calcium joue ce rôle, pour HERBILLON et GASTUCHE (1962) cette inhibition est assurée par des anions;

- l'importance de l'aluminium tétraédrique, qui dans un gel silico-alumineux est étroitement liée à une forte teneur en silice de ces gels, et aussi, à une concentration élevée en cations basiques du milieu dans lequel évoluent les allophanes. Cette hypothèse a été adoptée par PEDRO et LUBIN (1968), après les travaux de LOWENSTEIN (1954), FRIPIAT et BOSMANS (1958), de KIMPE et al. (1961), LEONARD et al. (1964).

Dans le cas des échantillons étudiés ici, les rares analyses montrent que les minéraux néoformés apparaissent, en grande quantité, quand les allophanes sont fortement désaturés en cations basiques, ce qui va de pair avec une forte perte de silice. Dans le cas de roches basiques, ou peu acides, on constate, lors de la formation des minéraux du groupe de la kaolinite, que les plages d'allophanes disparaissent à la fin de l'altération des hornblendes, qui fournissent aux solutions intercrystallines des quantités importantes, de silice, de magnésium et de calcium.

Il est logique de penser que, pendant l'altération des hornblendes, la charge ionique des solutions maintient l'état amorphe des allophanes. Quand la hornblende est complètement hydrolysée, la chute de cette charge ionique entraîne la disparition des allophanes. La hornblende n'agit donc que comme protecteur, en maintenant dans le milieu, provisoirement, des ions inhibiteurs de la cristallisation.

5 - L'importance des allophanes

La présence, lors de l'altération des plagioclases, d'une étape transitoire, riche en allophanes, présente un grand intérêt, car elle va soustraire une grande partie de l'aluminium disponible à l'influence des solutions intracrystallines riches en silice. L'aluminium peut être ainsi stocké pendant un temps, plus ou moins long, dans un complexe aluminosilicique pauvre en silice. La forme amorphe est une manière de réaliser, provisoirement, le maintien d'un minéral pauvre en silice dans un milieu où cet élément est abondant en solution. Ceci favorise la formation précoce de gibbsite, dès que les solutions deviennent diluées.

On comprend ainsi, pourquoi il se forme plus facilement des bauxites primaires à partir des roches basiques, plutôt qu'à partir des roches acides.

B - L'imogolite

Elle a été rencontrée deux fois, et cela en début d'altération de diorites faiblement quartzique, dans des faciès riches en allophanes.

1 - La composition et la forme de l'imogolite

Ce minéral, trouvé par YOSMINAGA et AOMINE en 1962, est surtout caractéristique, au microscope électronique, par son habitus fibreux. Les diagrammes, des rayons X et d' A. T. D., compte-tenu des nombreuses impuretés qui accompagnent ce minéral, sont difficilement utilisables. Toutefois, sa présence se signale, dans les diagrammes de diffraction des rayons X, par des pics et des bombements entre 12 et 18 Å. L'analyse effectuée par AOMINE et MIYAUCHI (1965) montre un rapport moléculaire $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ égal à 1.

2 - Les conditions de formation et d'évolution

L'imogolite, observée au Congo, est très fragile, on la trouve concentrée dans des fissures, et plus particulièrement entre les écailles d'altération, où elle peut cohabiter avec de la gibbsite. Cette observation rejoint celle d'AOMINE, INONE et MIZOTA (1972) qui constatent que l'imogolite se forme, à partir d'éléments en solution, dans les vides interstitiels séparant les minéraux altérés. Très rapidement, dès le troisième stade d'altération, caractérisé par l'altération de la hornblende, elle disparaît.

C - La gibbsite

La gibbsite est courante dans la zone étudiée. On la trouve, en quantités parfois importantes, dans de nombreux sols formant les horizons superficiels, et plus rarement, dans les horizons d'altération. En haut de pente, cependant, il existe de véritables bauxites gibbsitiques à structures conservées. En bas de pente, la gibbsite est mêlée à des minéraux du groupe de la kaolinite.

1 - Conditions de formation

La gibbsite se forme de préférence, dans les parties hautes des reliefs, de régions soumises à un climat pluvieux à saisons peu contrastées.

On peut distinguer deux catégories de gibbsite : une gibbsite primaire, provenant de l'altération des minéraux primaires des roches, qui apparaît pratiquement sur place, ou parfois après un faible déplacement de l'alumine et une gibbsite secondaire, formée par l'altération des minéraux de la famille de la kaolinite. On parlera plus particulièrement, ici, de la gibbsite primaire. Le cas de la gibbsite secondaire sera évoqué lors de l'étude de l'évolution des minéraux du groupe de la kaolinite.

a - Le climat favorable à la formation de la gibbsite

Dans l'ensemble, les formations gibbsitiques récentes, les plus importantes, existent dans les pays à climat chaud et humide. Dès que la pluviosité diminue, et que les saisons deviennent plus contrastées, la gibbsite ne se forme plus. Outre les pays tropicaux humides, où la gibbsite est constante, ce minéral a été observé dans des arènes de pays à climat tempéré, en France : dans la Nièvre et le Limousin, (DEJOU et al., 1967, 1968), dans le Sidobre, (MAUREL, 1968), en Bretagne et au sud du Massif Central, (TARDY 1969), donc dans des régions à assez forte pluviosité.

Il n'est donc pas encore certain qu'on puisse attribuer une signification climatique précise à la présence de gibbsite primaire. Cependant, les arènes du Limousin ne ressemblent pas à celles de la zone ferrallitique du Congo, où elles sont beaucoup moins épaisses. La gibbsite des pays tempérés n'est peut-être, en somme, qu'une manifestation accidentelle liée à des conditions particulières de drainage, alors qu'elle apparaît, certainement, comme un stade d'altération répandu sur tous les points hauts du paysage de la zone ferrallitique humide.

b - Le rôle de la position topographique

Tous les auteurs, ayant travaillé sur le problème de la formation de la gibbsite, s'accordent pour reconnaître que deux conditions sont nécessaires à l'apparition de ce minéral : un bon drainage et un milieu fortement désaturé (HARRISSON, 1933; GOLDICH, 1938; LENEUF, 1959; GASTUCHE et HERBILLON, 1962; MILLOT, 1964; PEDRO, 1964; SEGALIN, 1965; DELVIGNE, 1965; PEDRO et LUBIN, 1968; LELONG, 1969; SIEFFERMANN, JEHL et MILLOT, 1968). Les observations faites dans le massif du Chaillu confirment l'importance du rôle du drainage. Les formations épaisses, de gibbsite primaire, se trouvent localisées, essentiellement, en position haute ou sur les pentes, dans des zones humides mais non gorgées d'eau. Dès que la percolation ralentit, pour des raisons structurales ou minéra-

logiques (passées riches en micas, ou en microcline), la quantité de gibbsite diminue au profit des minéraux du groupe de la kaolinite. Dans les niveaux riches en minéraux du groupe de la kaolinite, situés à la base des profils, la gibbsite peut exister en quantité non négligeable. Les observations microscopiques montrent, que cette gibbsite est localisée, essentiellement, sur les parois de certains pores et dans des fissures, où elle forme des plaquettes, dont l'épaisseur peut atteindre plusieurs millimètres. Quelle que soit la variété des situations de la gibbsite, on vérifie qu'elle apparaît dans les zones où les solutions sont rapidement renouvelées.

c - L'influence des minéraux primaires

Tout minéral silico-alumineux est susceptible de donner de la gibbsite, mais on constate que seuls les feldspaths sont susceptibles d'en former en grande quantité. Comme il a été dit dans le chapitre précédent, ce sont les plagioclases les plus calciques et les plus pauvres en silice, qui fournissent le plus facilement des hydroxydes d'alumine, en passant souvent par une étape de produits amorphes. La formation de gibbsite à partir des feldspaths alcalins est plus difficile et nécessite un drainage très rapide; il en est de même pour les minéraux ferro-magnésiens les plus riches en alumine, comme la biotite. Quand le taux de silice du minéral primaire croît, au détriment de l'alumine, on constate que les chances de voir apparaître de la gibbsite diminuent.

2 - L'évolution de la gibbsite

a - Le phénomène de la resilicification de la gibbsite

La gibbsite est, dans l'ensemble, un minéral résistant, mais un certain nombre d'observations, faites au cours de cette étude, permettent de constater qu'elle peut se resilicifier en kaolinite. Mais ce phénomène de resilicification de la gibbsite est controversé.

HARRISSON (1933), de LAPPARENT (1939), HADY et RODRIGUEZ (1939), GOLDMAN et TRACEY (1946), CARROL et JONAS (1947), GORDON (1952), FIELDS (1955), SEGALEN (1957), DELVIGNE (1965), sont favorables à cette hypothèse; en revanche, NAKAMURA et SHERMAN (1965), SHERMAN et MATSUSAKA (1965), SIEFFERMANN (1969), estiment, que le rôle de la resilicification de la gibbsite est faible à nul. Ce désaccord montre bien que le passage de la gibbsite à la kaolinite est un phénomène difficile à saisir, et seule l'observation microscopique permet de le reconnaître avec certitude.

Au microscope optique, on constate que les plages de gibbsite sont envahies par de la kaolinite. Cet envahissement se propage, en général, à partir des parois des pores, et il subsiste souvent, à l'intérieur des plages de kaolinite des cristaux isolés et déchiquetés de gibbsite, dont l'aspect résiduel est flagrant. Entre la gibbsite et la kaolinite, on observe souvent un mince liseré de gels. Cette constatation, déjà faite par DELVIGNE (1965), montre que le phénomène de resilicification est actuel. L'aspect de la kaolinite néoformée est très variable, petits cristaux, filaments, dépôts canaliculaires, accordéons. Ces formes sont identiques à celle de la kaolinite formée par altération des minéraux primaires. La resilicification de la gibbsite entraîne l'effacement des structures, conservées jusque là, et elle se produit, quand le milieu devient humide et que la percolation ralentit.

b - La vitesse et l'importance du phénomène de resilicification de la gibbsite

Dans les grands profils de lithomarge à structure conservée, riche en kaolinite, on trouve des boules de gibbsite (PK193) situées actuellement dans la nappe, à une trentaine de mètres au-dessus du front d'altération. Si l'on admet qu'il faut 40. 000 ans, pour altérer un mètre de granite en kaolinite (chiffre faible par rapport à celui de 70. 000 ans donné par LENEUF, 1959; ou de 65. 000 ans calculé par TARDY, 1969), la kaolinite, qui entoure les blocs gibbsitiques, se serait formée il y a 1,2 million d'années. Il s'agit là d'un minimum, qui ne tient pas compte des ralentissements de l'altération, dus à des variations climatiques, connues au Quaternaire. La formation des boules gibbsitiques a suivi d'assez près la formation de la kaolinite (en bas de pente, cas comparable à celui de la page 64, des boules de granites sont complètement gibbsitisées trois ou quatre mètres au-dessus du front d'altération). La kaolinite provenant de la silicification de la gibbsite est rare, ce qui montre la lenteur du phénomène de resilicification de l'alumine, comparée à la relative rapidité de l'altération des minéraux primaires.

3 - Conclusion

Les facteurs qui conditionnent la formation d'une grande quantité de gibbsite primaire sont : un climat chaud et humide, un bon drainage, favorisé par une position topographique élevée des roches en cours d'altération, une roche riche en plagioclases calciques. En fait on constate que le domaine de formation de la gibbsite est d'autant plus large que le plagioclase est plus pauvre,

en silice. Vers le bas de pente des versants, le taux de gibbsite diminue considérablement, au profit des minéraux du groupe de la kaolinite. La gibbsite se trouve alors localisée dans des zones à drainages privilégié. Dès que la percolation ralentit, la gibbsite est, très lentement, resilicifiée et donne de la kaolinite.

D - La goethite et le fer amorphe

Dans les conditions naturelles rencontrées, le fer amorphe se transforme très rapidement en goethite, et c'est la raison pour laquelle ces deux formes du fer se ralayent fréquemment dans les profils.

1 - Le fer amorphe

Dans les premiers stades d'altération, on constate, toujours, la présence d'une petite quantité de fer amorphe, accompagnant les allophanes. Les courbes de dissolution, obtenues par la méthode SEGALLEN, montrent que les quantités sont cependant faibles (pas plus de 6%), même après l'altération de la hornblende. Ceci illustre la rapidité avec laquelle, les hydroxydes de fer amorphe se transforment en goethite.

2 - La goethite

Pratiquement tout le fer, qui provient de l'altération des ferro-magnésiens cristallise en goethite. La quantité de goethite dans les profils est, de ce fait, fonction de la roche mère. Cryptocristalline à la base des profils, la goethite devient bien cristallisée dans les horizons superficiels bien drainés. Dans les horizons très humides, en particulier dans la lithomarge à structure conservée, riche en kaolinite, la goethite est en général, petite, et mal cristallisée. Les courbes de dissolution ne montrent pas de fer amorphe; sur les diagrammes des rayons X, le pic majeur de la goethite est, souvent, difficilement visible; au microscope électronique, on constate que les petites plaquettes (0,05 μ et moins) sombres, sont abondantes, et les acicules rares. Ces plaquettes deviennent un peu plus grandes vers le haut du profil.

Dans les horizons d'altération, où le drainage est bon, la goethite paraît bien cristallisée, les acicules sont plus abondants, et les plaquettes sombres plus grandes; les pics aux rayons X s'améliorent.

Dans les horizons superficiels, les plaquettes de goethite atteignent 0,1 μ , et leurs formes rappellent celles décrites par FELIPE - MORALES et RASSEL (1972); elles paraissent souvent

collées à la surface des plaquettes de kaolinite, ce qui rejoint les observations de TRAN (1967). Comme le pensent, FRIPIAT et GASTUCHE (1952), TRAN (1967), CHAUVEL et PEDRO (1967), CHAUVEL (1972), le fer est fortement lié à la kaolinite, puisque dans ce cas, on observe, que l'argile ne gonfle pas bien après traitement à l'hydrazine, et que les courbes de dissolution (SEGALEN, 1970) ne montrent pas de fer, facilement, échangeable.

Dans les faciès riches en gibbsite, on constate que le pic à 4,18 Å de la goethite se déplace vers 4,11 Å, caractéristique des goethites alumineuses (NORRISH, 1961; JANOT et al. 1971; BIAIS et al. 1972). Cette goethite peut contenir jusqu'à 30% d'alumine (JANOT et al.o.c.)

Enfin dans les sols les plus anciens la goethite fait place à l'hématite.

La goethite est, donc, un minéral toujours présent dans la région; sa quantité est conditionnée par la nature de la roche saine, dont dérive le sol. Cryptocristalline à la base des profils, elle devient bien cristallisée vers le haut. Dans les horizons superficiels, elle forme, parfois, des enduits sur les quartz et la kaolinite, enduits susceptibles de retarder l'altération de ces minéraux. Si les faciès d'altération sont riches en gibbsite, il peut se former de la goethite alumineuse. L'évolution de la goethite est difficile à saisir. Mais, dans les sols les plus anciens, on constate, qu'il y a un enrichissement relatif en goethite, accompagnant l'altération de la kaolinite en gibbsite, et qu'une partie de cette goethite se transforme en hématite.

E - Les smectites

Trois types de smectites ont été observées dans la région du massif du Chaillu. Une smectite fugace, peu abondante, rencontrées dans les premiers stades d'altération, une smectite relativement stable, et dont la genèse est très nettement liée à la présence de roches basiques ou ultrabasiques, et une smectite dont la formation est due à l'altération de roches sédimentaires magnésiennes.

1 - Les smectites fugaces

Les smectites existent, en très petite quantité, dans quelques échantillons provenant de la zone de départ, dans des horizons humides à drainage ralenti. On les trouve souvent mêlées à des minéraux néoformés du groupe de la kaolinite. Ces smectites apparaissent dans les faciès d'altération de roches,

aussi bien basiques, qu'acides; elles ont été décrites dans des régions à climat comparable par, SEGALEN (1957), BONIFAS (1959), LENEUF (1959), TARDY (1969). MILLOT (1964) et TARDY (1969) estiment que deux conditions sont nécessaires à sa formation : une faible lixiviation de la silice des minéraux primaires, et une forte charge cationique des solutions. Dans les cas observés ici, il semble qu'il apparait dans la roche en cours d'altération, un micro-milieu localement confiné. Non localisable au microscope optique, cette smectite paraît provenir de l'altération des feldspaths; elle disparaît dans la lithomarge à structure conservée, riche en kaolinite.

2 - Les smectites liées à des roches sédimentaires magnésiennes

L'altération, en bas de pente, de roches magnésiennes, ne contenant pas de silicates alumineux, aboutit parfois à la formation de smectites. Ces smectites sont les seuls minéraux néoformés, elles apparaissent de préférence quand la roche contient du talc et de la dolomite, et elles se maintiennent jusqu'au sommet de l'horizon d'altération. Les analyses globales des roches altérées montrent qu'elles sont essentiellement composées de silice et de magnésium, le fer est rare (2 à 3%) et l'alumine aussi (1% environ). Il est donc probable que la smectite néoformée est très magnésienne. C'est dans ces profils, riches en carbonates, où peu de smectites sont formées, que l'on observe le mieux les phénomènes d'éluviation et d'illuviation.

3 - Les smectites des roches ultrabasiques

Elles proviennent de l'altération des pyroxénolites, rares dans le massif du Chaillu.

a - Formation

Les profils d'altération de roches riches en fer et magnésium, pauvres en aluminium, contiennent une quantité importante de nontronite, jusqu'à assez haut sur les versants des collines, à pentes relativement fortes. L'apparition de la nontronite est très nettement liée au type de la roche mère et au drainage, ici ralenti. Ce ralentissement du drainage est dû non seulement à la néoformation de nontronite, mais aussi à la néoformation antérieure, quantitativement plus importante du talc.

b - Evolution

En remontant dans les profils on constate que la non-

tronite perd du magnésium, et passe, par le biais d'une zone de transition assez courte, à un niveau riche en kaolinite, qui provient de l'altération de la nontronite. Ce passage à la kaolinite paraît se faire par l'intermédiaire d'interstratifiés kaolinite-smectite, mais les phénomènes sont peu marqués.

4 - Conclusion

Les smectites, peu abondantes, apparaissent dans deux cas : à la base des profils très humides, mêlées à des minéraux du groupe de la kaolinite, de loin les plus abondants; dans des profils d'altération de roches dolomitiques ou ultrabasiques. La formation des smectites du premier groupe est liée à l'apparition d'un micromilieu localement confiné; compte-tenu de leur présence dans les premières phases de l'altération de certains granites alcalins, le milieu serait caractérisé par une très lente lixiviation de la silice. La néoformation des smectites du deuxième groupe se produit dans un milieu confiné, dans lequel s'altèrent d'abondants minéraux ferro-magnésiens, ou magnésiens. Si les minéraux ferro-magnésiens sont majoritaires, il se forme de la nontronite; si les minéraux magnésiens dominant, les smectites riches en magnésium apparaissent. La présence de ces smectites correspond à un phénomène d'altération, particulier, lié à la nature de la roche mère, basique, qui repousse vers des zones pluvieuses la limite de la formation des smectites, comme le signalent TARDY (1969) et PAQUET (1970). La nontronite s'altère lentement en kaolinite, en même temps que le talc qui l'accompagne, cette hydrolyse se traduit par l'effacement des structures.

Le rôle protecteur du talc est, ici, plus physique que chimique. Par son abondance et sa résistance, le talc va favoriser le maintien d'un milieu confiné, donc prolonger la vie de la nontronite. Dans les profils d'altération de roches ultrabasiques on assiste donc, à une double évolution : en profondeur les smectites se développent, en surface ces smectites sont détruites et donnent de la kaolinite. On a là, une superposition de deux fronts d'altération, un front smectitique puis plus haut, un front kaolinique. Il est difficile de savoir quel est celui qui progresse le plus vite, car le niveau kaolinique, peu épais, a dû être tronqué par l'érosion. La présence de nontronite, sur plus de quatre mètres d'épaisseur, semble indiquer que sa formation est plus rapide que son hydrolyse.

F - Les minéraux du groupe de la kaolinite

Les minéraux du groupe de la kaolinite : halloysite, métahalloysite et kaolinite, sont les plus abondants dans les profils d'altération du massif du Chaillu. Les différences de comportement aux tests minéralogiques, entre ces minéraux posent un problème de nomenclature. BRINDLEY et SOUZA SANTOS (1966), DOUILLET et NICOLAS (1969) considèrent que ce sont des formes variées d'un même minéral. CHUKROV et ZVYAGIN (1966), RANGE et al. (1969), KRAUS et al. (1972) pensent qu'il y a deux espèces minérales distinctes. Ce qui est certain, c'est que l'évolution de la kaolinite n'est pas forcément identique à celle de l'halloysite et de la métahalloysite. Sans vouloir entrer dans les détails de nomenclature, on doit cependant remarquer, que dans les conditions naturelles, la kaolinite se distingue de l'halloysite et de la métahalloysite.

1 - Les critères de reconnaissance des minéraux du groupe de la kaolinite

a - Les diagrammes de diffraction des rayons X

Les caractères cristallographiques des minéraux du groupe de la kaolinite, basés sur les diagrammes d'agrégats désorientés, sont donnés par BRINDLEY dans BROWN (1961) et par BEUTELSPACHER et VAN DER MAREL (1961). L'état cristallin de la kaolinite est établi par comparaison avec les schémas donnés par MURRAY et LYONS (1965); l'indice de cristallinité de HINCKLEY (1963) étant pratiquement inutilisable. Dans tous les cas, la cristallinité du minéral est jugée par comparaison de certaines raies. L'application du traitement à l'hydrazine préconisé par WADA et YAMADA (1968), et dont l'effet, sur les minéraux kaoliniques, a été précisé par RANGE et al. (1969); et par KRAUS et al. (1972), a donné des résultats intéressants. Ils est ainsi possible de distinguer, un comportement typique de l'halloysite, de la métahalloysite et de la kaolinite qui gonflent à $10,2 \text{ \AA}$ après traitement, et un comportement typique du fire-clay, insensible au traitement. Après rinçage à l'eau et glycérolage, la kaolinite revient à $7,1 \text{ \AA}$, alors que l'halloysite et la métahalloysite passent à 11 \AA . Mais cette méthode a des défauts :

- évaporation rapide du produit;
- amplification excessive du pic à $10,2 \text{ \AA}$, qui rend difficile, en cas de mélange, l'évaluation du rapport fire-clay, kaolinite.

b - Les caractères au microscope électronique

La microscopie électronique permet de reconnaître différentes formes, qui vont des plaquettes hexagonales aux tubes. Mais la forme n'est pas obligatoirement caractéristique de chacune des espèces. Dans les cas étudiés ici, les choses sont plus simples. La kaolinite des horizons d'altération est représentée par des plaquettes hexagonales, plus ou moins régulières et de taille variable. Le fire-clay est formé de petites plaquettes hexagonales (souvent inférieures à 0,1 μ). Les formes de l'halloysite et de la métahalloysite sont très variables, tubes, lattes, plaquettes à bords enroulés, amas de tubes, glomérules arrondis ou hexagonaux. Ces glomérules ont été décrits, en détail, par SIEFFERMANN et MILLOT (1969); SIEFFERMANN (1969,1973), VERNET (1970), MINITO et UTADA (1972). SIEFFERMANN (o.c.) et ESWARAN (1972) constatent qu'il y a parfois des différences de forme, entre les cristaux d'halloysite et ceux de métahalloysite, ce qui pourrait impliquer la présence de deux espèces minérales différents.

La métahalloysite se formerait, dans certains cas, directement, et elle ne représenterait pas systématiquement, la forme deshydratée de l'halloysite.

Dans les échantillons étudiés, on constate, que l'halloysite est d'autant plus abondante qu'il y a plus de formes de grande taille, glomérules et amas de tubes; la métahalloysite est représentée par des formes plus petites, tubes isolés, ou débris de glomérules.

2 - Les données expérimentales sur les conditions de formation des minéraux kaolinitiques

De bonnes études bibliographiques sur la question de la formation des minéraux kaolinitiques peuvent être trouvées dans les publications de SIEFFERMANN (1969, 1973) et de SIFFERT et WEY (1972). Des différents travaux entrepris sur le problème de la synthèse de la kaolinite, il ressort que, quel que soit le matériel de départ, c'est l'état de l'aluminium qui va régler la possibilité de synthèse des phyllites.

a - Les matériaux de départ

Les matériaux de départ utilisés pour synthétiser de la kaolinite sont variables : gels mixtes de silice et d'alumine

DE KIMPE et al., 1961; SIFFERT, 1962; FRIPIAT et al., 1966; RODRIQUE et al., 1972); silice et alumine en solutions (HARDER, 1970; LA IGLESIA-FERNANDEZ et MARTIN-VIVALDI, 1972); silice amorphe, alumine cristallisée et broyée (DENNEFELD et al., 1970; SIFFERT et DENNEFELD, 1971); roches feldspathiques ou feldspaths (LAGACHE, 1965; TCHOUBAR, 1965; WOLLAST, 1967; TRICHET, 1969; PARMAN, 1969 a; HEM, 1973). Tous ces auteurs ont synthétisés, difficilement, une kaolinite souvent mal cristallisée dans des conditions hydrothermales, sauf HARDER qui a réussi à obtenir du fire-clay à 20°C.

b - L'état de l'aluminium

La plupart des auteurs, qui ont étudié la synthèse de la kaolinite, estiment que les difficultés à obtenir de la kaolinite tiennent au fait, que l'aluminium est peu réactif vis à vis de la silice. Parmi les conditions nécessaires à la réactivation de l'aluminium, on invoque souvent :

- la nécessité du passage de l'aluminium à l'état hexacoordonné, favorisé, par une évolution dans un milieu à pH acide, désaturé en électrolytes, et par la présence de gels relativement riches en alumine (GASTUCHE et al., 1961; GASTUCHE et de KIMPE, 1961);
- la présence d'aluminium dépolymérisé, dont les quantités sont maximum quand le rapport Al^{IV}/Al^{VI} est élevé (de l'ordre de un) : ce qui se produit quand les matériaux de départ sont assez riches en silice (RODRIGUEZ et al., 1972).
- l'enlèvement de l'eau d'hydratation du cation Al^{3+} (SIFFERT, 1962; SIFFERT et WEY, 1972).
- la nécessaire apparition d'un germe d'hydroxyde d'aluminium, gibbsite ou pseudo boehmite (GASTUCHE et de KIMPE, 1961; OBERLIN et TCHOUBAR, 1966; TCHOUBAR, 1965).

c - Les mécanismes de la néoformation de la kaolinite

Trois types de mécanismes sont proposés pour la néoformation de la kaolinite en laboratoire :

- la silice et l'alumine des allophanes s'associent pour donner la kaolinite sans passer par un stade soluble. (DELVIGNE et MARTIN, 1970; RODRIGUEZ et al. 1972). Ils estiment qu'il y a "néoformation par soustraction" de la silice dans le sens défini par MILLOT (1964), ce phénomène est d'autant plus facile que le rapport SiO_2/Al_2O_3 des gels est proche de celui de la kaolinite. Pour RODRIQUE et al., la présence de "germes" d'hydroxydes d'aluminium (pseudoboehmite) est gênante, au début de la formation de la kaolinite.

La kaolinite provient de la combinaison d'ions en solutions diluées (CORRENS, 1940; MILLOT, 1964; TCHOUBAR, 1965; LAGACHE, 1965; SIEFFERMANN et al., 1968; MILLOT, 1972; SIFFERT et WEY, 1972; HEM et al., 1973). L'activation de l'aluminium se faisant par l'utilisation d'acides complexant l'alumine, acide oxalique (SIEFFERT, 1962), acide fulvique (LINARES et HUERTAS, 1971; LA IGLESIA-FERNANDEZ et al., 1972).

Certains auteurs, ayant travaillé sur la formation de la kaolinite à partir de l'altération expérimentale des minéraux, penchent pour une solution mixte : c'est la silice des solutions qui réagirait avec l'alumine amorphe (WOLLAST, 1967; TRICHET, 1969).

En définitive, deux idées ressortent de ces hypothèses :

- les solutions ont un rôle soustractif, elles agissent en enlevant de la silice à des matériaux amorphes qui en contiennent trop;
- les solutions ont un rôle additif, et les concentrations en silice et bases vont jouer un rôle important dans l'orientation des néoformations sursaturées vis à vis du matériau amorphe d'origine, elles agissent en ajoutant de la silice, pour faire de la kaolinite.

Tous les auteurs cités estiment, que l'ordre structural et la taille des minéraux néoformés sont liés au degré de saturation des solutions, les moins désaturés orientant les néoformations, vers les minéraux les plus désordonnés, TCHOUBAR (1965) pense que la cristallinité de la kaolinite est conditionnée par la distance au minéral primaire, à partir duquel elle se forme (champ cristallin). C'est au contact du minéral primaire qu'apparaissent les cristaux les mieux faits.

3 - La formation des minéraux du groupe de la kaolinite: comparaisons des données expérimentales et des données de l'altération météorique

Un certains nombres d'observations militent en faveur d'une néoformation à partir d'éléments en solution :

- l'halloysite, qui se forme à l'intérieur de microcline altéré, apparaît en général à une faible distance du cristal, dont elle est séparée par un vide;
- avec ou sans formation de produits amorphes, la kaolinite

néoformée existe souvent sous forme de grands vermicules ou de dépôts canaliculaires.

- la kaolinite provenant de l'altération de la hornblende naît à quelque distance de ce minéral sans intermédiaire de gels.

Ces quelques exemples montrent qu'il y a eu déplacement de la silice et de l'alumine; compte-tenu de la régularité des dépôts, et parfois de l'absence de produits amorphes, il est probable que ce déplacement s'est fait en solution.

Dans d'autres situations, l'interprétation est plus difficile. C'est le cas de la kaolinite très fine qui apparaît à l'intérieur des plages d'allophanes.

Les quelques analyses d'allophanes ont montré que leur rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ était plus faible que celui de la kaolinite. Il est donc à peu près sûr, qu'une partie de la kaolinite provient ici, d'une néoformation par addition de silice, avec utilisation de l'alumine des allophanes, sans qu'on puisse dire que l'aluminium ait été solubilisé. L'autre partie de la kaolinite pourrait se former par association de la silice et de l'alumine des gels (RODRIQUE et al., 1972).

En définitive, on constate qu'un certain nombre de faits militent en faveur d'une kaolinite formée à partir d'éléments en solution, ce qui n'exclut pas d'autres mécanismes de néoformation. On peut, alors, supposer que puisque l'aluminium est bien moins soluble que la silice, la synthèse de la kaolinite peut-être réalisée à partir d'une alumine héritée et d'une silice en solution.

4 - L'halloysite et la métahalloysite

a - conditions de formation

- position topographique

Halloysite et métahalloysite se retrouvent en grande quantité dans des profils humides mais non gorgés d'eau, souvent situés en bas de pente, dans la zone de battement de la nappe, ou juste au-dessus. Elles se placent, le long des pentes, entre la zone à gibbsite et la zone à kaolinite, avec passage graduel de zone en zone.

- Influence de la nature des minéraux primaires

Lors de l'étude des minéraux primaires, la facilité avec laquelle le microcline donne de l'halloysite a été souvent soulignée. Par ailleurs, on s'aperçoit que l'halloysite peut être

abondante lors de l'altération de roches basiques, après passage par un stade d'allophanes, et ce cas rappelle les nombreuses observations faites sur les andosols des diverses régions du monde.

- Influence du climat

Dans la région du massif du Chaillu, il existe une saison sèche de trois mois qui se traduit par un assèchement partiel de tous les niveaux situés au-dessus de la nappe. En fait, on assiste à un arrêt de la percolation favorisant la concentration des solutions, particulièrement en bas de pente où les horizons restent toujours un peu plus humides. On retrouve là les observations de SIEFFERMANN, JEHL et MILLOT (1968), SIEFFERMANN (1969, 1973), QUANTIN (1973), ces auteurs estiment que l'alternance, humectation, dessiccation, favorise la formation d'halloysite.

- conclusion

Quelles que soient les circonstances, on s'aperçoit que les minéraux de la famille de l'halloysite se forment dans des zones, où il y a une relative concentration de silice dans les solutions. Cette concentration est due à l'hydrolyse des feldspaths potassiques, les plus riches en silice, et à celle des ferromagnésiens, riches en silice. Elle suffit pour provoquer la néoformation de l'halloysite lors des assèchements saisonniers. Les autres ions libérés, en même temps, empêchant de parvenir à des minéraux mieux cristallisés.

b - Evolution

De nombreux auteurs ont signalés que l'hydrolyse de l'halloysite aboutissait à la genèse de la gibbsite. (SHERMAN, 1950; BONIFAS, 1959; BATES, 1962; HUANG, 1966; UEHARA et al., 1966; SIEFFERMANN, 1969, 1973). UEHARA et al. (1966) estiment que la conservation de l'halloysite nécessite des solutions riches en silice. Mais, SIEFFERMANN (1969) constate qu'il peut se former aussi, de la kaolinite desordonnée, à partir de l'alumine provenant de l'hydrolyse de l'halloysite. VENIALE (1966) a été étonné par la fréquence du mélange : halloysite, métahalloysite, kaolinite. ROSS et KERR (1934) puis GASTUCHE et de KIMPE (1961) ont émis l'hypothèse suivant laquelle l'halloysite recristalliserait pour former de la kaolinite. Cette idée de l'amélioration de la cristallinité des phyllites, lors de leur vieillissement, a été reprise : par NICOLAS et VERDIER (1965), qui expliquent ainsi le passage d'un fire-clay à une kaolinite bien cristallisée et par PARHAM (1969b), qui pense que de petites particules

hexagonales se détachent des tubes d'halloysite, et vont servir de germes à des cristaux plus grands de kaolinite bien cristallisée.

Dans le cas de certains échantillons du massif du Chaillu, il n'est pas possible de faire intervenir le vieillissement de minéraux désordonnés, pour expliquer la présence de la kaolinite qui apparaît dans la zone de départ, donc près de la roche saine, et sous le niveau où l'halloysite domine. A ce stade, peu de tubes sont formés, et ils se maintiennent plus haut, dans le profil. Il y a donc, parfois, formation simultanée (ou presque simultanée) d'halloysite et de kaolinite; ces variations sont dues, sans doute, à des variations très localisées des conditions de milieu. Dans de nombreux autres cas, il a été possible de suivre l'évolution de l'halloysite et de la métahalloysite, les observations ayant été facilitées par l'abondance des pegmatites à microcline et albite, placées en des positions topographiques variées.

L'altération de certains filons de pegmatite aboutit, après une brève étape d'allophanes, à la formation d'halloysite mêlée en général à un peu de gibbsite. L'halloysite, d'aspect porcelané, est compacte. Quelques mètres au-dessus de la roche saine, cette halloysite compacte devient poudreuse, et la métahalloysite augmente. A ce niveau, le milieu est humide, et bien drainé. Un peu plus haut, la métahalloysite est remplacée par de la gibbsite, très fine et friable. Au microscope électronique, on constate : que la plupart des tubes et esquilles de glomérules ont disparu, ceux qui subsistent paraissent être en voie de dissolution; l'échantillon est alors essentiellement composé de petites plaquettes de gels.

Plus haut, on passe de la gibbsite poudreuse à une gibbsite cohérente, que l'on retrouve jusqu'au sommet de l'horizon d'altération.

Cet exemple montre, sans ambiguïté, que l'hydrolyse de l'halloysite et de la métahalloysite, dans un milieu bien drainé, aboutit à la formation de gibbsite, par le biais d'un stade intermédiaire de produits amorphes.

Dans d'autres cas, au contraire, la transformation d'halloysite en kaolinite est possible. Dans les milieux constamment humide, en remontant dans les profils, l'halloysite et la métahalloysite sont graduellement remplacées par de la kaolinite. Seules, les images de microscopie électronique permettent d'affirmer que la kaolinite provient de la destruction des

minéraux sous-jacents. En effet, on constate que halloysite et métahalloysite paraissent fondre, en même temps que se développent de petites plaquettes hexagonales et une petite quantité de produits amorphes. Cette néoformation de kaolinite est plus lente que celle de gibbsite. Compte-tenu de la faible quantité de produits amorphes, il est probable que l'alumine provenant de l'hydrolyse de l'halloysite se recombine très vite avec la silice en solution, pour donner un minéral plus stable : la kaolinite.

Ces deux types d'évolution de l'halloysite en gibbsite ou en kaolinite sont nettement conditionnées par le drainage. Lorsque le renouvellement des solutions est très lent, la concentration des solutions en silice est élevée et l'halloysite se maintient. S'il est plus rapide, le taux de silice décroît et on assiste à la formation de kaolinite. S'il est encore plus rapide, l'halloysite se détruit et est remplacée par la gibbsite. Dans l'ensemble, halloysite et métahalloysite disparaissent, pratiquement, ausommet de l'horizon d'altération. Cette disparition, par hydrolyse, est accompagnée par la néoformation de minéraux plus résistants.

5 - La kaolinite

La kaolinite, relativement bien cristallisée, est le minéral le plus courant dans les profils d'altération de la zone ferrallitique. La kaolinite qui provient, de l'altération des micas, de la silicification de la gibbsite, ou de l'hydrolyse de l'halloysite, a déjà été étudiée dans les chapitres ~~X~~ et ~~X~~ ; il reste à examiner la kaolinite qui se forme directement, par altération des minéraux primaires.

a - Conditions de formation

Les conditions générales requises pour la formation de la kaolinite, sont à peu près identiques à celles nécessaires à la formation d'halloysite. Toutefois, on constate que la kaolinite apparaît au sein de la nappe, dans un milieu toujours humide ou le drainage est lent. Les différences des milieux dans lesquels se forment les minéraux du groupe de la kaolinite sont les suivants :

- l'halloysite est néoformée dans une zone où se produit un léger assèchement dans une concentration des solutions;
- la kaolinite apparaît dans un milieu toujours humide, beaucoup moins sujet à des variations de la concentration des solutions.

On peut donc dire que la néoformation de la kaolinite se fait dans un milieu où les solutions sont moins concentrées en silice et bases, que celui dans lequel est néoformé l'halloysite.

b - Evolution de la kaolinite

- Données bibliographiques

Les études expérimentales sur l'altération de la kaolinite sont relativement rares, GASTUCHE et al. (1954), GASTUCHE (1959), après attaque acide, aboutissent à des minéraux du type métahalloysite. OBERLIN et al. (1959, 1960 a et b, 1962), TCHOUBAR (1965) aboutissent au même résultat par attaque à l'eau pure, alors qu'une attaque acide conduit à la formation de fire-clay. PEDRO et BERRIER (1966), PEDRO (1969) constatent en soxhlet, que dans des conditions de drainage intense, et en présence d'eau pure, il se forme de la boehmite; ce phénomène est très lent puisqu'il faut 45.000 ans pour détruire une tranche de kaolinite épaisse de un demi centimètre. Pour de nombreux auteurs, la kaolinite s'hydrolyse en laissant, sur place, un résidu de gibbsite, qui peut devenir, parfois, suffisamment abondante pour former des bauxites (CAMPBELL, 1917; HARRASSOWITZ, 1926; FOX, 1928; ALLEN, 1948; SHERMAN, 1952; SEGALIN, 1957). KOSTER (1963) estime qu'au sommet de certains profils des Indes, la kaolinite est dissoute et livre de la silice et de l'aluminium, qui précipitent en fire-clay. Pour VIKULOVA et ZVYAGIN (1965), la transformation de la kaolinite bien cristallisée, en fire-clay, est due à l'effet des mouvements mécaniques sur les argiles, lors de leur transport par les eaux des rivières.

- Etude de l'évolution de la kaolinite dans le massif du Chaillu

- Les problèmes méthodologiques

L'étude de l'évolution de la kaolinite nécessite l'observation de diagrammes des rayons X d'échantillons traités à l'hydrazine. Le fer peut bloquer certaines particules de kaolinite, qui peuvent ainsi passer pour du fire-clay. Ce phénomène a été décrit dans le paragraphe traitant de la goethite et peut induire une fausse interprétation qui donnerait une importance excessive au fire-clay.

Afin d'éviter toute erreur d'interprétation, dans chaque profil étudié, un certain nombre d'échantillons ont été deferruginisés par la méthode de deENDREDY. La comparaison des échantillons bruts et des échantillons deferruginisés permet de constater,

que ce qui avait été pris pour du fire-clay n'est en fait que de la kaolinite. Ce phénomène est surtout marqué dans les horizons superficiels. Grâce à la déferruginisation et au traitement à l'hydrazine, les proportions de kaolinite ont pu être appréciées à leur juste valeur.

- L'évolution de la kaolinite

La première constatation que l'on peut faire, porte sur la quantité de fire-clay, qui augmente vers le haut des profils. Dans la partie toujours humide de la lithomarge à structure conservée, la kaolinite est dans l'ensemble bien cristallisée et cela, quelle que soit son origine. Il n'y a pratiquement pas de fire-clay. Dès que l'on sort de la zone d'influence de la nappe (formation tachetée ou formation structurée de profondeur) la quantité de fire-clay augmente légèrement, tout en restant faible. Dans l'horizon gravillonnaire, et dans l'horizon de surface, le taux de fire-clay croît et, dans certains cas, il peut dépasser celui de la kaolinite. La gibbsite, en général, évolue dans le même sens que le fire-clay. Des études (NOVIKOFF, 1970) ont montré que certains granules de gibbsite de l'horizon superficiel étaient, sans doute, d'origine résiduelle. Ces granules sont en général d'assez grande taille (100μ à 2mm); de même les cristaux qui les composent (en général plus de 10μ). Afin d'éliminer, au maximum, toute confusion entre la gibbsite résiduelle et celle qui est, éventuellement, néoformée par altération de la kaolinite, seules les fractions fines (inférieures à 2μ) des sols ont été étudiées.

L'augmentation du fire-clay se traduit, en microscopie électronique, par la diminution des plaquettes hexagonales de kaolinite d'assez grande taille ($0,5\mu$ et plus) et le développement de plaquettes plus petites de fire-clay ($0,1\mu$ environ), à formes hexagonales irrégulières, et à bords parfois arrondis et corrodés. En définitive, l'observation microscopique et l'étude des diagrammes de rayons X permettent de constater qu'en remontant dans le profil, les quantités de kaolinite diminuent, alors que celles de fire-clay, et parfois de gibbsite, augmentent. C'est ce qu'illustrent les diagrammes NCC 262 à 268 de la figure 33.

Afin de préciser les conditions qui règlent l'altération de la kaolinite, 250 échantillons ont été étudiés par diffraction des rayons X. Les résultats de cette étude ont fait

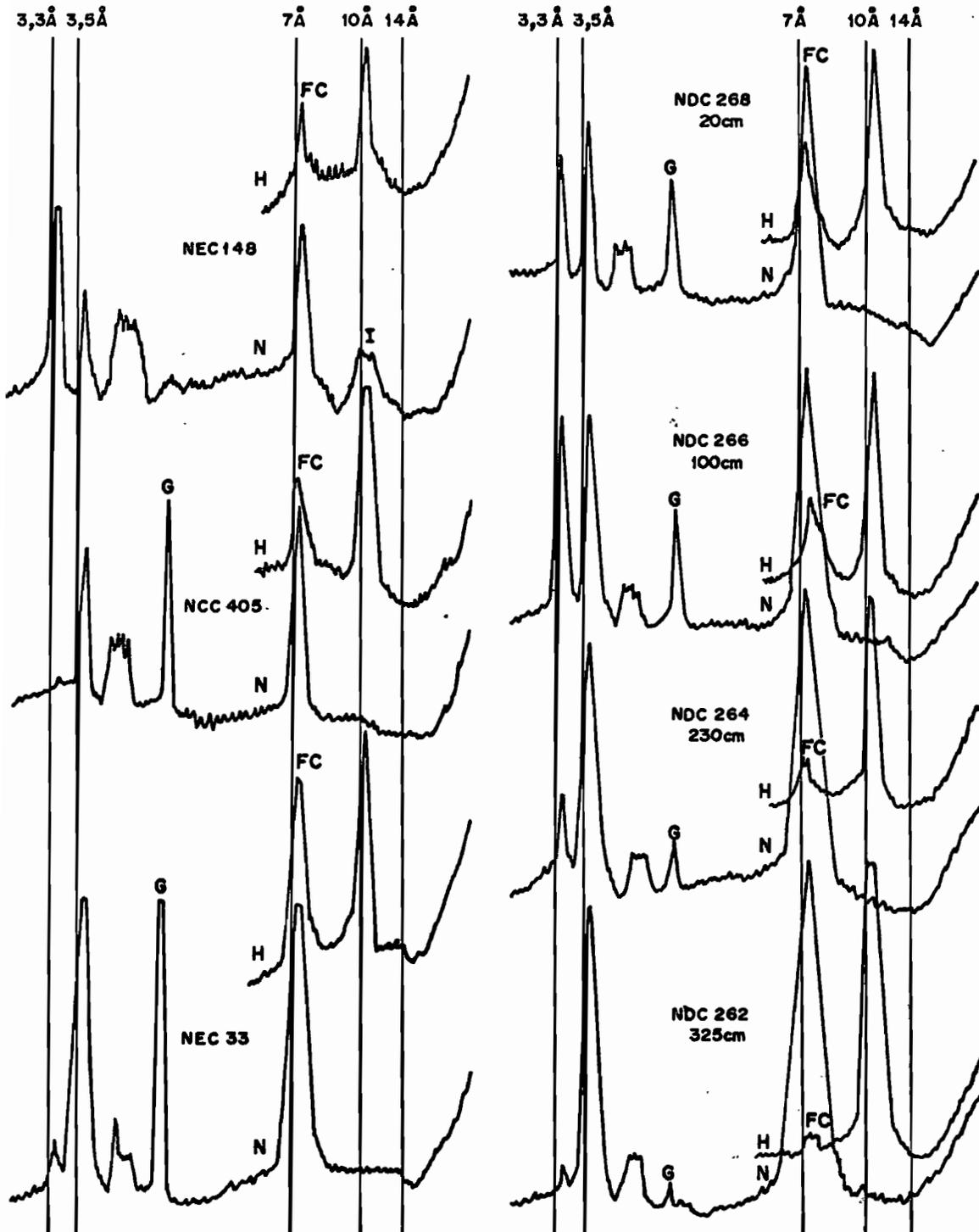


Figure 33. Evolution de la kaolinite. N normal - H hydrazine - FC fire-clay - G gibbsite - I illite altérée.

apparaître l'existence de deux groupes d'échantillons.

- Le premier groupe est caractérisé par la présence simultanée, en quantité variable, de fire-clay et de gibbsite. Les échantillons provenant des plateaux les plus hauts, donc des aplanissements les plus anciens, sont argilo-sableux; le fire-clay et la gibbsite sont abondants. NEC 33, pris pour exemple, est un horizon de surface contenant 27% de quartz, dont 21% de quartz grossier. Le fire-clay et la gibbsite sont abondants. Les sols du même type prélevés sur des surfaces plus récentes contiennent plus de kaolinite et aussi moins de fire-clay et de gibbsite.

Les sols pauvres en quartz contiennent plus de gibbsite fine que de fire-clay. NCC 405 présenté figure 33, qui dérive d'amphibolites, et où le quartz ne représente que 6% de l'échantillon. Dans les profils issus de roches sédimentaires, on trouve du fire-clay, mais pas de gibbsite. Il s'agit de sols plus jeunes que les précédents, contenant près de 25% de quartz, en général très fin, et de l'illite, plus ou moins ouverte, en quantité importante (près de 30%).

L'altération de la kaolinite, dans les cas étudiés, se fait donc selon la filière : kaolinite → fire-clay → gibbsite.

Ces transformations se font dans le sens d'un lessivage progressif de la silice. La présence de minéraux, comme le quartz ou l'illite, susceptibles de fournir de la silice aux solutions, ralentit les dissolutions et protège le fire-clay ou la kaolinite.

L'hydrolyse de la kaolinite est facilitée par l'existence de solutions acides. L'eau de pluie, en traversant la partie supérieure de l'horizon superficiel, s'acidifie en dissolvant les acides des matières organiques, et le gaz carbonique dont la pression, dans le sol, peut-être de 10 à 100 fois supérieure à celle de l'atmosphère (BACHELIER, 1968). Ces eaux deviennent agressives vis à vis de la kaolinite, qui se transforme en fire-clay, et le fire-clay en gibbsite. L'augmentation du taux de silice des solutions, au fur et à mesure qu'elles descendent dans le profil, va ralentir l'hydrolyse de la kaolinite. Cette hydrolyse devient très faible au niveau de la formation tachetée. Rien ne permet de savoir, si la légère déshydratation des parties supérieures des profils, due à la saison sèche, joue un rôle quelconque dans le développement du fire-clay.

De toute façon l'altération de la kaolinite est très

lente, car on ne trouve nulle part de sols uniquement gibbsitiques. Cette évolution est encore ralentie par la présence de minéraux, qui en s'altérant sont susceptibles de la protéger. Ceci montre avec quelle prudence, il faut utiliser le taux de gibbsite d'un sol, pour lui attribuer un âge relatif.

G - Conclusion

L'apparition et l'évolution des minéraux secondaires, dans le massif du Chaillu, sont fortement influencées par la pluviosité assez forte, la température chaude, et par l'existence d'un modèle relativement nerveux, ce qui favorise l'écoulement des solutions percolantes.

Dans les parties hautes des paysages, où le drainage est bon, seuls les hydroxydes sont néoformés, gibbsite et goethite plus ou moins alumineuse. Plus bas dans les toposéquences, quand le drainage ralentit, les argiles apparaissent. La qualité de ces argiles est déterminée par la charge des solutions. Ces néoformations de minéraux de la famille de la kaolinite sont guidées par les solutions : intracristallines dans le cas de minéraux qui s'altèrent sans former de gels; extracristallines si les allophanes prennent naissance. L'abondance des allophanes, lors de l'altération des plagioclases les plus calciques, explique, en partie, la facilité avec laquelle les roches basiques sont susceptibles de former des bauxites. Les conditions favorables à la genèse des smectites (solutions concentrées en silice et magnésium) sont rarement réunies. Seules, l'hydrolyse des pyroxènes permet d'aboutir au talc et à la nontronite. Le rôle du talc dans la conservation de la nontronite est important. Par son abondance, il permet le maintien d'un milieu confiné ce qui prolonge la vie de la nontronite, qui s'hydrolyse lentement pour former de la kaolinite.

La néoformation de l'halloysite est liée à la présence de solutions relativement plus chargées en silice et en cations que pour l'apparition de la kaolinite. L'évolution ultérieure de ces phyllites va être étroitement orientée, par le renouvellement des solutions, et leur charge en silice. Dans le massif du Chaillu, cette évolution va se traduire par l'hydrolyse de tous les minéraux néoformés pour aboutir aux formes plus stables : la kaolinite dans la nappe, les hydroxydes au-dessus. Ce phénomène, très lent est encore ralenti par la présence de minéraux résistants, tels que le quartz ou l'illite, qui en s'altérant fournissent un peu de silice aux

solutions, ce qui protège partiellement la kaolinite. Là encore on constate, que c'est l'altération des kaolinites qui proviennent de roches basiques, qui est susceptible de former le plus facilement des bauxites, car le quartz protecteur manque.

C'est ainsi que l'on voit que l'altération des minéraux primaires, puis celle des minéraux secondaires dépendent de trois grands ensembles de facteurs. Le facteur des roches mères qui donne la matière d'origine. Le facteur climatique qui règle les conditions générales de l'altération. La morphologie du paysage qui règle la dynamique des solutions, drainage, zones humides, nappe etc. Réciproquement, le chapitre suivant va nous montrer que ces minéraux secondaires ne sont pas, à leur tour, sans influence sur le paysage lui même.

XII - L'évolution des formes du relief

Le modelé de la zone forestière, sur matériaux grani-
to-gneissiques, des régions tropicales humides, ou équatoriales,
a toujours étonné les observateurs (DERRUAU, 1958; TRICART et
CAILLEUX, 1965; HURAUULT, 1967). Il a été étudié, en détail par
ROUGERIE (1960) en Côte d'Ivoire forestière.

Une des particularités frappante des reliefs tient
à la convexité des versants des collines. L'angle du raccord de
leurs bords avec le fond des vallées est souvent bien marqué,
sans pour autant que les pentes soient obligatoirement fortes.
Dans cette forme de modelé, le fond des vallées est couramment
très plat donnant un profil en auge, et cela, parfois très en
amont, près des sources.

L'étude des différentes coupes a permis de réexami-
ner le problème de l'origine et de la mise en place des horizons
superficiels et gravillonnaires, c'est à dire le problème de la
stone-line, " L'un des plus irritants, et pittoresques dans les
interprétations proposées " (ROUGERIE, 1960). Après une étude
sur l'action actuelle des différents agents du façonnement du
relief, on abordera le problème de la mise en place des hori-
zons gravillonnaires, et des horizons superficiels.

A - L'action des agents du façonnement du relief

La forêt, dont le rôle conservateur est bien connu,
est dans cette région chaude et humide, installée sur des sols
profonds, argilo-sableux. Le développement de la forêt, associée
à une importante profondeur des sols va conditionner le façonne-
ment du relief.

1 - Action de l'eau

L'eau agit en surface, en emportant les matériaux,
et en profondeur, en favorisant l'altération.

a - Action des eaux de surface

Les eaux de surface agissent essentiellement sur les
flancs des collines, par ruissellement, et sur le fond des val-
lées, par sapement et creusement.

- action sur les flancs des collines

Dans les conditions actuelles, l'action sur les ver-
sants est très limitée. Il ne se forme pas de ravines, indice d'un

écoulement concentré seul susceptible d'entraîner une quantité importante de matériaux du sol. Seules, sont visibles des petites marches à hauteur des racines superficielles, signe d'un faible déplacement de matière, qui correspond à un écoulement diffus. Cette faible action de l'érosion mécanique sur les versants a été soulignée, en Côte d'Ivoire forestière, par ROUGERIE (1960) et MATHIEU (1971). En fait, cela traduit la prééminence de l'infiltration sur l'écoulement superficiel.

- action des eaux des rivières

L'action des eaux des rivières se traduit par le sapement des berges et le creusement des lits. Le sapement des berges est souvent bien visible. Il se manifeste par des éboulements observés, parfois, après le passage des crues. L'érosion des lits des rivières est quelquefois nette, surtout, quand leur pente est forte, et le plancher composé de roches altérées. Elle est moins apparente si le fond est rocheux. On s'aperçoit tout de même, que les barres rocheuses sont légèrement entaillées, et que les sables que l'on rencontre, en aval des rapides, contiennent des biotites intactes, ce qui prouve que les eaux des rivières désagrègent actuellement des roches inaltérées.

La minceur des dépôts alluvionnaires, essentiellement argileux laissés par les crues derrière elles, et la rareté des dépôts sableux, montrent la faiblesse d'ensemble de l'érosion mécanique. L'observation des têtes de thalwegs permet de constater qu'au dessus de certaines sources, à débit conséquent, il se produit parfois des glissements de terrains de faible importance. Ces glissements sont provoqués par les vides créés au niveau des sources par le départ de matériaux fins entraînés par les eaux de la nappe, c'est l'appel au vide de TRICART et CAILLEUX (1965). Ce phénomène est rare et peu spectaculaire, mais il démontre que le réseau hydrographique continue de s'étendre.

- Importance de l'érosion mécanique

En l'absence de données chiffrées concernant l'érosion mécanique dans le massif du Chaillu, il est nécessaire de se reporter aux travaux effectués dans d'autres régions au climat comparable. En Côte d'Ivoire et au Cameroun, sous forêt, l'érosion spécifique (poids de matière enlevée mécaniquement, par an, et par unité de surface) varie entre 10T et 34T/an/Km² (ROUGERIE, 1960; NOUVELLOT, 1969; MATHIEU, 1971). Sous savane, en Côte d'Ivoire, l'érosion spécifique varie de 100 à 180T/an/Km². Ces chiffres

correspondent au transport solide en suspension. Le transport par charriage ne représente que 10% de celui en suspension (MATHIEU, o.c.). En un million d'années et sous forêt, la tranche de sol, de densité $1,5$ ^{érodée} serait : de 8m pour une érosion spécifique de $10T/an/Km^2$, et de 24m pour une érosion spécifique de $30T/an/Km^2$. En fait, ces chiffres représentent des moyennes dans des bassins versants où certains points, comme les plateaux cuirassés, sont très peu érodés, tandis que d'autres montrent une épaisseur de matériaux enlevés plus importante que ne l'indique l'érosion spécifique globale. En définitive, on constate que l'érosion mécanique sous forêt, sans être négligeable, reste relativement faible et que sous savane elle est 6 à 10 fois plus importante.

b - Action des eaux d'infiltration

RIOU (1972) estime que l'évapotranspiration potentielle annuelle dans cette région est de l'ordre de 1100 millimètres, ce qui laisse une tranche d'eau, infiltrée à travers le sol, de 500 à 900 mm qui va recharger les nappes. Notons que ce chiffre est excessif car il ne tient pas compte des eaux qui ruissellent.

- phénomènes liés à l'érosion chimique

Cette eau d'infiltration va être le principal agent de l'altération des minéraux des roches et des minéraux secondaires. Les résultats de son action sont les suivants :

- au sommet des profils, très lente destruction de la kaolinite avec formation de gibbsite;
- à la base des profils, formation d'une épaisse lithomarge à structure conservée riche en kaolinite, accompagnée d'un important départ d'éléments en solution;
- illuviation d'argiles à différents niveaux des profils, surtout au sommet de l'horizon d'altération, mouvement qui se fait de haut en bas, et qui peut provoquer parfois des tassements;
- faible dissolution du quartz à la base et au sommet des profils.

Tous ces phénomènes traduisent l'importance de l'érosion chimique, c'est à dire le départ d'éléments évacués en solution. Les bilans géochimiques montrent qu'elle est de l'ordre de 30% et parfois plus dans l'horizon d'altération. La conservation des structures, sur une grande épaisseur de faciès altérés, montre que l'érosion chimique ne s'accompagne pas d'une fonte

importante du paysage. Après un temps très long, cependant, l'élu-
viation des argiles, suivie par des tassements, va contribuer à
un lent abaissement des sommets et des versants.

- phénomène d'accumulation

Les accumulations absolues, actuelles, de fer et d'alu-
minium sont localisées, pour la plus grande part, dans la formation
tachetée, où l'on assiste à la formation de concrétions, ou de ca-
rapace, plutôt que de réelles cuirasses, SEGALLEN (1964). On en
trouve aussi des traces dans l'horizon gravillonnaire et la for-
mation structurée de profondeur. Les cuirasses de bas de pente
sont rares et peu étendues.

Dans l'horizon superficiel, on constate un enrichis-
sment relatif en fer et en alumine, à la suite de l'hydrolyse de
la kaolinite, mais ces hydroxydes restent poudreux. On constate
donc, que les phénomènes actuels d'accumulation du fer et de l'alu-
mine ne conduisent pas à la formation d'horizons fortement indurés.
Quant aux cuirasses anciennes, elles ont presque toutes disparues,
et on les retrouve plus bas dans le paysage, réduites à des blocs
de taille variable, au sein de la stone-line.

2 - Action de la gravité

Deux types de mouvements dus à la gravité agissent sur
les sols. Des glissements de terrain, qui correspondent à des mou-
vements de masse, ou solifluxion, et une " descente grain à grain
du manteau de débris " (DERRUAU, 1969) le long des versants, il
s'agit alors de reptation ou creeping.

a - Les glissements de terrain

Sous forêt, les glissements sont rares. On en observe
parfois en tête de thalweg, mais le mouvement est toujours limité.
Dans ce cas, il ne s'agit pas de solifluxion, car il n'y a pas de
coulées boueuses. Les strates, subhorizontales, des roches sédi-
mentaires altérées ont tendance à s'infléchir dans le sens de la
pente, au contact de l'horizon gravillonnaire, ce qui indiquerait
la présence de glissement à ce niveau. Ce phénomène est rarement
bien visible, et quand il se produit, on constate, que l'angle
d'inflexion des couches est toujours nettement inférieur à la pen-
te de l'horizon gravillonnaire.

b - Le creeping

La descente des particules le long des pentes est fa-
vorisée, par les variations d'humectation des sols, le travail des

animaux fousseurs, les chablis. Beaucoup d'auteurs, depuis BAULIG (1950) accordent une grande importance au creeping pour la mise en place du relief, mais rien sur le terrain ne permet de déterminer la valeur de son action.

3 - évolution actuelle du modelé

Ces faits permettent de comprendre l'évolution actuelle du paysage qui va dans le sens :

- d'un abaissement des sommets, par affaissement terminal des structures conservées, par dissolution des argiles, par départ mécanique de particules fines à l'intérieur des profils, tous phénomènes qui provoquent le tassement des parties supérieures des profils;
- d'un morcellement des unités du relief, par recul des têtes de thalwegs;
- d'une diminution de la taille de ces unités, par affouillement des berges.

On arrive ainsi à une fonte très lente du paysage, souvent masquée par une reprise de l'érosion régressive.

B - L'origine et la mise en place des horizons superficiels et gravillonnaires

Il s'agit ici du problème de la " stone-line " sur lequel ce sont penchés de nombreux pédologues, géologues, et géomorphologues (RUHE, 1959; LAPORTE, 1962; VOGT, 1966; VINCENT, 1966; FEUGUEUR et al., 1966; COLLINET, 1969; LEVEQUE, 1969; RIQUIER, 1969; SEGALIN, 1969; GRAS, 1970; BOURGEAT, 1972).

1 - Caractères des horizons gravillonnaires et superficiels

Les données du problème ont été exposées dans le chapitre IV. Elles seront brièvement rappelées ici.

a - L'horizon gravillonnaire

Au-dessus de l'horizon d'altération, il existe un horizon gravillonnaire, ou " stone-line ", composé d'éléments grossiers, résistants, ferruginisés ou non, de taille variable. A la base de cet horizon, la parenté des éléments grossiers avec le substratum paraît, parfois, sûre. Plus haut, on peut trouver des graviers et concrétions, souvent plus petits, dont la nature est nettement différente de celle des matériaux de l'horizon d'altération. Les éléments sûrement allochtones sont en général peu

abondants, parfois absents.

Cet horizon gravillonnaire paraît parallèle à la surface topographique mais en fait, on constate qu'il est souvent plissé ou " festonné ". En bas de pente, la stone-line s'amincit et elle peut disparaître complètement. Souvent, on la trouve suspendue au-dessus du niveau du plan d'eau des rivières. Sur fortes pentes, elle peut affleurer et elle est alors, en général, peu épaisse.

b - L'horizon superficiel

Surmontant la stone-line, on trouve un horizon, dont l'épaisseur peut atteindre 6 mètres mais ^{est} en général de l'ordre de 2 mètres, composé d'éléments fins argilo-sableux, de couleur ocre-jaune, et dont le profil minéralogique et granulométrique est dans la plupart des cas comparable à celui de l'horizon d'altération, sous-jacent.

On constate quelquefois, la présence de quartz usés par le vent, et un enrichissement en minéraux lourds, tourmaline sur roches métamorphiques, zircons sur granite. Cet enrichissement, relatif, en minéraux lourds est, sans doute, dû à la destruction de kaolinite dans les horizons de surface. Dans certains cas, lorsque sur le versant les roches sont variées, la parenté entre l'horizon de surface et l'horizon d'altération est ^{moins} nette. Cet horizon superficiel présente des caractères mixtes. Il en est ainsi sur les flancs des plateaux, où les schistes du BZ1 coiffent du granite (région de Dziba-Dziba). A la surface du plateau, les composants minéralogiques de l'horizon superficiel sont ceux de faciès d'altération de schistes : illite plus ou moins ouverte abondante, kaolinite, et quartz fins et usés. La parenté avec le substratum schisteux est nette. En descendant le long du versant, on passe à un soubassement granitique; la composition minéralogique de l'horizon superficiel change. Les quartz deviennent plus abondants, anguleux et plus grands, la kaolinite augmente, et il apparaît un peu de gibbsite. Il subsiste une quantité non négligeable d'illite et de sables usés. Il y a donc là un mélange de caractères, de sol dérivé de granite et de sol dérivé de schistes. La stone-line est dans l'ensemble très mince.

Il apparaît donc, que parfois, l'horizon superficiel peut être composé par un mélange de matériaux provenant, du sommet des reliefs et des faciès d'altération situés sur les versants.

2 - Hypothèses sur la mise en place, de l'horizon gravillonnaire, et de l'horizon superficiel

Deux types d'explications sont proposées. La différence porte sur l'idée que l'on se fait de l'origine de l'horizon superficiel : autochtone ou allochtone.

a - Autochtonie des sols

Les partisans de l'autochtonie admettent l'existence d'éléments allochtones dans la stone-line. Ceux-ci se trouvaient à un moment donné à la surface du sol, et ils ont été enfouis, par la suite, dans les matériaux fins qui se trouvaient en-dessous. On peut supposer que les matériaux fins ont pu être remonté à la surface, ou au contraire que les matériaux grossiers sont descendus dans le profil.

Hypothèse de la descente des éléments grossiers

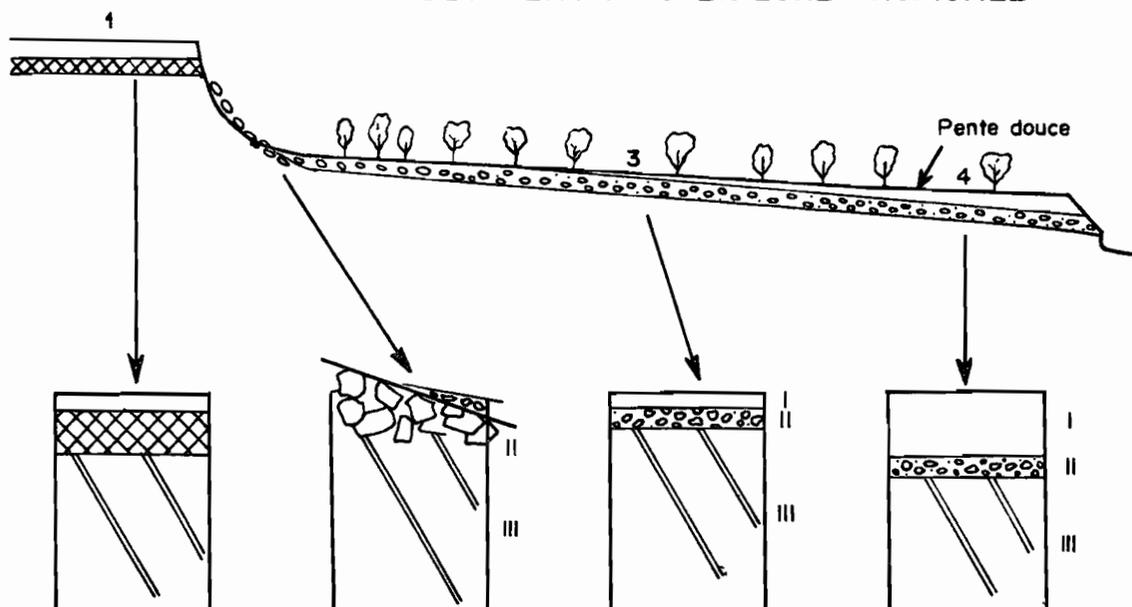
Cette théorie a été fortement défendue par LAPORTE (1962). Il envisage, que la descente des matériaux grossiers se fait dans un milieu très plastique. Ce phénomène se produit, à petite échelle, dans des zones marécageuses à sédimentation très fine. Dans ce cas, les éléments grossiers ne s'enfoncent pas de plus de 10 centimètres. Actuellement dans la région, on ne connaît pas de sol suffisamment plastiques, pour permettre la descente des graviers.

Il faudrait donc imaginer l'existence d'une période particulière, pendant laquelle les sols auraient eu un comportement physique différent du comportement actuel. Il est difficile de croire que des matériaux plastiques puissent se maintenir sur des pentes, parfois fortes, sans que se produisent des phénomènes de solifluxion. Compte-tenu des aleas qu'elle comporte, cette hypothèse n'a pas été retenue par les spécialistes.

Hypothèse de la remontée des éléments fins

L'hypothèse de la remontée des éléments fins fait appel au travail des animaux fousseurs, les vers et surtout les termites. Elle a été adoptée par GRASSE (1950), BOYER (1958), OLLIER (1959), TRICART et CAILLEUX (1965), LEVÉQUE (1969). Le rôle principal est attribué aux termites qui ramènent en surface des matériaux fins, ensuite répandus sur les versants par coluvionnement (de HEINZELIN, 1955; PLOEY, 1965; WATSON, 1965). Dans les zones de savane, où l'activité des termites est intense, l'épaisseur du recouvrement n'excède pas deux mètres. Sous forêt en revanche les édifices aériens construits par les termites sont

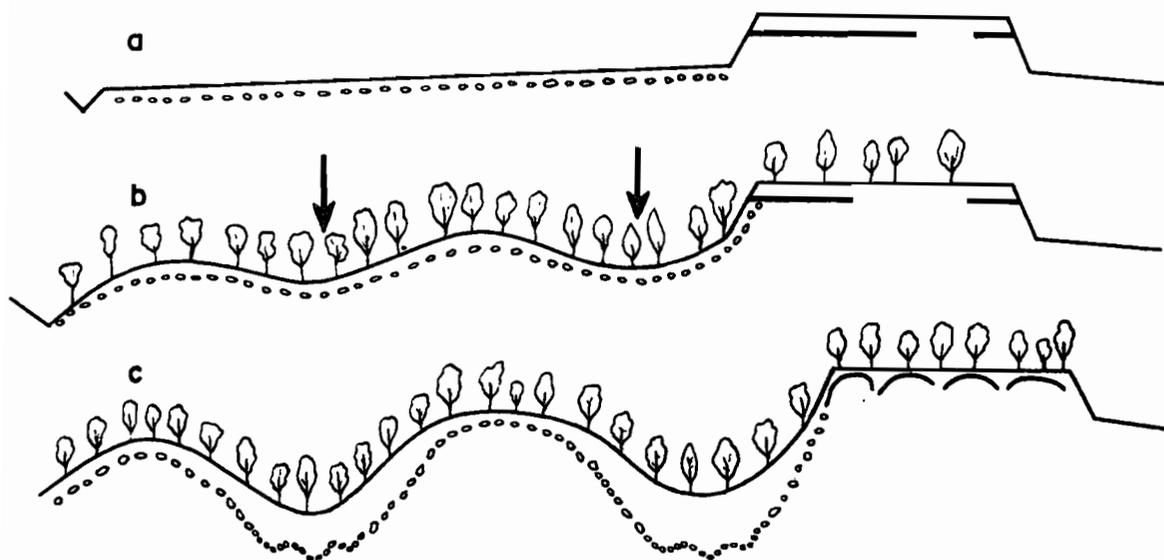
Fig. 34 - MISE EN PLACE DE LA STONE-LINE ET ÉVOLUTION DES VERSANTS EN ZONE TROPICALE



- En 1 - Cuirasse en place sur le rebord d'un plateau
- 2 - Débris de cuirasse sur la pente
- 3 - Distribution des débris
- 4 - Recouvrement des débris par les matériaux meubles situés sous la cuirasse

/// Filon de quartz

Fig. 35 - ÉVOLUTION D'UN PAYSAGE EN MILIEU ÉQUATORIAL



- a) Évolution préalable en climat tropical
- b) Début d'ondulation par suite de l'érosion chimique accélérée en quelques points favorables
- c) Accentuation du processus avec festonnement de la stone-line et épaissement du matériau superficiel dans les talwegs, par suite de creep sous forêt

peu importants, alors que l'épaisseur des recouvrements peut atteindre 5 à 6 m. Il y a là une contradiction.

L'hypothèse d'une remontée des fines, par activité biologique, ne peut être complètement rejetée, car l'action des termites est incontestable, mais elle ne semble pas suffisante pour expliquer la présence d'une telle quantité de matériaux fins en surface.

b - Allochtonie des sols

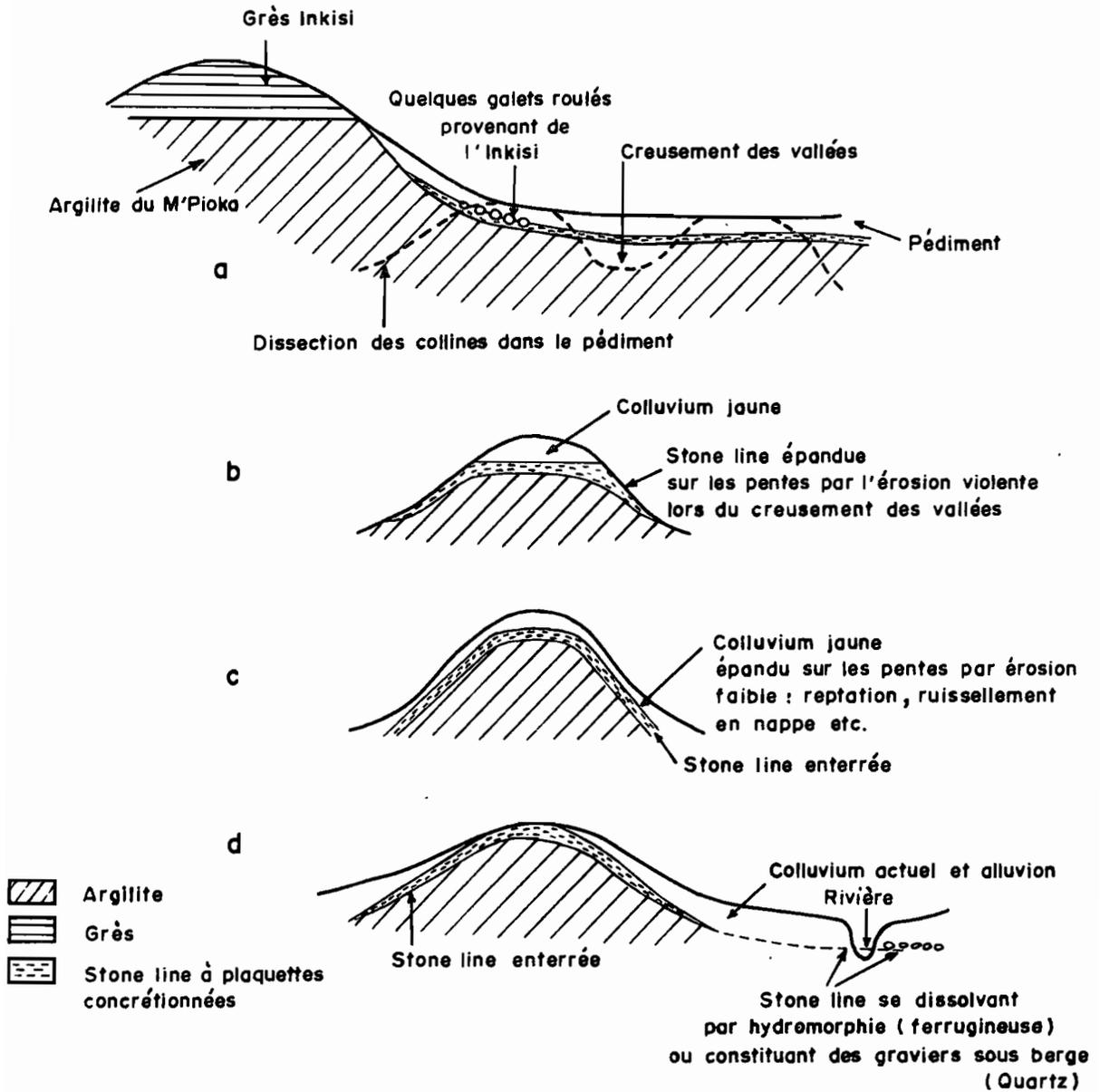
Les explications allochtonistes, de la mise en place des deux horizons supérieurs, sont basées, en grande partie, sur l'hypothèse de RUHE (1959). Cet auteur estime que l'érosion des flancs des collines par les eaux courantes provoque l'aplanissement du paysage et le dépôt au pied des reliefs des éléments grossiers, qui ultérieurement, par suite du recul des versants, sont recouverts par des éléments fins. Cette idée a été développée et précisée par SEGALLEN (1967, 1969) et RIQUIER (1969). Ce système est admis, dans son ensemble, par de nombreux spécialistes, les divergences portant essentiellement sur l'évolution ultérieure de ces zones aplanies

Mise en place de l'horizon gravillonnaire et de l'horizon superficiel

Les figures 34 et 35, empruntées à SEGALLEN (1969), montrent le processus de la mise en place des deux horizons supérieurs et de l'évolution du paysage sous l'effet d'un climat humide.

Dans un paysage de plateaux cuirassés, l'installation d'un climat tropical à saisons contrastées va favoriser l'érosion régressive qui va tendre à réduire les plateaux, tout en édifiant à leur pied des aplanissements souvent imparfaits ou des glacis. Les versants des plateaux sont escarpés et couverts de fragments de cuirasse. Au fur et à mesure qu'ils reculent, les éléments grossiers s'accumulent à leur pied, tandis que les éléments fins, provenant essentiellement de l'horizon d'altération, vont s'arrêter un peu plus en aval sur des éléments grossiers déposés auparavant. Il y a, ainsi, mise en place des deux horizons par inversion des matériaux. Les matériaux fins, qui se trouvaient au départ sous la cuirasse, se retrouvent après un faible parcours, au-dessus des fragments de celle-ci. A partir de ces formes, à peu près planes, il s'agit d'expliquer la mise en place du " dédale de croupes " actuel.

HYPOTHÈSE D'ÉVOLUTION DU RELIEF PAR DISSECTION D'UN PÉDIMENT



D'après J. Riquier 1969

Fig. 36

Façonnement du modelé actuel

Deux explications sont proposées : façonnement par érosion chimique (SEGALEN, 1969) et façonnement par érosion mécanique (VINCENT, 1966; RIQUIER, 1969; GRAS, 1970; BOURGEAT, 1972).

- façonnement par érosion chimique

L'installation d'un climat humide et chaud succédant aux périodes à saisons contrastées, favorise l'érosion chimique, sous les surfaces précédemment aplanies. Cette érosion, irrégulière, va provoquer des affaissements, amorces de thalwegs, qui fractionnent l'aplanissement en une multitude de collines (fig. 35). Le modelé actuel est ainsi mis en place sans que les matériaux subissent de déplacement, si ce n'est par le creeping.

Les objections que l'on peut faire à cette hypothèse sont les suivantes :

- l'épaisseur des faciès d'altération à structure conservées est en général très importante;
- la stone-line ne passe pratiquement jamais sous le lit des rivières, et elle peut être absente en bas de pente;
- la roche saine est souvent proche du fond des thalwegs;
- les dénivelées d'une cinquantaine de mètres peuvent difficilement s'expliquer par la seule érosion chimique. Sur un substratum granito-gneissique, dans le massif du Chaillu, l'érosion chimique ne peut donc pas être l'agent principal du façonnement des reliefs actuels.

Façonnement par érosion mécanique

La figure 36, empruntée à RIQUIER (1969), montre l'évolution d'un aplanissement sous l'action de l'érosion mécanique. La mise en place du pédiment et celle des deux horizons supérieurs se fait selon le schéma proposé par SEGALEN (o.c.). Le pédiment est disséqué en une multitude de petites collines par l'enfoncement du réseau hydrographique. Par l'action du colluvionnement, la stone-line et l'horizon superficiel, qui subsistent au sommet des collines, sont répartis sur les versants.

Les hypothèses sur la mise en place de l'horizon superficiel, par le vent ou par alluvionnement, sont cités pour mémoire, car les matériaux de cet horizon ne présentent pas de caractères éoliens ou alluvionnaires, accusés.

3 - Mise en place des horizons et façonnement du modelé dans le massif du Chaillu

C'est, dans l'ensemble, l'hypothèse de la mise en place des horizons par inversion des matériaux, et du façonnement du modelé par l'érosion mécanique qui est adoptée ici.

a - Les oscillations climatiques

Le premier problème qui se pose est de savoir si le climat actuel permet la formation de la stone-line. Il est certain que ce climat ne favorise pas le développement de grands aplanissements, dont on retrouve de nombreuses traces dans le paysage. On rencontre parfois, dans les fonds des vallées plates, des " graviers sous berges " (VOGT, 1959; TRICART et CAILLEUX, 1965). Il s'agit d'une nappe de cailloux, essentiellement du quartz fortement usé, dont l'épaisseur peut atteindre plusieurs mètres. Ces cailloux sont, en général, recouverts par des matériaux fins, argilo-sableux, peu épais (quelques dizaines de centimètres). Le fond des thalwegs est situé souvent, peu en dessous de la base des graviers, et en période de crue les eaux recouvrent les nappes de gravats. De ces faits, il ressort :

- que la mise en place des graviers s'est faite sous un climat différent de l'actuel, puisqu'on ne constate pas de transport important de cailloux par les cours d'eau, et que les graviers sous berges sont surmontés par des matériaux fins dont une partie, au moins, paraît récente;
- que le creusement des vallées s'est fait, pour l'essentiel, avant le dépôt des matériaux grossiers, donc avant l'apparition du climat actuel;
- que les graviers ne peuvent pas provenir des versants, tels qu'on les observe de nos jours. Les éléments grossiers, de l'horizon d'altération et de l'horizon gravillonnaire, étant recouverts par les éléments fins de l'horizon superficiel.

Ces observations montrent que dans la région du massif du Chaillu, comme dans certaines régions forestières de l'Afrique de l'Ouest (VOGT, 1959; MATHIEU, 1971), a régné, avant le climat actuel, un climat de savane, à saisons contrastées, favorable à l'action de l'érosion mécanique.

b - La mise en place des horizons et le façonnement du modelé actuel

L'installation d'un climat à saisons contrastées va

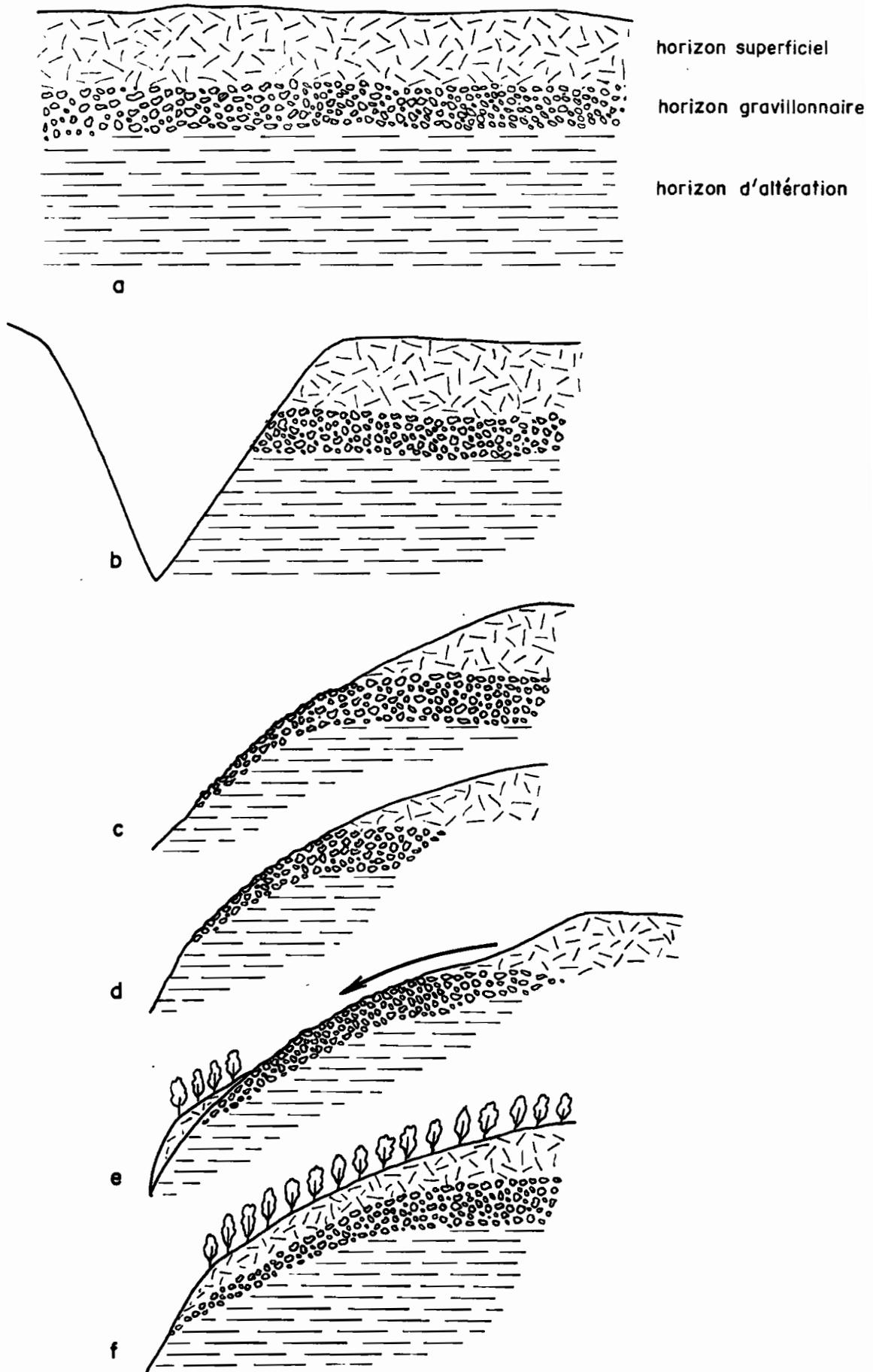


Fig. 37 - Évolution des versants

provoquer une accélération de l'érosion, ce qui se traduit dans le paysage par la formation d'aplanissements, de glacis, dont l'altitude est conditionnée par le niveau des différents biefs des principaux drains. La formation de ces zones, relativement plates, est favorisée par la présence d'un horizon kaolinique épais, dont les matériaux fins sont facilement emportés par les eaux. L'existence de cet épais manteau kaolinique est confirmé par la très faible quantité de débris de roches altérées reconnaissables, trouvées dans la stone-line. Les deux horizons supérieurs sont mis en place par inversion des matériaux, sous l'action de l'érosion mécanique. Les zones, plus ou moins, plates (fig. 37a) sont disséqués par le réseau hydrographique, qui s'enfonce et se diversifie. La pente des versants est, au début, très forte, et tous les matériaux érodés sont entraînés par les eaux des rivières (fig. 37b). L'érosion mécanique progressant, la pente des versants diminue, et les matériaux grossiers de la stone-line restent sur les flancs des vallées (fig. 37c), leur quantité allant en diminuant vers le bas de pente, comme l'a noté ROUGERIE (1960). C'est dans ces zones, où les éléments grossiers sont peu abondants, que le départ des matériaux fins est facile, ce qui favorise le développement de versants convexes (fig. 37d). Le retour progressif au climat actuel permet l'installation de la forêt, qui colonise en premier les bas de pente, puis remonte sur les versants. Par sa présence, la forêt va bloquer les matériaux fins provenant de l'horizon superficiel, situé au-dessus, et non encore reforesté (fig. 37e et f). L'érosion des matériaux fins situés sous la stone-line, avant que l'horizon superficiel n'ait été mis en place, peut devenir importante, comme le souligne RIQUIER (1969). Ce phénomène est net, quand la stone-line est mince. Dans ce cas, on aboutit à un horizon superficiel de versant, composé par un mélange de matériaux provenant : de l'horizon superficiel, et de l'horizon d'altération sous-jacent (fig. 38). Un tel exemple a été décrit dans la région de Dziba-Dziba. On retrouve là, le système de mise en place des horizons par inversion des matériaux.

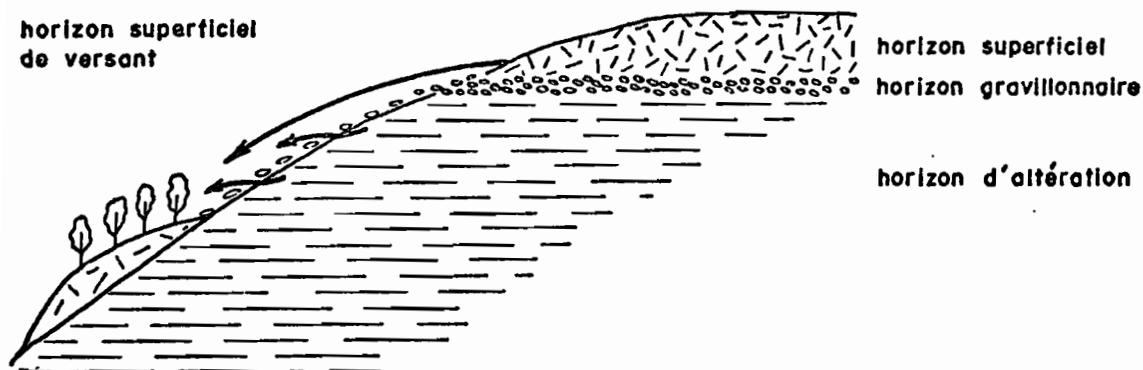


Fig. 38 - Formation sur un versant d'un horizon superficiel à matériaux composites.

L'absence de concavité basale s'explique par le fait que ce sont des matériaux fins qui arrivent en bas de pente, matériaux facilement entraînés par les eaux courantes. Si un obstacle se présente dans le lit des rivières, les eaux courantes auront tendance à saper les berges, ce qui va provoquer la formation de vallées à profil en auge.

C - Conclusion

Dans le massif du Chaillu, comme dans la plupart des régions forestières proches de l'équateur, on trouve un paysage constitué, en grande partie, de reliefs en " demi-orange ". Mais, fait important, les témoins d'aplanissements sont relativement abondants, et leur surface est souvent loin d'être négligeable. Quel que soit le type du relief, les profils montrent une zonation caractéristique. En allant du haut vers le bas, on trouve : un horizon superficiel, composé essentiellement d'éléments fins; un horizon gravillonnaire, dont le sommet contient, parfois, des éléments étrangers au substratum; un horizon d'altération formé, essentiellement par une lithomarge à structure

conservée, riche en kaolinite. La présence d'éléments allochtones dans l'horizon gravillonnaire, pose le problème de la mise en place des deux horizons supérieurs. C'est l'hypothèse de l'action de l'érosion régressive sur les reliefs, qui a été adoptée. L'action de cette érosion sur les versants, facilitée par la présence d'un climat à saisons plus contrastées que le climat actuel, aboutit à la formation de zones aplanies, où les horizons supérieurs, remaniés, sont mis en place par inversion des matériaux. L'enfoncement du réseau hydrographique et, sa diversification, provoquent le fractionnement des zones aplanies, en une série de collines qui évoluent par recul, et abaissement des versants. La présence d'un horizon gravillonnaire, surmontant un horizon d'altération argileux, va favoriser le développement des formes convexes. Le retour au climat actuel a permis la reimplantation de la forêt, et par voie de conséquence, le ralentissement de l'érosion mécanique. Actuellement les reliefs évoluent très lentement, par abaissement des sommets et diminution de la maille. L'abaissement des sommets est dû :

- à un entraînement des matériaux fins de la surface du sol, par une érosion en nappe;

- à une éluviation d'argiles vers l'horizon d'altération, favorisée par une érosion chimique importante et accompagnée parfois de tassements, ce qui provoque l'affaissement des structures;

- à une hydrolyse des phyllites de l'horizon superficiel. La diminution de la taille des unités du reliefs est essentiellement provoquée par le sapement des berges des rivières. Le rôle de l'éluviation et de l'hydrolyse des phyllites dans la mise en place des reliefs reste faible.

C'est l'érosion mécanique qui est responsable du façonnement du modelé actuel, modelé, dont les formes particulières tiennent à la présence d'horizons d'altérations épais, et qui se trouve en partie stabilisé grâce au couvert d'une épaisse forêt. En définitive, le paysage observé actuellement est la résultante d'oscillations climatiques favorisant, tantôt l'érosion mécanique, tantôt l'érosion chimique.

CONCLUSIONS GENERALES

Ce travail présente les résultats d'une étude sur les altérations des roches du massif du Chaillu, en République Congolaise, sous un climat équatorial. L'altération agit sur une gamme étendue de roches, allant des pyroxénolites, des granites et migmatites, aux roches sédimentaires schisteuses et carbonatées. Le modelé, particulier à la zone forestière chaude et humide, est formé par une multitude de collines à versants convexes. Très développé dans les basses plaines, il est dominé par trois surfaces d'aplanissement datées de la fin du Crétacé, du milieu et de la fin du Tertiaire, entre les altitudes de 860 m et de 500 m. L'humidité du climat est entretenue par une pluviosité assez abondante (1800 mm). L'étendue du couvert végétal limite considérablement l'érosion mécanique et favorise l'infiltration d'une importante quantité d'eau (environ 600 mm) qui assure la recharge des nappes et la dilution des solutions dans un milieu très léssivé et peu favorable au confinement.

Les conclusions principales que l'on peut déduire de ce travail sont les suivantes :

1° - Altération des minéraux des roches.

Les minéraux des roches, au contact de solutions souvent renouvelées, s'hydrolysent rapidement.

- En haut de pente, la gibbsite et la goethite sont les minéraux d'altération dominants. Les silicates alumineux conduisent à la gibbsite sans produits intermédiaires, tandis que les ferromagnésiens, et plus particulièrement la hornblende livrent immédiatement de la goethite alumineuse.

- A mi-pente, dans les profils plus humides, les filiations minérales sont plus variées. Les plagioclases livrent encore la gibbsite mais, cette fois, par l'intermédiaire d'une phase riche en allophanes. Le microcline engendre l'hallowysite, tandis que la biotite et la chlorite se transforment en kaolinite. Les pyroxènes s'altèrent en goethite et, un peu de talc et de nontronite apparaissent.

- En bas de pente, dans les profils constamment humides, la gibbsite devient rare ou très rare. L'altération des plagioclases

conduit à un mélange d'halloysite et de kaolinite, précédées du développement d'allophanes, d'autant plus abondantes que les taux d'anorthite sont plus élevés. L'albite et le microcline s'altèrent en livrant des cortèges minéraux identiques, mais les allophanes sont plus rares et l'halloysite plus abondante que dans les plagioclases altérés. La biotite et la chlorite se dégradent en kaolinite par l'intermédiaire d'étapes minéralogiques transitoires, plus ou moins éphémères, constituées d'interstratifiés biotite, chlorite-vermiculite, de vermiculite et d'interstratifiés vermiculite-kaolinite. La hornblende livre de la kaolinite et de l'halloysite alors que les pyroxènes fournissent du talc et de la nontronite.

- Dans tous les cas, enfin, la muscovite se fractionne sans modifications chimiques apparentes, tandis que le quartz se dissout faiblement à la racine des arènes, puis plus abondamment dans les horizons situés au-dessus de la nappe.

Ainsi, même sous un climat extrêmement agressif où la convergence des évolutions minérales se fait, vers la gibbsite et la goéthite en haut des paysages, et vers les minéraux du groupe de la kaolinite vers le bas des pentes, les minéraux secondaires apparaissent en filiation décalée, en fonction de la composition et de la vitesse d'altération des minéraux primaires.

2° - Transformation des minéraux secondaires.

Les minéraux secondaires se transforment à leur tour.

- Au sein de la nappe, l'halloysite, la métahalloysite et la montmorillonite évoluent vers la kaolinite.

- Dans la zone de battement de la nappe et dans la partie supérieure des profils, traversée par les eaux d'infiltration, la kaolinite se transforme en gibbsite et les smectites en hydroxydes.

La succession gibbsite kaolinite se retrouve ainsi verticalement et latéralement. Mais, si la transformation des minéraux primaires en minéraux secondaires se fait rapidement, la transformation des minéraux secondaires, eux mêmes, est beaucoup plus lente. Il semble que la vitesse d'altération des minéraux secondaires soit d'autant plus rapide que l'on est loin des conditions de leur équilibre. Les conditions d'équilibre du milieu ferrallitique sont telles que les étapes de l'altération sont représentées par la kaolinite stable dans les niveaux constamment

baignés par les eaux de la nappe et par la gibbsite dans les niveaux superficiels bien drainés.

Les étapes transitoires représentées par les nontro- nites des pyroxènes, la vermiculite des micas et des chlorites, l'halloysite des feldspaths potassiques, apparaissent variées et reflètent l'évolution des solutions intracrystallines.

3° - Dynamique de l'équilibre entre solutions et minéraux.

En effet, l'apparition première et l'évolution ultérieure des minéraux secondaires dépend de la composition des solutions intra et extracrystallines.

L'apparition des minéraux secondaires au sein des minéraux primaires pénétrés par l'eau dans ses pores et microfissures dépend naturellement de leur composition et de leur structure. Ainsi la vermiculite se forme à partir des micas et l'halloysite, souvent, à partir des feldspaths alcalins, qui sont les plus riches en silice. Tout ceci se joue entre le réseau cristallin et les solutions intracrystallines. Mais au fur et à mesure que l'altération progresse, le minéral s'ouvre sur le milieu extérieur. Les solutions intracrystallines diminuent de concentration et tendent à prendre la composition des solutions extracrystallines. Les minéraux secondaires de première génération tendent à se transformer à leur tour. Ainsi les minéraux les moins bien ordonnés, parceque formés dans un milieu relativement plus concentré, se transforment en minéraux mieux ordonnés dans un milieu plus dilué. C'est ce que suggère la séquence halloysite → kaolinite.

Aux règles de la thermodynamique s'ajoutent celles de la cinétique. Une réaction rapide se développe de préférence à une réaction lente. La vitesse élevée de l'hydrolyse des plagioclases favorise le développement précoce d'une phase amorphe transitoire, où le rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ est faible car toute l'alumine libérée reste pratiquement sur place. Au sein de ce gel, les solutions très diluées de silice permettent la fixation de la silice sur les octaèdres d'alumine et la kaolinite précipite. Ainsi les différences de concentrations intra et extracrystallines règlent l'ordre d'apparition des minéraux secondaires.

En suivant ce raisonnement on comprend que l'altération d'un minéral peut en protéger un autre. Ainsi l'altération

rapide des plagioclases maintient dans le milieu une teneur suffisante en silice pour empêcher la dissolution de la kaolinite et du quartz. De même sur les roches carbonatées ou sur les roches basiques, les teneurs en calcium et en magnésium sont suffisantes pour protéger la vermiculite dont le calcium interfoliaire et le magnésium octaédrique ne sont pas hydrolysés. De même, plus haut dans les profils, l'illite et le quartz en s'altérant à leur tour protègent les "kaolinites" des fire-clays, en maintenant les teneurs en silice qui empêchent leur altération en gibbsite.

Ces mécanismes interviennent également pour régler le lessivage différentiel des ions hors des profils. Sur les roches cristallines, le sodium et le calcium sont évacués les premiers, suivis par le magnésium et le potassium puis par la silice et enfin par l'aluminium et le fer. Mais le bilan géochimique a montré que l'aluminium et le fer se maintiennent dans les profils où l'altération de la roche se faisait directement en hydroxydes. Lorsque l'altération évolue vers la kaolinite, on peut enregistrer des départs d'aluminium, de fer et de titane.

On montre ainsi que la composition des solutions à l'intérieur et à l'extérieur des cristaux règle à la fois, l'apparition des minéraux secondaires, la transformation ultérieure de ces derniers, l'effet protecteur de l'altération d'un minéral sur un autre et à l'issue des profils la composition des solutions effluentes.

4° - Relation entre les altérations et le modelé.

Il est fréquent que l'apparition des premiers minéraux secondaires de la roche se fasse avec maintien des structures apparentes de la roche mère. C'est le fondement du raisonnement isovolume. Mais dans l'ensemble, toute transformation des minéraux secondaires se traduit par un effondrement des structures. Vers le haut des profils, des phénomènes d'illuviation, accompagnés parfois par des tassements, peuvent se produire. Il s'agit de modifications de détail dont l'effet sur le modelé actuel est peu marqué.

Au contraire, l'enfoncement du réseau hydrographique morcelle les reliefs. Le réseau persillé des marigots s'attaque mécaniquement aux niveaux argileux kaoliniques et entre les mailles de ce réseau se développent les formes convexes du modelé. L'histoire de ce modelé est pourtant beaucoup plus ancienne.

Rien dans le climat actuel ne permet de comprendre la formation des stone -lines, générales dans les profils, ni leur recouvrement par les horizons kaoliniques superficiels, ni les graviers sous berges.

Ces formations remaniées impliquent l'existence de paléoclimats à saisons plus contrastées. Au cours des périodes relativement sèches qui devaient prédominer au Tertiaire, la forêt était remplacée par la savane, l'érosion et les transports mécaniques étaient importants, et le modelé a été aplani. C'est de cette époque que datent les trois grands aplanissements reconnus dans le massif du Chaillu. Au Quaternaire, par contre, les aplanissements sont peu développés, ce qui montre que la durée des climats favorables à l'érosion mécanique a été faible. Le retour au climat humide actuel a provoqué, la diversification du réseau hydrographique et la dissection, des aplanissements et des reliefs antérieurs. Ainsi, le paysage actuel apparaît comme le résultat de l'action de climats, tantôt favorables, tantôt défavorables à la forêt, sur un substratum subissant une importante érosion chimique.

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

- ALLEN V.T. (1948) - Formation of bauxite from basaltic rocks of Oregon. *Econ. Geol.*, pp. 619-626.
- ALTSCHUIER Z.C., DWORNIK E.J. et KRAMER H. (1963) - Transformation of montmorillonite to kaolinite during weathering. *Science*, 141, pp. 148-152.
- AOMINE S. et YOSHINAGA N. (1955) - Clay minerals of some well drained volcanic ash soils in Japan. *Soil Sci.*, 79, n°5, pp. 349-358.
- AOMINE S. et WADA K. (1962) - Differential weathering of volcanic ash and pumice, resulting in formation of hydrated halloysite. *Amer. Mineralogist*, 47, pp. 1024-1048.
- AOMINE S. et MIYAUCHI N. (1965) - Imogolite of imogo-layers in Kyushu. *Soil Sci. Plant Nutrit.*, (Tokyo), 11, n°5, pp. 28-35.
- AOMINE S., INONE A. et MIZOTA C. (1972) - Imogolite of Chilean volcanic ash soils. *Clay Sci.*, Tokyo, 4, n°3, pp. 95-103
- AUBERT G. et SEGALEN P. (1966) - Projet de classification des sols ferrallitiques. *Cah. O.R.S.T.O.M.*, sér. Pédol., IV, 4, pp. 97-112.
- BASSETT W.A. (1963) - The geology of vermiculite occurrences. *Clays and Clay Miner.*, 10th Nation. Conf., pp. 61-69.
- BATES T.F. (1962) - Halloysite and gibbsite formation in Hawaii. *Clays and Clay Miner.*, 9th Nation. Conf., pp. 315-328.
- BAUD L. (1954) - Notice explicative sur la feuille Franceville-Est Carte géol. de reconnaissance au 1/500.000. *Direct. Mines et Géol. A.E.F.*, Brazzaville, 34 p.
- BAULIG H. (1950) - Essais de géomorphologie. *Fac. Lettres Strasbourg*, Fascicule 114, 160 p.
- BESSON S., CAILLERE J. et HENIN S. (1966) - Observations sur la transformation mica-vermiculite. *Bull. Gr. fr. Argiles.*, 18, pp. 101-104. X
- BETEKHTINE A. (1968) - Manuel de minéralogie descriptive. *Mir. Moscou*, 731 p.
- BEUTELSPACHER H. et VAN DER MAREL H.W. (1961) - Kennzeichen zur identifizierung von kaolinit, "Fire clay" - Mineral und Halloysit, ihre Verbreitung und Bildung. *Tonindust. Ztg, Dtsch.*, 85, 22, pp. 517-525; 85, 24, pp. 570-582.

- BIAIS R., BONNEMAYRE A., GRAMONT X. de, MICHEL M., GIBERT M., JANOT C. (1972) - Etude des substitutions Al-Fe dans des oxydes et hydroxydes de synthèse. Préparation de diapores ferrifères. Bull. Soc. Fr. Miner. Cristallog., Paris, 95, pp. 308-321.
- BISHOP W.W. (1966) - Stratigraphical geomorphology : a review of some East Africa landforms. in DURY G.M. " Essays in geomorphology ", Elsevier, New York, pp. 139-176.
- BOCQUIER G. (1973) - Genèse et évolution de deux toposéquences de sols tropicaux du Tchad. Interprétation biogéodynamique. Mém. O.R.S.T.O.M., Paris, 62, 349 p.
- BOINEAU R. (1956) - L'enclave métamorphique de Mayoko et les principales possibilités minières du massif du Chaillu. Bull. Direct. Mines et Géol. A.E.F., Brazzaville, 7, pp. 97-99.
- BOINEAU R. et NICOLINI P. (1959) - Notice explicative sur la feuille Sibiti - Ouest. Carte géol. de reconnaissance au 1/500.000. Inst. Rech. et Et. Géol. et Minières, Brazzaville, 47 p.
- BOISSEZON P. de, GRAS P. (1970) - Notice explicative. Carte pédologique Sibiti - Est au 1/500.000, ORSTOM, 44, 144 p. X
- BONHOMME M. et WEBER F. (1969) - Complément à la géochronologie du bassin de Franceville et de son environnement. Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont-Fd, n°41, Géol. et Min, fasc. 19, pp. 85-88.
- BONIFAS M. (1959) - Contribution à l'étude géochimique de l'altération latéritique. Mem. Serv. Carte géol. Als. Lorr., Strasbourg, n°17, p 159. X
- BOSMANS H. et FRIPIAT J.J. (1958) - Capacité d'échange d'ions et densité de charge de surface des gels $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3$. Pédologie, Gand, 8, pp. 184-198.
- BOULET R. (1970) - La géomorphologie et les principaux types de sols en Haute-Volta septentrionale. Cah. ORSTOM, Sér. Pédol., vol. VIII, n°3, pp. 245-271.
- BOULVERT Y. (1971) - Différenciation suivant le matériau originel de plusieurs toposéquences en milieu ferrallitisant (près de Bouca - R.C.A.). Cah. ORSTOM, sér. Pédol., Vol IX, n°1, pp. 43-81.
- BOURGEAT F. (1972) - Sols sur socle ancien à Madagascar. Types de différenciation et interprétation chronologique au cours du quaternaire. Mém. ORSTOM, Paris, n°57, 335p.
- BOYER PH. (1959) - De l'influence des termites de la zone intertropicale sur la configuration de certains sols. Rev. Géomorph. dym., X, n°1-2 et 3-4, pp. 41-44.
- BREWER R. (1964) - Fabric and mineral analysis of soils J. Wiley, New York, 470 p.

- BRINDLEY G. et SOUZA - SANTOS P de (1969) - New varieties of kaolin - group minerals and the problem of finding a suitable nomenclature. Int. Clay Conf., Jerusalem, 1, pp. 3-10
- BROWN G. (1961) - The X-ray identification and crystal structures of clay minerals. Miner. Soc. (Clay minerals group), London, 544 p.
- BRUNNAUER S., EMMET P.H., TELLER E. (1938) - Adsorption of gases in multimolecular layers. J. Amer. Chem. Soc., 60, pp. 309-319.
- BUTLER J.R. (1954) - The geochemistry and mineralogy of rock weathering (2) : The Nordmark area, Oslo. Geochim. Cosmochim. Acta, 6, pp. 268-281.
- CAHEN L. (1954) - Géologie du Congo Belge. Masson ed., 577 p.
- CAHEN L. et LEPERSONNE J. (1948) - Note sur la géomorphologie du Congo Occidental. Ann. Musée du Congo Belge. Tervuren (Belgique), Sc. Géol., 1, 95 p.
- CAHEN L. et LEPERSONNE J. (1954) - Etat actuel des connaissances relatives aux séries mésozoïques de l'intérieur du Congo. Bull. Soc. belge de Géol., LXIII, pp. 20-37.
- CAHEN L. et LEPERSONNE J. (1966) - Existence de trois orogénèses dans le Précambrien du Bas-Congo. C.R. Acad. Sci. Paris, 262, pp. 1181-1184.
- CAHEN L. et SNELLING N.J. (1966) - The geochronology of Equatorial Africa. North-Holland publishing Company ed., Amsterdam, 195 p.
- CAILLERE S., BIROT P. et HENIN S. (1952) - Formation d'un minéral argileux par altération expérimentale d'un gabbro. C.R. Acad. Sci. Paris, 234, pp. 2104-2106.
- CAILLERE S. et HENIN S. (1963) - Minéralogie des argiles. Masson ed., 355 p.
- CAMPBELL J.M. (1917) - Laterite, its origin, structure and minerals. Min. Mag., 17, 2, p. 67; 4, p. 171; 5, p. 220.
- CARROL D., et JONAS N.K. (1947) - Laterite developed on acid rocks in South-Western Australia. Soil Sci., 64, pp. 1-15.
- CHAUVEL A. et PEDRO G. (1967) - Considérations sur l'analyse granulométrique et le problème de la détermination de la constitution minéralogique élémentaire de certains sols tropicaux; nécessité et limites de la déferrification. C.R. Acad. Sci., Paris, 264 D, pp. 2089-2092.
- CHAUVEL A. (1972) - Contribution des études granulométriques et microscopiques à l'étude des matériaux pédologiques. Bull. de liaison du thème A, 1, Pédol., O.R.S.T.O.M., Brazzaville, pp. 43-64. multigr.
- CHATELIN Y. (1968) - Notes de pédologie gabonaise. 5. Géomorphologie et pédologie dans le sud Gabon, des monts Birougou au littoral, Cah. O.R.S.T.O.M., Paris, sér. Pédol., VI, 1, pp. 3-20.

- CHOUBERT B. (1957) - Essai sur la morphologie de la Guyane Française. Mémoires pour servir à l'explication de la carte géologique de France, Imprimerie Nat., Paris, 48 p.
- CHUKROV F.V., BERKLIN S.I., ERMILOVA L.P., MOLEVA V.A. et RUDNITSKAYA E.S. (1963) - Allophane from some deposits of the USSR, Proc. Intern. Clay conf., Pergamon Press, pp. 19-28.
- CHUKROV F.V. et ZVIYAGIN B.B. (1966) - Halloysite a crystallochemically and mineralogically distinct species. Proc. Intern. Clay Conf., Jerusalem, 1, pp. 11-25.
- CLABAUGH S.E. et BARNES V.E. (1957) - Origin of central Texas vermiculite deposits. Bull. Geol. Soc. Amer., 68, p. 1709 (abstract).
- CLAISSE G. (1972) - Etude sur la solubilisation du quartz en voie d'altération. Cah. O.R.S.T.O.M., Paris, sér. Pédol., X, 2, pp. 97-122.
- COLEMAN N.T. et CRAIG D. (1961) - The spontaneous alteration of hydrogen clay. Soil. Sci., 91, pp. 14-18.
- COLLEMAN N.T. (1962) - Decomposition of clays and the fate of aluminium. Econ. Geol., 57, pp. 1207-1218.
- COLLINET J. (1969) - contribution à l'étude des " stones-lines " dans la région du Moyen-Ogooué (Gabon). Cah. O.R.S.T.O.M., Paris, sér. Pédol., VII, 1, pp. 3-42.
- COLMET-DAAGE F., CUCALON F., DELAUNE M., GAUTHEYROU J. et M., MOREAU B. (1967) - Caractéristiques de quelques sols d'Equateur dérivés de cendres volcaniques, 2e partie : Conditions de formation et d'évolution. Cah. O.R.S.T.O.M., Paris, sér. Pédol., V, 4, pp. 353-391.
- COLMET-DAAGE F., DELAUNE F., ROBBART F., LOHIER G., YOUANCE J., GAUTHEYROU J. et M., FUSIL G., KOUKOUI M. (1969) - Caractéristiques et nature de la fraction argileuse de quelques sols rouges d'Haïti situés sur calcaires durs. Cah. O.R.S.T.O.M., Paris, sér. Pédol., VII, 3, pp. 345-413.
- COLMET-DAAGE F., KIMPE C. de, SIEFFERMANN G., DELAUNE M., FUSIL G. (1970) - Caractéristiques de quelques sols dérivés de cendres volcaniques de la côte pacifique du Nicaragua. Cah. O.R.S.T.O.M., Paris, sér. Pédol., VIII, 2, pp. 113-172.
- COLMET-DAAGE F., GAUTHEYROU M., KIMPE C. de et FUSIL G. (1972) - Dispersion et étude des fractions fines des sols à allophanes des Antilles et d'Amérique latine - 1ere partie - Dispersion. Cah. O.R.S.T.O.M., Paris, sér. Pédol., X, 2, pp. 169-191.
- CORRENS C.W. et ENGELHART W. von (1938) - Neue Untersuchungen über die Verwitterung des Kalifeldspates. Chem. Erde, 12, pp. 1-22.

- CORRENS C.W. et ENGEL-ARDT W. von (1940) - Die chemische Verwitterung der Silicate. Naturwissen., 28, pp. 369-376.
- COSSON J. (1955) - Notice explicative sur les feuilles Pointe-Noire et Brazzaville. Carte géol. de reconnaissance au 500.000e. Dir. Mines et Géol. A.E.F., Brazzaville, 56 p.
- COSSON J. (1956) - Coupure Pointe-Noire et Brazzaville. Bull. Direct. Mines et Géol., A.E.F., 7, pp. 7-11.
- COSSON J. (1957) - Données nouvelles sur le système de l'Ogooué et les roches cristallines associées. Bull. Direct. Mines et Géol. A.E.F., Brazzaville, 8, P. 21-34.
- COSSON J. (1961) - Reconnaissance géologique de la région centrale de la coupure Port-Gentil Est (Gabon). Bull. Inst. Equat. de Rech. et d'Etudes Géol. et Minières, 14, pp. 11-14.
- DADET P. (1966) - Essai de réinterprétation stratigraphique des formations précambriennes du Mayombe Congolais. Bull. B.R.G.M., 2, pp. 77-91.
- DADET P. (1969) - Notice explicative de la carte géologique de la république du Congo - Brazzaville au 1/500.000. Mém. B.R.G.M., 70, 100 p.
- DEJOU J., GUYOT J., CHAUMONT C., ANTOINE H. (1967) - Présence de gibbsite et de gels alumino-siliciques dans la fraction argileuse extraite de quelques arènes et sols du massif de granite à deux micas de la Pierre-qui-vire (Yonne-Nièvre). C.R. Acad. Sci., Paris, 264 D, pp. 1973-1976.
- DEJOU J., GUYOT J., PEDRO G., CHAUMONT C. et ANTOINE H. (1968) - Nouvelles données concernant la présence de gibbsite dans les formations d'altération superficielle des massifs granitiques (cas du Cantal et du Limousin). C.R. Acad. Sci., Paris, 266 D, pp. 1825-1827.
- DE KIMPE C., GASTUCHE M.C., BRINDLEY G.W. (1961) - Ionic coordination in alumino-silic gels in relation to clay mineral formation. Amer. Mineral., 46, pp. 1370-1381.
- DELVIGNE J. (1965) - Pédogenèse en zone tropicale. La formation des minéraux secondaires en milieu ferrallitique. Mém. O.R.S.T.O.M., Paris, 13, 177 p.
- DELVIGNE J. et MARTIN H. (1970) - Analyse à la microsonde électronique de l'altération d'un plagioclase en kaolinite par l'intermédiaire d'une phase amorphe. Cah. O.R.S.T.O.M., Paris, sér. Géol., II, 2, pp. 259-295.
- DENNEFELD F., SIFFERT B. et WEY R. (1970) - Etude de l'influence des complexants de l'aluminium et du broyage des hydroxydes d'aluminium sur formation hydrothermale de la kaolinite. Bull. Gr. Fr. Argiles, 22, pp. 179-190.

- DE PLOEY J. (1965) - Position géomorphologique, genèse et chronologie de certains dépôts superficiels du Congo occidental. *Quaternaria*, VII, Roma, pp. 131-154.
- DERRUAU M. (1956) - Précis de géomorphologie. Masson, 413 p.
- DERRUAU M. (1969) - Les formes du relief terrestre. Notions de géomorphologie. Masson, 120 p.
- DEVIGNE J.P. (1966) - Une chaîne précambrienne intracontinentale : la chaîne Ouest-Congolienne de l'Afrique centrale. *Rev. Géog. Phys. et de Géol. Dyn.*, VIII, Fasc. 5, pp. 359-383.
- DOUILLET PH. et NICOLAS J. (1969) - Les minéraux du kaolin. Historique, Réflexions concernant les diverses classifications et nomenclatures. Proposition d'une nomenclature nouvelle. *Bull. Soc. Fr. Céram.*, 83, pp. 87-114.
- ENDREDEY A.S. de (1963) - Estimation of free iron oxides in soils and clays by a photolytic method. *Clay Miner. Bull.*, 29, 5, pp. 209-217.
- ESTEOULE J. (1965) - Evolution des gels alumino-siliciques en présence de solutions magnésiennes et salines concentrées. *Bull. Soc. Géol. et Minéral. de Bretagne*, 1964-1965, N.S., pp. 1-79.
- ESWARAN H. (1972) - Morphology of allophane, imogolite and halloysite. *Clay Min.*, 9, 3, pp. 281-285.
- FAUCK R. (1972) - Contribution à l'étude des sols des régions tropicales. Les sols rouges sur sables et sur grès d'Afrique Occidentale. *Mém. O.R.S.T.O.M.*, Paris, 61, 257p.
- FELIPE-MORALES C. et RASSEL A. (1972) - Observation sur le fer libre de fractions argileuses de sols au moyen du microscope électronique. *Pédologie*, Gand, XXII, 2, pp. 238-245.
- FEUGUEUR L., POMEROL C. et TOUTIN N. (1966) - Sur l'origine et le mode de dépôt de calloutis et limons quaternaires du Gabon. *Quaternaria*, Roma, VIII, 15, pp. 193-203.
- FIELDES M. et WILLIAMSON K.I. (1955) - Clay mineralogy of New Zealand soils. *N.Z. Jl. Sci. Techn.*, B37, pp. 314-335.
- FIELDES M. (1966) - The nature of allophane in soils. 1. Significance of structural randomness in pedogenesis. *N.Z. Jl. Sci. Techn.*, 9; pp. 599-607.
- FIELDES M. et FURKERT R.J. (1966) - The nature of allophane in soils. 2. Differences in composition. *N.Z. Jl. Sci. Techn.*, 9, pp. 608-622.
- FIELDES M. et PERROT K.W. (1966) - The nature of allophane in soils. 3. Rapid field and laboratory test for allophane. *N.Z. Jl. Sci. Techn.*, 9, pp. 623-629.

- FOSTER M.D. (1960) - Interpretation of the composition of trioctahedral micas. U.S. Geol. Surv., Prof. Paper, 345B, pp. 11-48.
- FOSTER M.D. (1963) - Interpretation of the composition of vermiculites and hydrobiotites. Clays and Clay Min., (10th Nat. Conf.), Pergamon Press, pp. 70-89.
- FOX C.S. (1923) - The bauxite and aluminous laterite occurrences of India. Mem. Geol. Surv. India, 49, Part 1, pp. 1-287.
- FRINK C.R. (1965) - Characterization of aluminium interlayers in soil clays. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 29, pp. 379-382.
- FRIPIAT J.J. et GASTUCHE M.C. (1952) - Etude physico-chimique des surfaces des argiles : Les combinaisons de la kaolinite avec les oxydes de fer trivalents. Publ. I.N.E. A.C., 54, 60 p.
- FRIPIAT J.J., KIMPE C. de et HERBILLON A. (1966) - Synthesis of analcite and clay mineral in relation to the reactivity of the starting materials. Proc. Int. Clay Conf., Jerusalem, 1, pp. 109-119.
- GORDON M. et TRACEY J.I. (1952) - Origin of the Arkansas bauxite deposits. Problems of clay and laterite genesis. A.I.M.M.E. Symp., pp. 12-34.
- GRAHAM E.R. (1949) - The plagioclase feldspars as an index to soil weathering. Soil. Sci. Soc. Amer. Proc., 14, pp. 300-302.
- GRANDIN G. et DELVIGNE J. (1969) - Les cuirasses de la région birrimienne volcano-sédimentaire de Toumodi, jalons de l'histoire morphologique de la Côte d'Ivoire. C.R. Acad. Sci., Paris, 269 - D, pp. 1474-1477.
- GRANDIN G. (1973) - Aplanissements cuirassés et enrichissement des gisements de manganèse dans quelques régions d'Afrique de l'Ouest. Thèse U.L.P., Strasbourg, 410 p., Mém. O.R.S.T.O.M. (sous presse).
- GRAS F. (1970) - Surfaces d'aplanissement et remaniement des sols sur la bordure orientale du Mayombe. Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Pédol., VIII, 3, pp. 273-294.
- GUILLEMIN R. (1959) - Les facteurs physiques du milieu conditionnant la production agricole dans la république du Congo. Haut Commissariat Gén., Brazzaville, 1, 110 p., multigraph.
- GUILLOT B. (1969) - Note sur les anciennes mines de fer du pays Nzabi dans la région de Mayoko. Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Sci. Hum., VI, 2, pp. 93-99.
- GAC J.Y. (1968) - Les altérations de quelques roches cristallines des Vosges - Etude minéralogique et géochimique. Thèse 3^e Cycle, Strasbourg, 77 p.

- GARRELS R.M. et HOWARD P.F. (1959) - Reaction of mica and feldspar with water at low temperatures. Clays and Clay Min., 6th Nat. Conf., Pergamon Press, pp. 68-88.
- GASTUCHE M.C., DELVIGNE J. et FRIPIAT J.J. (1954) - Altération chimique des kaolinites. C.R. 5ème Congrès Int. Sci. Sol, Leopoldville, 2, pp. 439-449.
- GASTUCHE M.C. (1959) - Etude de l'altération de la kaolinite par divers agents chimiques. Siliç. Indus., Bruxelles, XXIV, pp. 237-244.
- GASTUCHE M.C., FRIPIAT J.J., KIMPE C. de (1961) - La genèse des minéraux de la famille du kaolin. I. Aspect colloïdal. Coll. Intern. C.N.R.S., Paris, 105, pp. 57-65.
- GASTUCHE M.C. et KIMPE C. de (1961) - La genèse des minéraux de la famille du kaolin. II. Aspect cristallin. Coll. Intern. C.N.R.S., Paris, 105, pp. 67-81.
- GASTUCHE M.C. et HERBILLON A. (1962) - Synthèse et genèse de l'hydrargillite. C.R. Acad. Sci., Paris, 254, pp. 1105-1107.
- GOLDICH S.S. (1938) - A study in rock weathering. Jl. Geol., 46, pp. 17-23.
- GOLDMAN M.L. et TRACEY J.I. (1946) - Relations of bauxite and kaolin in the Arkansas bauxite deposits. Econ. Geol., 41, pp. 567-575.
- HARDY F. et RODRIGUES G. (1939) - Soil genesis from andesite in Grenada. British West Indies. Soil Sci., 48, pp. 361-384.
- HARDER H. (1970) - Kaolinite - Synthese bei niedrigen Temperaturen. Naturwissen., 57, 4, p. 193.
- HARRASSOWITZ H. (1926) - Laterit. Fortschr. Geol. Paleont., Berlin, 4, pp. 253-565.
- HARRISSON J.B. (1933) - The catamorphism of igneous rocks under humid tropical conditions. Imp. Bur. Soil. Sci., Harpenden, 79 p.
- HEINZELIN J. de (1952) - Sols, paleosols et désertifications anciennes dans le secteur Nord-Oriental du bassin du Congo. I.N.E.A.C., Bruxelles, 168 p.
- HEINZELIN J. de (1955) - Observation sur la genèse des nappes de gravats dans les sols tropicaux. I.N.E.A.C., Bruxelles, sér. Sci., 64, 37 p.
- HEINZELIN J. de (1962) - Les formations du Western Rift et de la Cuvette Congolaise. Ann. Mus. roy. Afr. Centr., Sc. humaines, 40, pp. 219-242.

- HEM J.D., ROBERSON C.E., LIND C.J. et POLZER W.L. (1973) - Chemical interactions of aluminium with aqueous silica at 25°C. U.S. Geol. Surv., Water-Supply Paper, 1827 E.
- HERBILLON A. et GASTUCHE M.C. (1962) - Synthèse et genèse de l'hydrargillite. C.R. Acad. Sci., Paris, 254, pp. 1105-1107.
- HETIER J.M. et TARDY Y. (1969) - Présence de vermiculite-Al, montmorillonite-Al et chlorite-Al et leur répartition dans quelques sols des Vosges. C.R. Acad. Sci., Paris, 268, pp. 259-261.
- HERVIEU J. (1970) - Le Quaternaire du Nord Cameroun, schéma d'évolution géomorphologique et relation avec la pédogenèse. Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Pédol., VIII, 3, pp. 295-317.
- HINCKLEY D.N. (1963) - Variability in "crystallinity" values among the kaolin deposits of coastal plain of Georgia and South Carolina. Clays and Clay Min., 11th Nat. Conf. (1962), Pergamon Press, pp. 229-235.
- HOFFERT M. (1973) - Les minéraux argileux dans quatre carottes de l'Atlantique Nord. Essai d'interprétation sédimentologique. Thèse 3^e cycle, ULP, Strasbourg, 53 p.
- HUANG P.M. (1966) - Mechanism of neutral fluoride interaction with soil clay mineral and silica solubility scale for silicates common in soils. Thèse Univ. Wisconsin, Dissert. Abstr., 26, pp. 6269-6270.
- HUANG W.H. et KIANG W.C. (1972) - Laboratory dissolution of plagioclase feldspars in water and organic acids at room temperature. Am. Mineral., 57, 11-12, pp. 1849-1859.
- HURAUULT J. (1967) - L'érosion régressive dans les régions tropicales humides et la genèse des inselbergs granitiques. I.G.N., Paris, Etudes de photo - interprétation n°3, 68 p.
- JACKSON M.L. (1959) - Frequency distribution of clay minerals in major great soil group as related to the factors of soil formation. Clays and Clay Min., 6th Nat. Conf. (1957) pp. 133-143.
- JACKSON M.L. (1963) - Interlayering of expansible layer silicates in soils by chemical weathering. Clays and Clay Min., 11th Nat. Conf. (1962), pp. 29-46.
- JACKSON M.L. (1965) - Clay transformation in soil genesis during the Quaternary. Soil Sci., 99, pp. 15-22.
- JANOT Ch., GIBERT H., GRAMONT X. de, BIAIS R. (1971) - Etude des substitutions Al-Fe dans des roches latéritiques. Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr., Paris, 94, pp. 367-380.

- JOHNSON L.J. , MATELSKI R.P. et ENGLE C.F. (1963) - Clay mineral characterization of modal soil profiles in several Pennsylvania countries. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 27, 5, pp. 568-572.
- JONES L.H.P., MILNE A.A. et ATTIWIL P.M. (1964) - Dioctahedral vermiculite and chlorite in highly weathered red loams in Victoria, Australia. Soil. Sci. Soc. Amer. Proc., 28, 1, pp. 108-113.
- KARPOFF A.M. (1973) - Géochimie de deux toposéquences de sols tropicaux du Tchad. Thèse 3^o cycle, U L P, Strasbourg, 70 p., multigr.
- KING L.C. (1961) Cymatogeny. Trans. geol. Soc. South Africa, LXIV, pp. 1-20.
- KIRKMANN J.H., MITCHELL B.D. et MACKENSIE R.C. (1966) - Distribution in some Scottish soils of an inorganic gel system related to "allophane". Trans. roy. Soc., Edimburgh, 66, pp. 393-418.
- KLAGES M.G. et WHITE J.L. (1957) - A chlorite - like mineral in Indiana soils. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 21, pp. 16-20.
- KÖSTER H.M. (1963) - Indian laterites. Records of Geol. Surv. India, 93, 1, pp. 165-214.
- KRAUS I. et HORVATH I. (1972) - To the problem of "Fire-clay mineral" Int. Clay Conf., kaolin symposium, Madrid, pp. 3-15, preprints.
- KRAUS I., HORVATH I., SAMAJOVA E. et GERTHOFFERROVA H. (1972) - Study of intercalation abilities of kaolinite group minerals, Geologicky Zbornik. Geologica Carpathia, XXIII, 2, Bratislava, pp. 281-295.
- LACROIX A. (1913) - Les latérites de la Guinée et les produits d'altération qui leur sont associés . Nouv. Arch. Muséum, 5, pp. 255-356.
- LAGACHE M., WYART J. et SABATIER G. (1961) - Mécanisme de la dissolution des feldspaths dans l'eau pure ou chargée de CO₂ à 200°C C.R. Acad. Sci., Paris, 253, pp. 2.296- 2.299.
- LAGACHE M. (1965) - Contribution à l'étude de l'altération des feldspaths dans l'eau, entre 100° et 200°C, sous diverses pressions de CO₂, et application à la synthèse des minéraux argileux. Bull. Soc. Fr. Miner. Crist., LXXXVIII, pp. 223-253.
- LA IGLESIA - FERNANDEZ A. et MARTIN - VIVALDI J.L. (1972) - A contribution to the synthesis of kaolinite. Int. Clay. Conf., Madrid, I, pp. 227-240. Preprints.

- LAMOUREUX M. (1973) - Andosols; note de synthèse sur les travaux des pédologues de l'O.R.S.T.O.M. Bull. liaison du thème D, O.R.S.T.O.M., Paris, Pédol., pp. 105-125, multigr.
- LAPORTE G. (1962) - Reconnaissance pédologique le long de la voie ferrée COMILOG (république du Congo). Centre O.R.S.T.O.M., Brazzaville, MC119, 149 p., multigr.
- LAPPARENT J. de (1939) - La décomposition latérale du granite dans la région de Macenta (Guinée française). C.R. Acad. Sci., Paris, 208, pp. 1465-1467.
- LARQUE PH. (1970) - Compilations d'analyses chimiques. Centre Géoch. Sed. Surf., C.N.R.S., Strasbourg, 4 p. multigr.
- LE DRED R. (1968) - Contribution à l'étude d'un interstratifié mica-vermiculite. Formation de complexes salins interfoliaires. Réactions d'oxydo-réduction au sein du feuillet silicaté. Thèse Fac. Sci., Strasbourg, 208 p., multigr.
- 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 Sci., Paris, O.R.S.T.O.M., 210 p.
- LEONARD A., SUZUKI Sho., FRIPIAT J.J. et DE KIMPE C. (1964) - Structure and properties of amorphous silico-aluminas - I. Structure from X-ray fluorescence spectroscopy and I.R. spectroscopy. J. Phys. Chem., 68, pp. 2608-2617.
- LEPERSONNE J. (1956) - Les aplanissements d'érosion du nord-est du Congo belge et des régions voisines. Mém. Acad. Roy. Sci. Colon., Cl. Sci. nat. méd., in 8°, n.s., IV, fasc. 7, 109 p.
- LEVEQUE A. (1969) - Le problème des sols à nappes de gravats au Togo. Cah. O.R.S.T.O.M., Paris, sér. Pédol., VII, 1, pp. 43-69.
- LINARES J. et HUERTAS F. (1971) - Kaolinite synthesis at room temperature, Science, Washington D.C., 171, pp. 896-897.
- LOWENSTEIN W. (1954) - The distribution of aluminium in the tetrahedra of silicates and aluminates. Amer. Miner., 39, pp. 92-96.
- LUCAS J., CAMEZ T. et MILLOT G. (1959) - Détermination pratique aux rayons X des minéraux argileux simples et interstratifiés. Bull. Serv. carte géol. Als. Lorr., 12, pp. 21-33.
- LUCAS J. (1962) - La transformation des minéraux argileux dans la sédimentation. Etudes sur les argiles du Trias. Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr., 23, 202 p.

- MAKUMBI L. et HERBILLON A. (1972) - Vermiculitisation expérimentale d'une chlorite. Bull. Gr. fr. Argiles, XXIV, pp. 153-164.
- MANTIN I., GLASER R. et MERING J. (1959) - Observation sur la montmorillonite acide. Cations H et Al. Verres et Silic. Indust., Bruxelles, 24, 2, pp. 131-132.
- MARTIN D. (1967) - Géomorphologie et sols ferrallitiques dans le Centre-Cameroun. Cah. O.R.S.T.O.M., Paris, sér. Pédol., V, 2, pp. 189-218.
- MARTIN D. (1970) - Quelques aspects des zones de passages entre surfaces d'aplanissement du Centre-Cameroun. Cah. O.R.S.T.O.M., Paris, sér. Pédol., VIII, 2, pp. 219-239.
- MATHIEU PH. (1971) - Erosion et transport solide sur un bassin versant forestier tropical (bassin de l'Amitiouro-Côte d'Ivoire). Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Géol., III, 2, pp. 115-143.
- MAUREL P. (1968) - Sur la présence de gibbsite dans les arènes du massif du Sidobre (Tarn) et de la Montagne Noire. C.R. Acad. Sci., Paris, 266D, 7, pp. 652-653.
- MICHEL P. (1959) - L'évolution géomorphologique des bassins du Sénégal et de la Haute Gambie. Ses rapports avec la prospection minière. Rev. Géomorph. Dyn., X, 5-12, pp. 117-143.
- MILLOT G., BONIFAS M. (1955) - Transformations isovolumétriques dans les phénomènes de latéritisation et bauxitisation. Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr., 8, 1, pp. 3-20.
- MILLOT G. (1964) - Géologie des argiles. Masson ed., Paris, 499 p.
- MILLOT G. et FAUCK R. (1971) - Sur l'origine de la silice, des sili-cifications climatiques et des diatomites quaternaires du Sahara. C.R. Acad. Sci., Paris, 272D, pp. 4-7.
- MILLOT G. (1972) - Data and tendencies of recent years in the field genesis of clays and clay minerals. Int. Clay conf., Madrid, 1, pp. 205-212., preprints.
- MINATO H. et UTADA M. (1972) - A mode of occurrence of halloysite from Otaki, Nagano Prefecture, Central Japan. Int. Clay Conf., Madrid, kaolin symposium, pp. 31-39, preprints.
- MONCHOUX P. (1961) - Etudes minéralogiques dans le massif de la Bessenois (Aveyron). Bull. Soc. Hist. Nat., Toulouse, 96, 3 et 4, pp. 299-360.
- MURRAY H.M. et LYONS S.C. (1956) - Degree of cristal perfection of kaolinite. Clays and Clay Miner., 4, pp. 31-40.
- NAKAMURA M.T. et SHERMAN G.D. (1965) - The genesis of halloysite and gibbsite from mugearite on the island of Mani. Techn. Bull. Hawaii agr. exper. Stn., 62, 36 p.

- NEWMAN A.C.D. et BROWN G. (1966) - Chemical changes during the alteration of micas. *Clay Min.*, 6, 4, pp. 297-309.
- NEWMAN A.C.D. (1967) - Changes in phlogopites during their artificial alteration. *Clay Min.*, 7, 2, pp. 215-227.
- NICOLAS J. et VERDIER J. (1965) - Contribution à l'étude géochimique de l'altération des terrains métamorphiques de la "Serra de Imataca" (Rio Caroni, Guyane vénézuélienne). *Rev. Géorg. Phys. Géol. Dynam.*, VII, 4, pp. 311-321.
- NICOLINI P. (1959) - Le synclinal de la Nyanga (zone de la boucle du Niari). Contribution à l'étude des minéralisations stratiformes du Moyen-Congo. *Bull. Dir. Mines et Géol. A.E.F., Brazzaville*, 10, 150p.
- NORRISH K. et TAYLOR R.M. (1961) - The isomorphous replacement of iron by aluminium in soil goethites. *J. Soil. Sci., Oxford*, 12, 2, pp. 294-306.
- NOUVELOT J.F. (1969) - Mesure et étude des transports solides en suspension au Cameroun. *Cah. O.R.S.T.O.M., Paris, sér. Hydrol.*, VI, 4, pp. 43-85.
- NOVIKOFF A. (1970) - L'altération des roches dans le massif du Chaillu. Etude des horizons superficiels, leurs relations avec les horizons d'altération. *O.R.S.T.O.M., Brazzaville*, M C 164, 65 p., multigr.
- NOVIKOFF A., TSAWLASSOU G., GAC J.Y., BOURGEAT F. et TARDY Y. (1972) - Altération des biotites dans les arènes des pays tempérés, tropicaux et équatoriaux. *Sci. Géol., Bull.*, 25, 4, pp. 287-304., Strasbourg.
- OBERLIN A. et TCHOUBAR C. (1959) - Etude en microscopie et diffraction électroniques de l'altération de la kaolinite par l'eau. Influence des sels dissous. *Silic. Indus., Bruxelles*, 24, pp. 197-202.
- OBERLIN A. et TCHOUBAR C. (1960) - Etude en microscopie et microdiffraction électronique de l'altération des cristaux de la kaolinite par une solution acide. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 250, pp. 728-729.
- OBERLIN A. et TCHOUBAR C. (1960) - Etude en microscopie et microdiffraction électroniques des épitaxies du fireclay sur la kaolinite. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 250, pp. 875-877.
- OBERLIN A. , TCHOUBAR C., SCHILLER C., PEZERAT H. et KOVACEVIC (1961) - Etude du fire-clay produit par altération de la kaolinite et de quelques fire-clay naturels. *Coll. Int., CNRS (1962)*, 105, pp. 45-55.
- OBERLIN A. et TCHOUBAR C. (1966) - Formation de la kaolinite par altération de l'albite par l'eau à 200°C. *Bull. Gr. fr. Argiles*, XVIII, 13, pp. 49-51.

- OLLIER C.D. (1959) - A two cycle theory of tropical pedology J. Soil. Sci. Oxford, 10, pp. 137-148.
- PAQUET H. (1970) - Evolution géochimique des minéraux argileux dans les altérations et les sols des climats méditerranéens et tropicaux à saisons contrastées. Thèse (1969) et Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr., Strasbourg, 30, 212 p.
- PARHAM W.E. (1969) - Halloysite-rich tropical weathering products of Hong Kong. Int. Clay Conf., Tokyo, 1, pp. 403-416.
- PARHAM W.E. (1969) - Formation of halloysite from feldspar : low temperature, artificial weathering versus natural weathering, Clays Clay Miner., Pergamon Press, 17, 1, pp. 13-22.
- PEDRO G. (1958) - Premiers résultats concernant la réalisation expérimentale d'un processus de latérisation. C.R. Acad. Sci., Paris, 247, pp. 1217-1220.
- PEDRO G. (1964) - Contribution à l'étude expérimentale de l'altération géochimique des roches cristallines. Thèse et Ann. Agron., Paris, 15, 2, pp. 85-191; 15, 3, pp. 243-333; 15, 4, pp. 339-456.
- PEDRO G. et BERRIER J.C.R. (1966) - Sur l'altération expérimentale de la kaolinite et sa transformation en boehmite par lessivage à l'eau. C.R. Acad. Sci., Paris, 262 D, pp. 729-732.
- PEDRO G. et LUBIN J.C. (1968) - Etudes sur l'évolution géochimique de gels aluminosolocoques et la formation des hydroxydes d'aluminium en conditions de libre drainage. Ann. Agron., Paris, 19, 3, pp. 293-347.
- PEDRO G. (1969) - Essai d'évaluation de la vitesse d'hydrolyse d'une kaolinite en conditions expérimentales "latérisantes" C.R. Acad. Sci., Paris, 269 D, pp. 2517-2519.
- QUANTIN P. (1972) - Note sur la nature et la fertilité des sols sur cendres volcaniques provenant d'éruptions récentes dans l'archipel des Nouvelles-Hébrides. Cah. O.R.S.T.O.M., Paris, sér. Pédol., X, 2, pp. 123-151; X, 3, pp. 207-217.
- QUANTIN P. (1973) - Andosols saturés sur cendres basaltiques des Nouvelles-Hébrides. Bull. Liaison thème D, Pédol., O.R.S.T.O.M., Paris, 2, pp. 78-104, multigr.
- QUANTIN P. (1973) - Hypothèses sur la genèse des andosols en climat tropical. Bull. liaison thème D, pédol., O.R.S.T.O.M., Paris, 2, pp. 126-137, multigr.
- QUIGLEY RM. et MARTIN R.T. (1963) - Chloritized weathering products of a New-England glacial till.-Clays Clay Min., 10th Nat. Conf., 1961, Pergamon Press, pp. 107-116.

- RANGE K.J., RANGE A. et WEISS A. (1969) - Fire-clay type kaolinite or fire-clay mineral? Experimental classification of kaolinite-halloysite minerals. Int. Clay Conf., Tokyo, 1, pp. 3-13.
- RICH C.I. et COOK M.G. (1963) - Formation of dioctahedral vermiculite in Virginia soils. Clays Clay Min., 10th Nat. Conf., 1961, pp. 96-106.
- RICH C.I. et OBENSHAIN S.S. (1955) - Chemical and clay properties of a red-yellow podzolic soil derived from muscovite schist-soil. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 19, pp. 334-339.
- RIOU CH. (1972) - Etude de l'évaporation en Afrique Centrale (Tchad, République Centre-africaine, Congo) Contribution à la connaissance des climats. Thèse, Paris VI, O.R.S.T.O.M., 205 p.
- RIQUIER J. (1969) - Contribution à l'étude des "stone -lines" en région tropicale et équatoriale. Cah. O.R.S.T.O.M., Paris, sér. Pédol., VII, 1, pp. 71-110.
- ROBERT M. (1970) - Etude expérimentale de la désagrégation du granite et de l'évolution des micas. Thèse Sci., Paris, et Ann. Agr. Paris, 181 p.
- RODRIQUE L., PONCELET G. et HERBILLON A. (1972) - Importance of the silica subtraction process during the hydrothermal kaolinitisation of amorphous silico-aluminas. Int. Clay Conf., Madrid, 1, pp. 241-253., preprints.
- ROUGERIE G. (1960) - Le façonnement des modelés en/d'Ivoire forestière. Thèse et Mém. IFAN, Dakar, 58, 542 p.
- RUHE R.V. (1954) - Erosion surfaces of Central African interior plateaus. INEAC, Bruxelles, sér. Sci., 59, 38 p.
- RUHE R.V. (1956) - Landscape evolution in the high Ituri (Belgian Congo). INEAC, Bruxelles, sér. Sci., 66, 91 p.
- RUHE R.V. (1959) - Stone lines in soils. Soil Sci., 87, pp. 223-231.
- SCANVIC J.Y. (1957) - Etude pétrochimique du granite du Chaillu. Bull. Dir. Mines et Géol. AEF, Brazzaville, 8, pp. 61-68.
- SCOLARI G. (1965) - Etude géologique du Niari oriental (République du Congo) et ses minéralisations, cuivre, plomb, zinc. Mém. BRGM, 35, 234 p.
- SEDDOH F.K., PEDRO G., ROBERT M. et DEJOU J. (1969) - Sur l'évolution des biotites et la formation d'intergrades à 14 Å (vermiculite-chlorite) dans les arènes granitiques de Tazilly. C.R. Ac. Sc., Paris, 268 D, pp. 1901-1904.

- SEGALEN P. (1957) - Etude des sols dérivés de roches volcaniques basiques à Madagascar. Thèse et Mém. Inst. Sc. Madagascar, D, 8, 182 p.
- SEGAI P. (1964) - Le fer dans les sols. Init. Doc. tech. O.R.S.T.O.M., 4, Paris, 150 p.
- SEGAI P. (1965) - Les produits alumineux dans les sols de la zone tropical humide, Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Pédol., Paris, III, 2, pp. 149-176.; 3, pp. 179-204.
- SEGAI P. (1967) - Les sols et la géomorphologie du Cameroun. Cah. O.R.S.T.O.M., Paris, sér. Pédol., V, 2, pp. 137-187.
- SEGAI P. (1968) - Note sur une méthode de détermination des produits minéraux amorphes dans certains sols à hydroxydes tropicaux. Cah. O.R.S.T.O.M., Paris, sér. Pédol., VI, 1, pp. 105-126.
- SEGAI P. (1969a) - Le remaniement des sols et la mise en place de la "stone-line" en Afrique. Cah. O.R.S.T.O.M., Paris, sér. Pédol., VII, 1, pp. 113-127.
- SEGAI P. (1969b) - Contribution à la connaissance de la couleur des sols à sesquioxides de la zone intertropicale : sols jaunes et sols rouges. Cah. O.R.S.T.O.M., Paris, sér. Pédol., VII, 2, pp. 225-236.
- SEGAI P. (1970) - Extraction du fer libre des sols à sesquioxides par la méthode de de Endredy par irradiation à l'ultra violet de solutions oxaliques. Cah. O.R.S.T.O.M., Paris, sér. Pédol., VIII, 4, pp. 483-496.
- SEGALEN P. (1973) - Quelques progrès récents dans la connaissance des produits amorphes des sols. Bull. liaison thème D., Pédol., O.R.S.T.O.M., Paris, 2, pp. 4-27, multigr.
- SHAWNEY B.L. (1958) - Aluminium interlayers in soils clay minerals montmorillonite and vermiculite. Nature, London, 182, pp. 1595-1596.
- SHERMAN G.D. (1950) - Gibbsite-rich soils of the Hawaiian Island. Univ. Hawaii Agric. Expt. Stn. Bull., 116, pp. 1-23.
- SHERMAN G.D. (1952) - The titanium of Hawaiian soils and its significance. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 16, pp. 15-18.
- SHERMAN G.D., MATSUSAKA Y. (1965) - Occurrence of gibbsite nodules in the koolau family of Kawai. J. Sed. Petrol., 35, pp. 504-507.
- SHIMANE H. (1969) - In the clays of Japan. VIII. Vermiculite and allied minerals. Geol. Surv. Japan, pp. 139-142.
- SIEFFERMANN G., JEHL G. et MILLOT G. (1968) - Allophanes et minéraux argileux des altérations récentes des basaltés du Mont Cameroun. Bull. Gr. franç. Argiles, XX, pp. 109-129.

- SIEFFERMANN G. et MILLOT G. (1968) - L'halloysite des sols jeunes sur balsates récents du Centre Cameroun. Bull. Gr. franç. Argiles, XX, pp 25-38.
- SIEFFERMANN G. (1973) - Les sols de quelques régions volcaniques du Cameroun. Variations pédologiques et minéralogiques du milieu équatorial au milieu tropical. Thèse (1969) Mém. O.R.S.T.O.M., Paris, 66, 183 p.
- SIFFERT B. (1962) - Quelques réactions de la silice en solution : la formation des argiles. Mém. Carte Géol. Als. Lorr., XXI, pp. 1-86.
- SIFFERT B. et DENNEFELD F. (1971) - Etude de l'influence des acides minéraux forts sur la synthèse de la kaolinite à partir du mélange gibbsite-silice amorphe. Bull. Gr. franç. argiles, XXIII, pp. 91-106.
- SIFFERT B., WEY R. (1972) - Contribution à la connaissance de la synthèse des kaolins. Int. Clay conf. Madrid, 1, pp. 213-226, *preprints*.
- STEVENS R.E., CARRON M.K. (1948) - A simple field test for distinguishing minerals by abrasion pH. Amer. Min., 33, pp. 31-49.
- STOOPS G. (1967) - Le profil d'altération au Bas-Congo (Kinshasa). Sa description et sa genèse, Pédologie, Gand, XVII, 1, pp. 60-105.
- STOOPS G. (1968) - Micromorphology of some characteristic soils of the lower Congo (Kinshasa). Pédologie, Gand, XVIII, pp. 110-149.
- SWINDALE L.D. et SHERMAN G.D. (1964) - Hawaiian soils from volcanic ash. World soil resources, Rep. 14, FAO, Roma, 36 p.
- TAMURA T., JACKSON M.L. et SHERMAN G.D. (1953) - Mineral content of low humic, humic and hydrol humic latosols of Hawaii. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 17, pp. 343-346.
- TAMURA T. (1956) - Weathering of mixed-layer clays in soil. Clays Clay Min., Whashington D.C., 4th Nat. Conf., 1955, pp. 413-422.
- TCHOUBAR C. (1965) - Formation de la kaolinite à partir d'albite altérée par l'eau à 200°C. Etude en microscopie et diffraction électroniques. Thèse Fac. Sci. Paris, 132 p.
- TARDY Y. et GAC J.Y. (1968) - Les minéraux argileux dans quelques sols et arènes des Vosges cristallines. Présence de vermiculite-Al. Hypothèse de la néoformation des vermiculites et montmorillonites. Bull. Serv. carte géol. Als. Lorr., 21, 4, pp. 285-304.
- TARDY Y. (1969) - Géochimie des altérations. Étude des arènes et des eaux de quelques massifs cristallins d'Europe et d'Afrique. Thèse et Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr., 31, 199 p.

- THIRY M. (1973) - Les sédiments de l'Eocène inférieur du Bassin de Paris et leurs relations avec la paléoaaltération de la craie. Thèse 3^o cycle, U L P Strasbourg, 79 p., multigr.
- TRAN V.A. (1967) - Les systèmes ternaires "oxydes de fer-silice-kaolinite" et la pédogenèse des sols tropicaux. Thèse Lab. Phys. Chimie, Univ. Cath. Louvain.
- TRESCASES J.J. (1973) - L'évolution géochimique supergène des roches ultrabasiques en zone tropicale et la formation des gisements nickélifères de Nouvelle-Calédonie, Thèse U L P Strasbourg, 347 p. Mém. O.R.S.T.O.M. à paraître.
- TRICART J. et CAILLEUX A. (1965) - Traité de géomorphologie. Tome V. Le modelé des régions chaudes. Forêts et savanes, SEDES, Paris, 322 p.
- TRICHET J. (1969) - Contribution à l'étude de l'altération expérimentale des verres volcaniques. Thèse Fac. Sci. Paris, 232 p. multigr.
- TSAWLASSOU G. (1971) - Géochimie de l'altération des roches granitiques et gneissiques en pays tropical et équatorial. Evolution des biotites et des feldspaths. Thèse 3^o Cycle U L P Strasbourg, 68 p., multigr.
- UEHARA G., IKAWA H. et SHERMAN G.D. (1966) - Desilication of halloysite and its relation to gibbsite formation. - Pacif. Sci., Honolulu, 20, 1, pp. 119-124.
- VENIALE F. (1966) - Discussion de "halloysite, a crystallochemically and mineralogically distinct species" de CHUKHROU F.V. et ZUYAGIN B.B. Int. Clay Conf., Jerusalem, II, p. 17.
- VENNETIER P. (1964) - La république du Congo Brazzaville. Cours. Centre Enseignement Sup., Brazzaville, 1^o livraison, 44 p., multigr.
- VERNET J.P. (1970) - L'ultrastructure de l'halloysite massive. Bull. Gr.fr. Argiles, 22, 1, pp. 91-95.
- VIKULOVA M.F. et ZVJAGIN B.B. (1965) - (En Russe) Influence des conditions de formation des roches argileuses sur l'évolution et la modification des particularités structurales des minéraux argileux. Sovetsk. Géol., Leningrad, 5, pp. 24-37.
- VINCENT P. L. (1966) - Les formations meubles superficielles au sud du Congo et du Gabon. Bull. B R G M, 4, 53, pp. 53-111.
- VINCENT P.M. (1965) - Cours de géologie générale. Centre Enseignement Sup., Brazzaville, multigr.
- VOGT J. (1959) - Aspect de l'évolution morphologique récente de l'Ouest Africain. Ann. Géogr., LXVIII, pp. 193-206.

- VOGT J. (1966) - Le complexe de la stone-line. Mise au point. Bull. R R G M, 4, pp. 1-52.
- WADA K. et AOMINE S. (1966) - Occurrence of gibbsite in weathering of volcanic materials at Kuroishibaru, Kumamoto. Soil Sci. Plant Nutr., Tokyo, 12, pp. 25-31.
- WADA K. et YAMADA H. (1968) - Hydrazine intercalation-intersalation for differentiation of kaolin minerals from chlorite. Amer. Miner., 53, pp. 334-339.
- WACKERMANN J. (1966) - Les techniques d'études microstructurales utilisées au centre de Hann-Dakar. Bull. bibliogr. Pédol., O.R.S.T.O.M., Paris, XV, 1, pp. 18-23.
- WATSON J.P. (1965) - A soil catena on granite in Southern Rhodesia. III Clay minerals. IV. Heavy minerals. V. Soil evolution. J. Soil Sci., Oxford, 16, 1, pp. 158-169.
- WEBER F. (1968) - Une série précambrienne du Gabon : le Francevillien. Sédimentologie, Géochimie, relations avec les gites minéraux associés. Thèse et Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr., 28, 328 p.
- WEBER F. et LARQUE Ph. (1973) - Mise au point d'une méthode d'analyse minéralogique quantitative par diffraction des rayons X. Application au dosage du quartz, des feldspaths et des carbonates dans les roches sédimentaires et les profils d'altération. Analisis, Paris, 2, 1, pp. 15-29.
- WEY R. et LE DRED R. (1968) - Influence des ions échangeables sur la transformation biotite-vermiculite. Bull. Gr. fr. Argiles, 20, 1, pp. 55-67.
- WILSON M.J. (1966) - The weathering of biotite in some Aberdeenshire soils. Min. Mag., London, 35, pp. 1080-1093.
- WILSON M.J. (1970) - A study of weathering in a soil derived from a biotite-hornblende rock. I Weathering of biotite. Clay Min., Oxford, 8, pp. 291-303.
- WOLLAST R. (1967) - Kinetics of the alteration of K-feldspar in buffered solutions at low temperature. Geochim. et Cosmochim. Acta, Pergamon Press, 31, pp. 635-648.
- YOSHINAGA N. et AOMINE S. (1962a) - Allophane in some ando-soils. Soil Sci. Plant. Nutrit., Tokyo, 8, 2, pp. 6-13.
- YOSHINAGA N. et AOMINE S. (1962b) - Imogolite in some ando-soils. Soil Sci. Plant. Nutrit., Tokyo, 8, 3, pp. 114-121.
- YOSHINAGA N. (1966) - Chemical composition and some thermal data of eighteen allophanes from ando-soils and weathered pumices. Soil Sci. Plant Nutrit., Tokyo, 12, 2, pp. 1-8.
- YOSHINAGA N. et YOTSUMOTO H. et IBE K. (1968) - An electron microscopic study of soil allophane with an ordered structure. Amer. Miner., 53, pp. 319-323.

LISTE DES FIGURES

	page
1. Cartes de situation.....	3
2. Carte géologique du sud du Congo.....	10
3. Coupes géologiques.....	21
4. Différents types de formes du relief.....	28
5. Différents types de formes du relief.....	28
6. Différents types de formes du relief.....	30
7. Différents types de formes du relief.....	30
8. Différents types de formes du relief.....	32
9. Différents types de formes du relief.....	32
10. Répartition schématique des profils du nord au sud du massif du Chaillu.....	40
11. Profils types.....	42
12. Boule gibbsitique dans une lithomarge à structure con- servée, riche en kaolinite.....	64
13. Position des coupes du PK 182 au PK 184.....	72
14. Coupe du PK 187, 7.....	83
15. Courbes d'ATD des échantillons d'un profil d'altération de granodiorite évoluant en allophanes puis en gibbsite.....	88
Altération de granodiorite en allophanes puis en gibbsite.	
16. Dosage des produits amorphes - Silice.....	90
17. Dosage des produits amorphes - Alumine et fer.....	90
18. Coupe du PK 184, 2.....	102
19. Altération d'une boule de granite (PK 195).....	104
20. Courbes d'ATD d'un profil d'altération de diorite. Allophanes évoluant en kaolinite et un peu de gib- bsite.....	116
21. Diffraction des rayons X. Altération de diorite. Formation de kaolinite.....	119
Altération de diorite. Formation de kaolinite. Dosage des produits amorphes.	
22. Silice.....	121
23. Alumine.....	121
24. Fer.....	121
25. Répartition des puits dans la séquence de Méganga.....	142
26. Position des horizons et des échantillons dans les profils d'altération de pyroxénolite.....	144
27. Diffraction des rayons X. Altération des pyroxénolites..	149
28. Altération de schistes carbonatés - Position des échantillons.....	163
29. Diffraction des rayons X. Altération de schistes cal- careux et de dolomie.....	165

	page
30. Altération de calcaires argileux. Position des échantillons.....	172
31. Diffraction des rayons X. Altération de calcaires argileux.....	174
32. Diffraction des rayons X. Altération de biotite en vermiculite, puis en kaolinite.....	196
33. Diffraction des rayons X, Evolution de la kaolinite.....	241
34. Mise en place de la stone-line et évolution des versants en zone tropicale.....	252
35. Evolution d'un paysage en milieu équatorial.....	252
36. Hypothèse d'évolution du relief par dissection d'un pédiment.....	254
37. Evolution des versants.....	257
38. Formation sur un versant d'un horizon superficiel à matériaux composites.....	259

LISTE DES TABLEAUX

		page
Ia.	Analyses chimiques d'une formation tachetée dans un horizon d'altération de migmatites...	54
IIa.	Analyses chimiques d'une lithomarge à structure conservée kaolinique dans un horizon d'altération de migmatites.....	55
IIIa.	Analyses chimiques des roches saines de migmatites.....	55
Ib.	Poids d'oxydes dans 100cc de formation tachetée	56
IIb.	Poids d'oxydes dans 100cc de lithomarge à structure conservée riche en kaolinite.....	56
IIIb.	Poids d'oxydes dans 100cc de roches saines de migmatites.....	57
IV.	Éléments traces, en p.p.m., dans la formation tachetée.....	57
V.	Éléments traces, en p.p.m., dans la lithomarge à structure conservée, riche en kaolinite....	58
VI.	Éléments traces, en p.p.m., dans divers faciès sains de migmatites.....	58
VIIa.	Analyses chimiques de faciès d'altération d'amphibolites dans une lithomarge à structure conservée.....	61
VIIb.	Altération d'amphibolite : Poids d'oxydes dans 100cc.....	62
VIIc.	Altération d'amphibolite : lithomarge à structure conservée. Variation des oxydes en %....	62
VIII.	Répartition des éléments traces dans une lithomarge à structure conservée provenant de l'altération d'amphibolite.....	62
IXa.	Analyses chimiques d'une boule gibbsitique et de la lithomarge environnante.....	66
IXb.	Répartition des oxydes dans la boule et dans la lithomarge environnante, dans 100cc d'échantillon.....	67
Xa.	Analyses chimiques de granite s'altérant en gibbsite.....	78
Xb.	Poids d'oxydes dans 100cc de granite s'altérant en gibbsite.....	78

	page
Xc.	Variation des éléments en % dans le granite s'altérant en gibbsite..... 78
XI.	Répartition des éléments traces (en p.p.m.) dans des faciès d'altération gibbsitiques de granite..... 80
XIIa.	Analyses des différents stades de l'altération d'une diorite..... 94
XIIb.	Poids d'oxydes dans 100cc des différents stades d'altération de diorite..... 94
XIIc.	Pourcentage de gains ou pertes d'oxydes dans différents stades d'altération de diorite..... 95
XIIIa.	Analyses des divers faciès d'altération de gabbros..... 95
XIIIb.	Poids d'oxydes dans 100cc de divers faciès d'altération de gabbros..... 96
XIIIc.	Pourcentage de gains ou pertes d'oxydes, dans les divers faciès d'altération de gabbros..... 96
XIV.	Répartition des éléments traces dans différents stades d'altération de diorite..... 97
XV.	Répartition des éléments traces dans divers faciès d'altération de gabbros..... 97
XVIa.	Analyses chimiques d'une boule de granite, noyée dans une matrice kaolinique et donnant des faciès d'altération riches en gibbsite... 107
XVIb.	Application du raisonnement isovolumétrique aux faciès d'altération gibbsitiques d'une boule de granite noyée dans une masse kaolinique : poids d'oxydes dans 100cc..... 107
XVIc.	Application du raisonnement isovolumétrique aux faciès d'altération gibbsitiques d'une boule de granite noyée dans une masse kaolinique : variation des oxydes en %..... 107
XVII.	Répartition des éléments traces, en p.p.m., dans un profil kaolinique contenant des boules de granite s'altérant en gibbsite..... 108
XVIII.	Analyse du liquide surnageant après attaque d'argiles par la méthode SEGALÉN..... 123
XIXa.	Analyse des éléments majeurs de faciès d'altération de diorite évoluant vers la kaolinite. 126
XIXb.	Poids d'oxydes dans 100cc de divers faciès d'altération de diorite évoluant vers la kaolinite..... 126

	page
XIXc.	Variation des éléments en % dans divers faciès d'altération de diorite évoluant vers la kaolinite..... 127
XX.	Répartition des éléments traces, en p.p.m., dans divers faciès d'altération de diorite évoluant vers la kaolinite..... 127
XXI.	Dosage du quartz et des feldspaths dans le granite altéré au sein de la nappe..... 130
XXIIa.	Analyses des éléments majeurs de granite altéré au sein de la nappe..... 131
XXIIb.	Poids d'oxydes dans 100cc de granite altéré au sein de la nappe..... 131
XXIIIa.	Analyses chimiques des roches d'un profil d'altération de dunite..... 139
XXIIIb.	Dunite altérée, quantité d'oxydes dans 100cc.. 140
XXIIIc.	Dunite altérée, variation des éléments en %... 140
XXIV.	Répartition des éléments traces, en p.p.m., dans des faciès d'altération de dunite..... 140
XXVa.	Analyses chimiques de faciès d'altération de pyroxénolite, en haut de pente..... 153
XXVb.	Poids d'oxydes dans 100cc de faciès d'altération de pyroxénolite, en haut de pente..... 153
XXVc.	Variation des oxydes en % dans divers faciès d'altération de pyroxénolites, en haut de pente..... 154
XXVIa.	Analyses chimiques d'échantillons de pyroxénolite altérée à mi-pente..... 154
XXVIb.	Poids d'oxydes dans 100cc de pyroxénolite altérée à mi-pente..... 155
XXVIIa.	Analyses chimiques de faciès d'altération de pyroxénolite en bas de pente..... 155
XXVIIb.	Poids d'oxydes dans 100cc de pyroxénolite altérée en bas de pente..... 156
XXVIII.	Répartition des éléments traces, en p.p.m., dans un profil d'altération de pyroxénolite, en haut de pente..... 156
XXIX.	Répartition des éléments traces, en p.p.m., dans un profil d'altération de pyroxénolite à mi-pente..... 157

	page
XXX.	Répartition des éléments traces, en p.p.m., dans un profil d'altération de pyroxénolite, en bas de pente..... 157
XXXIa.	Analyses chimiques de faciès d'altération de schistes carbonatés..... 177
XXXIb.	Poids d'oxydes dans 100cc de divers faciès d'altération de schistes carbonatés..... 178
XXXIIa.	Analyses chimiques de faciès d'altération de dolomies..... 180
XXXIIb.	Poids d'oxydes dans 100cc de divers faciès d'altération de dolomie..... 181
XXXIIIa.	Analyse chimique de faciès d'altération de calcaire argileux..... 182
XXXIIIb.	Poids d'oxydes dans 100cc de divers faciès d'altération de calcaires argileux..... 183
XXXIV.	Analyse des éléments majeurs de biotites s'altérant en kaolinite..... 199
XXXV.	Valeur du rapport SiO_2/Al_2O_3 en fonction de la quantité de kaolinite dans les échantillons.. 200
XXXVI.	Quantité d'oxydes dans des biotites s'altérant en vermiculite, puis en kaolinite. L'alumine est estimée constante..... 201
XXXVII.	Analyses chimiques de faciès d'altération de vermiculite-Al..... 209
XXXVIII.	L'altération des minéraux primaires. Les minéraux néoformés en fonction de la position topographique des roches et du drainage..... 216

TABLE DES MATIERES

	page
Avant-propos.....	I
Sommaire.....	V
Introduction.....	1

1ère PARTIE

Le milieu

I.	Le cadre géographique, le climat et la végétation..	2
A.	Le cadre géographique.....	2
	1. Le massif du Mayombe.....	2
	2. La région du Niari.....	2
	3. Le massif du Chaillu.....	4
	4. Les régions bordant le massif du Chaillu, au nord et à l'est.....	4
	5. Emplacement des lieux cités.....	5
B.	Le climat.....	5
	1. Le sous-climat bas congolais.....	5
	2. Le sous-climat gabonais.....	6
C.	La végétation.....	6
D.	Les types de sols.....	6
	1. Les sols ferrallitiques fortement désaturés remaniés.....	7
	2. Les sols ferrallitiques fortement désaturés remaniés, pénévolués.....	7
	3. Autres types de sols.....	7
II._	La géologie.....	9
A.	Cadre géologique régional.....	9
	1. Stratigraphie.....	9
	2. Tectonique.....	11
B.	Les grandes unités géologiques.....	12
	1. Le Mayombe.....	12
	2. Le massif du Chaillu.....	12
	3. Les formations de couverture du Synclinal du Niari.....	18
	4. Les formations situées sur le pourtour nord et est du massif du Chaillu.....	22
C.	Histoire du massif du Chaillu.....	24
D.	Conclusion.....	25

III.	La morphologie.....	27
A.	Quelques types de formes du relief.....	27
B.	Les grands traits de la morphologie de la région étudiée.....	33
	1. Le massif du Chaillu.....	33
	2. La région du Niari.....	34
	3. Conclusion.....	35
C.	Essai de corrélation des surfaces d'aplanissement...	35
	1. Etudes entreprises dans d'autres pays d'Afrique..	35
	2. Les aplanissements dans le massif du Chaillu.....	36

2ème PARTIE

Les profils d'altération

IV.	Caractères généraux des profils d'altération.....	39
A.	Les différents types d'horizons.....	43
	1. Horizon superficiel.....	43
	2. Horizon gravillonnaire.....	43
	3. Horizon d'altération.....	44
	4. Limites des différents horizons.....	45
B.	Les principaux faciès d'altération.....	45
C.	Conclusion.....	47
V.	Les profils de plateaux.....	48
A.	Profils de plateaux anciens.....	48
	1. Description des profils.....	48
	2. Etude des profils.....	49
	3. Particularités dues à la présence de plateaux...	49
	4. Conclusion.....	50
B.	Profils de plateaux plus récents.....	51
	1. Déterminations minéralogiques.....	51
	2. Analyses des éléments majeurs et traces.....	54
	3. Conclusion.....	63
C.	Boules gibbsitiques situées dans la lithomarge kaolinique.....	65
D.	Conclusion.....	68
VI.	Les profils situés au sommet ou sur les pentes des collines, peu ou pas influencés par les eaux de la nappe.....	
A.	Altération en position haute : formation directe de gibbsite.....	71
	1. Description des coupes.....	73
	2. Etude des profils.....	73

B.	Autre type de profil de haut de pente.....	81
	1. Description du profil d'altération.....	81
	2. Etude minéralogique.....	84
C.	Altération au voisinage des marigots.....	85
	1. Description des coupes.....	85
	2. Etude de l'altération.....	85
D.	Profil complet proche du bas de pente.....	102
E.	Altération en gibbsite de boules de granite englobées dans une masse kaolinique.....	103
	1. Observations minéralogiques.....	104
	2. Analyses chimiques.....	106
	3. Discussion.....	109
	4. Conclusion.....	111
F.	Conclusion du chapitre.....	111
VII.	Les profils de bas de pente évoluant dans des zones humides.....	
A.	Altération d'une diorite en bas de pente dans une zone très humide.....	113
	1. Généralités.....	113
	2. Etude de l'altération.....	114
	3. Conclusion.....	128
B.	Profils de bas de pente. Autres cas menant à la for- mation de minéraux du groupe de la kaolinite.....	129
	1. Altération de granite au sein de la nappe.....	129
	2. Altération de granite riche en microcline, en bas de pente, dans un milieu très humide.....	132
	3. Altération de diorite dans la zone de battement de la nappe.....	134
	4. Altération d'amphibolite dans la nappe.....	134
C.	Conclusion du chapitre.....	135
VIII.	Les profils sur roches ultrabasiques.....	
A.	Altération d'une dunité.....	137
	1. Description de la coupe.....	137
	2. Observations microscopiques.....	137
	3. Diffraction des rayons \bar{X}	138
	4. Analyses chimiques des éléments majeurs et des éléments traces.....	139
	5. Conclusion.....	141
B.	Altération d'une pyroxénolite.....	143
	1. Description des profils.....	143
	2. Observations minéralogiques.....	145
	3. Nature des montmorillonites.....	151
	4. Analyses chimiques.....	152
	5. Discussion.....	158
	6. Conclusion.....	161

IX.	Les profils sur roches sédimentaires schisto-carbonatées	
A.	Etudes minéralogiques.....	162
	1. Altération de schistes carbonatés.....	
	2. Altération de dolomie.....	169
	3. Altération de calcaires argileux.....	171
	4. Altération de schistes talqueux et dolomiti- ques.....	176
B.	Analyses chimiques.....	177
	1. Altération de schistes carbonatés.....	177
	2. Altération de dolomie.....	180
	3. Altération de calcaires schisteux.....	182
C.	Discussion.....	184
	1. Altération de la chlorite.....	184
	2. Altération de l'illite.....	186
	3. Mouvement des argiles dans les profils.....	186
	4. Nature de l'horizon superficiel.....	187
D.	Conclusion.....	187

3ème PARTIE

L'altération des minéraux primaires, la genèse des minéraux secondaires et l'évolution des paysages

X.	L'altération des minéraux primaires	
A.	L'altération des feldspaths.....	189
	1. L'altération des plagioclases.....	190
	2. L'altération des feldspaths sodiques et potas- siques.....	190
	3. Comparaison de l'altération des plagioclases et des feldspaths alcalins.....	191
	4. Conclusion.....	192
B.	L'altération des micas.....	193
	1. L'altération des biotites.....	193
	2. L'altération de la muscovite.....	206
	3. L'altération de chlorite.....	207
	4. Conclusion.....	211
C.	L'altération des minéraux ferromagnésiens.....	212
	1. L'altération de la hornblende.....	212
	2. L'altération des pyroxènes.....	213
	3. Conclusion.....	214
D.	L'altération du quartz.....	214
E.	Phénomènes d'altération différentielle.....	217
F.	Conclusion.....	217

XI.	Formation et évolution des minéraux secondaires	
A.	Les allophanes.....	219
	1. Les méthodes de reconnaissance.....	219
	2. Les conditions de formation.....	220
	3. La composition et les formes des allophanes.....	221
	4. Les conditions d'évolution des allophanes.....	221
	5. L'importance des allophanes.....	222
B.	L'imogolite.....	223
	1. La composition et les formes de l'imogolite.....	223
	2. Les conditions de formation et d'évolution.....	223
C.	La gibbsite.....	223
	1. Les conditions de formation.....	223
	2. L'évolution de la gibbsite.....	225
	3. Conclusion.....	226
D.	La goethite et le fer amorphe.....	227
	1. Le fer amorphe.....	227
	2. La goethite.....	227
E.	Les smectites.....	228
	1. Les smectites fugaces.....	228
	2. Les smectites liées à des roches sédimentaires magnésiennes.....	229
	3. Les nontronites des roches ultrabasiques.....	229
	4. Conclusion.....	230
F.	Les minéraux du groupe de la kaolinite.....	231
	1. Les critères de reconnaissance des minéraux du groupe de la kaolinite.....	231
	2. Les données expérimentales sur les conditions de formation des minéraux kaolinitiques.....	232
	3. La formation des minéraux du groupe de la kao- linite ; comparaisons des données expérimentales et des données de l'altération météorique.....	234
	4. L'halloysite et la métahalloysite.....	235
	5. La kaolinite.....	238
G.	Conclusion.....	243
XII.	L'évolution des formes du relief	
A.	L'action des agents du façonnement du relief.....	245
	1. Action de l'eau.....	245
	2. Action de la gravité.....	248
	3. Evolution actuelle du modelé.....	249
B.	L'origine et la mise en place des horizons super- ficiels et gravillonnaires.....	249
	1. Caractères des horizons gravillonnaires et superficiels.....	249
	2. Hypothèses sur la mise en place, de l'horizon gravillonnaire et de l'horizon superficiel.....	251
	3. Mise en place des horizons et façonnement du modelé dans le massif du Chaillu.....	256
C.	Conclusion.....	259

Conclusions générales.....	261
Bibliographie.....	267
Liste des figures.....	287
Liste des tableaux.....	289
Table des matières.....	293
Planches photographiques.....	hors texte

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

Planche I

1. C24 (LP) x 400.

Altération de feldspath. Aspect dentelé caractéristique du feldspath, séparé de la gibbsite néoformé par des vides.

2. B51 (LP) x 100.

Faciès d'altération riche en gibbsite primaire. Au centre de la photo un vermicule de kaolinite ou "micas laiteux" provenant de l'altération de mica.

3. NCC45 (LP) x 400.

Petits débris de plagioclases noyés dans des allophanes et ayant conservé l'orientation du cristal originel.

4. NDC 6 (LP) x 1000

Plage de kaolinite néoformée dans des allophanes. Les baguettes brillantes sont de la séricite.

5. A24 (LP) x 100.

Altération de microcline et formation d'halloysite dans des canalicules.

6. NCC 70 (LP) x 400.

Feldspaths très altérés noyés dans une masse de kaolinite.

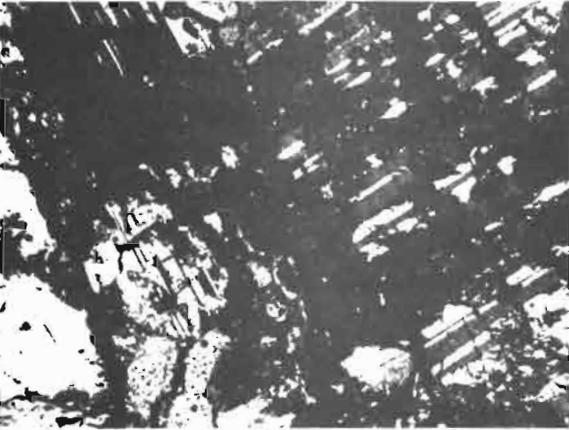
PLANCHE I



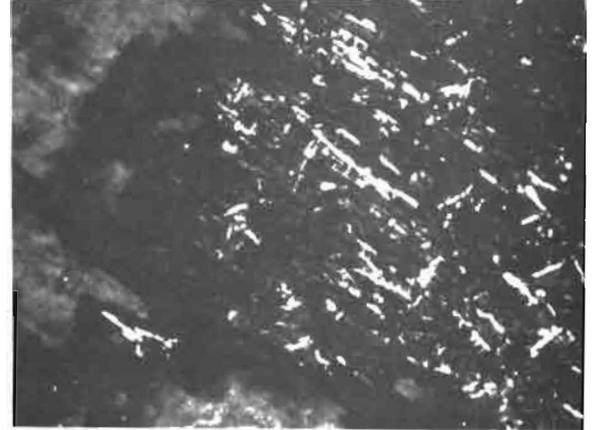
1



2



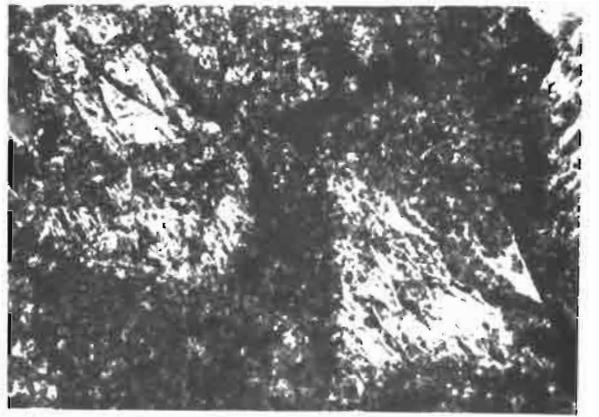
3



4



5



6

Planche II

7. NEC 195 (LP) x 400.

Altération de biotite en gibbsite. La gibbsite s'aligne parallèlement aux lamelles de biotite vermiculitisée, qu'elle remplace.

8. NEC 4 (LP) x 100.

Altération d'orthopyroxènes en haut de pente. Les cristaux sont hydrolysés en laissant des vides, limités par un maillage de serpentine.

9. NEC 81 (LP) x 400.

Altération d'orthopyroxènes en bas de pente. On observe de grandes lamelles de talc néoformé, orientées parallèlement aux clivages du pyroxène.

10. NEC 62 (LP) x 400.

Altération de clinopyroxènes en bas de pente. Entre les lamelles de talc orientées parallèlement aux clivages du pyroxène, on trouve des plages de nontronite très fine.

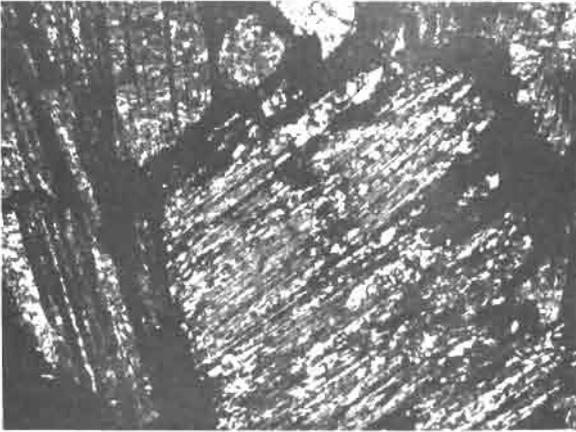
11. B47 (LP) x 400.

Transformation de gibbsite en kaolinite. Le remplacement de la gibbsite par de la kaolinite est souligné par la présence, dans la masse kaolinique, de cristaux déchiquetés de gibbsite.

12. C310 (LP) x 400.

Grande plage de kaolinite envahissant un faciès riche en gibbsite. L'aspect résiduel de la gibbsite est net.

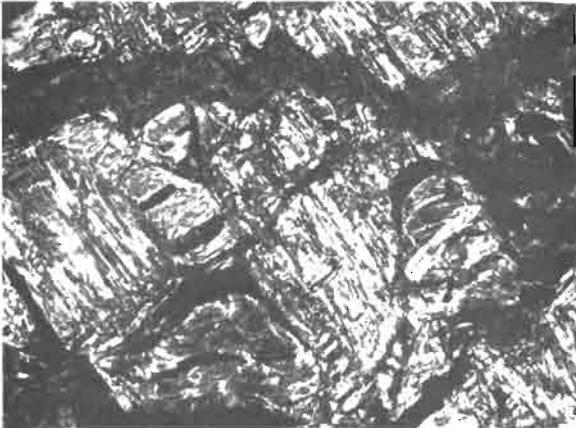
PLANCHE II



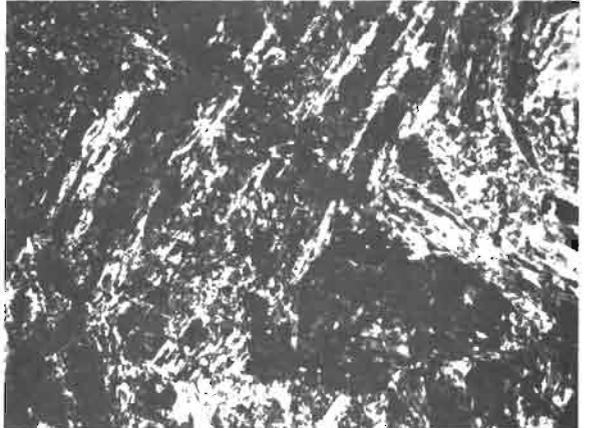
7



8



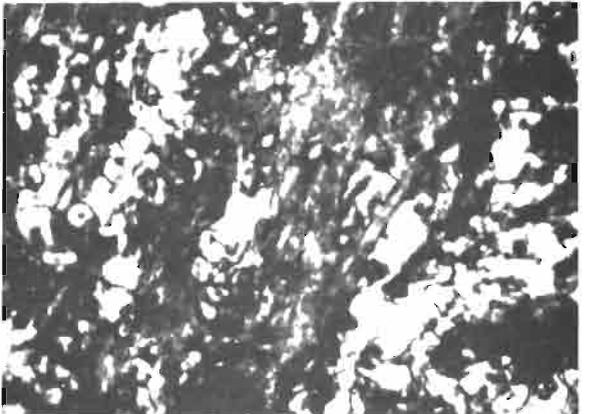
9



10



11



12

Planche III

13. C2421 (LP) x 400.

Transformation de gibbsite en kaolinite, l'aspect résiduel de la ^{gibbsite} ~~kaolinite~~ est, ici aussi, net.

14. NDC 208 (LP) x 400.

Plage de gibbsite amorphisée (au centre de la photo) dans laquelle se forment des vermicules de kaolinite.

15. NDC 206 (LP) x 400

Formation structurée de profondeur. Quartz corrodé englobé dans une masse kaolinique partiellement orientée (onduliplasma).

16. NDC 209 (LP) x 400.

Quartz corrodé dans un faciès d'altération riche en gibbsite.

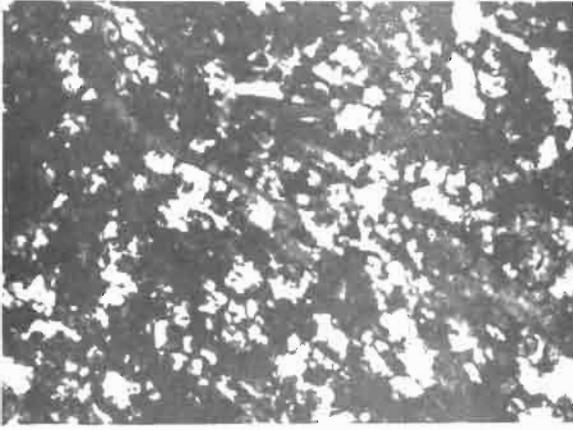
17. NDC 210 (LP) x 1 000.

Formation structurée de profondeur. Dépôt de gibbsite dans les pores. Horizon riche en kaolinite.

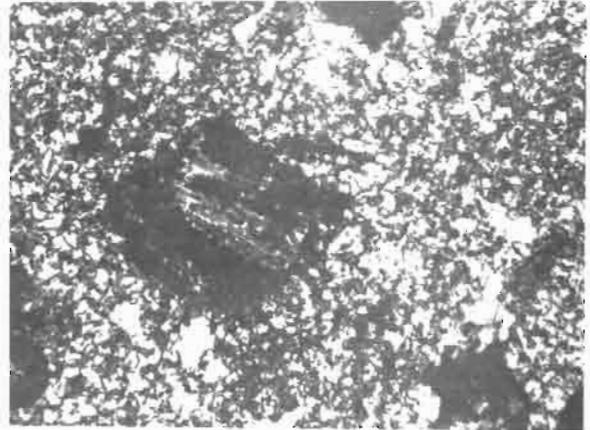
18. NCC 206 (LP) x 100

Striotubule dans une formation tachetée. (écailles emboîtées et non concentriques).

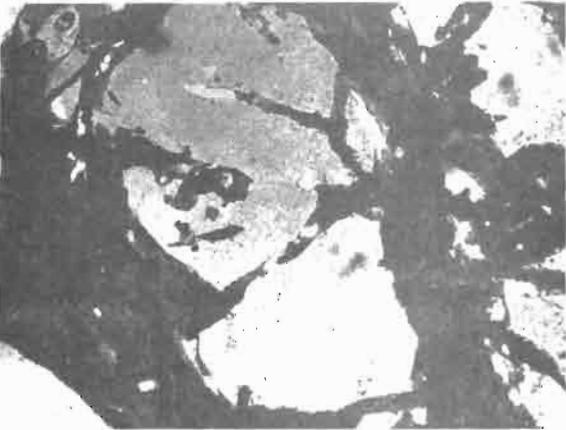
PLANCHE III



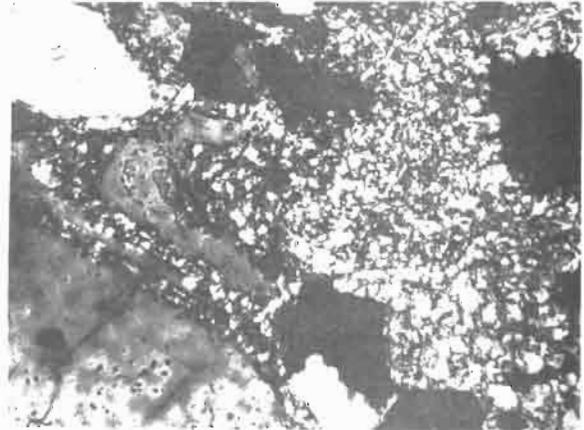
13



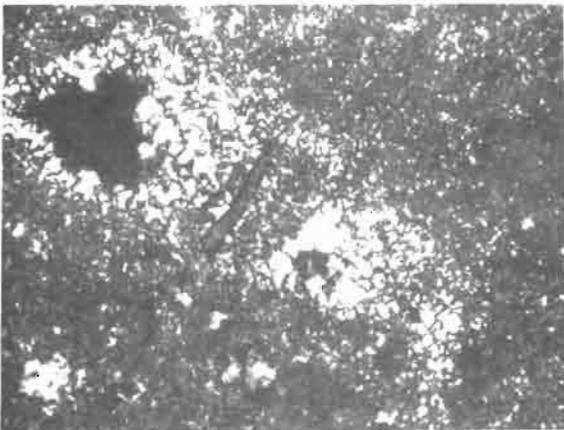
14



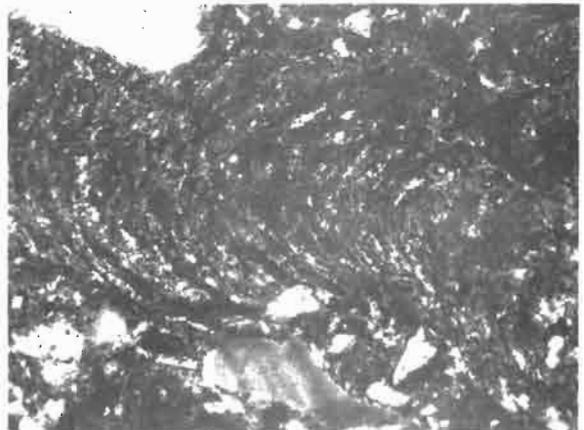
15



16



17



18

Planche IV

19. NEC 145 (LP) x 100.

Phénomène d'illuviation, au sommet de l'horizon d'altération, caractérisé par des dépôts concentriques d'argiles sur les parois des pores (argilanes).

20. NEC 148 (LN) x 400.

Débris d'argilanes (au milieu de la photo) dans une formation structurée de profondeur.

21. NCC 432 - microscopie électronique - x 27.000

Imogolite. Structure fibreuse caractéristique.

22. NCC 282 - microscopie électronique - x 22.000.

Petites particules souvent observées lors de la formation de gibbsite à partir d'allophanes.

23. NEC 58 - microscopie électronique - x 22.000.

Altération de pyroxénolite en bas de pente. Nontronite de la base des profils.

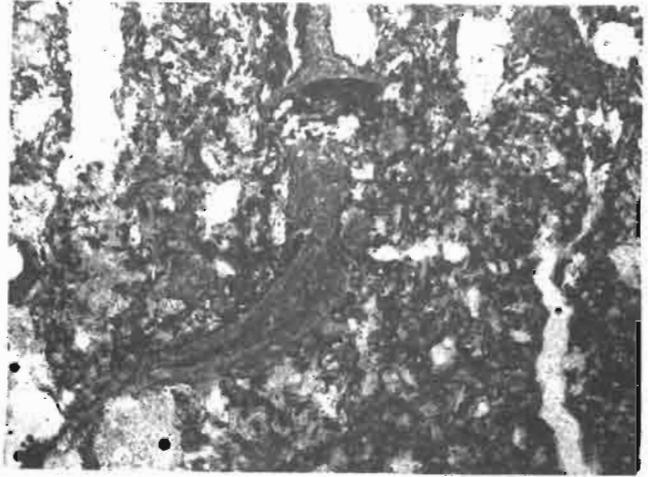
24. NEC 63 - microscopie électronique - x 25.000.

Altération de pyroxénolite en bas de pente. Haut des profils, zone de passage de la nontronite à la kaolinite. On observe quelques fibres de serpentine. Il apparaît des plaquettes dont les formes sont proches de celles de la kaolinite.

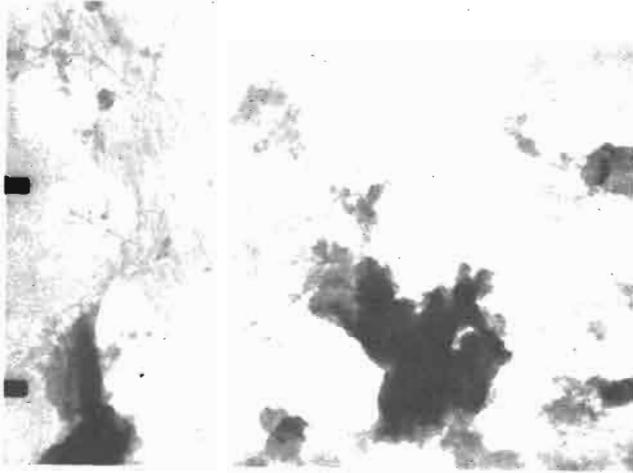
PLANCHE IV



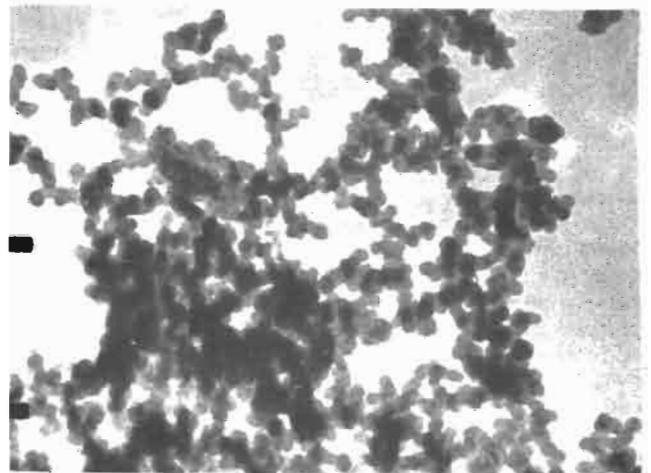
19



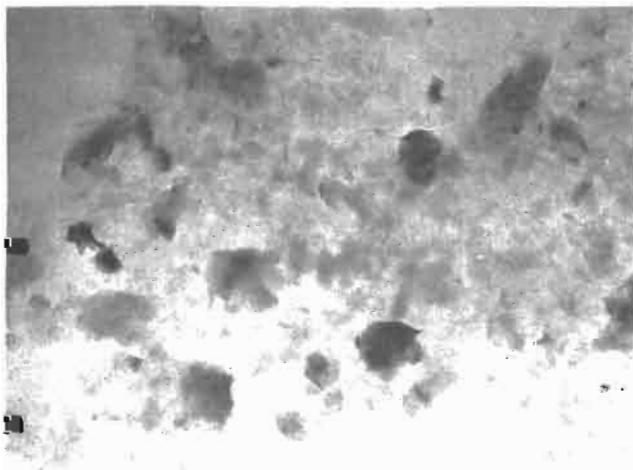
20



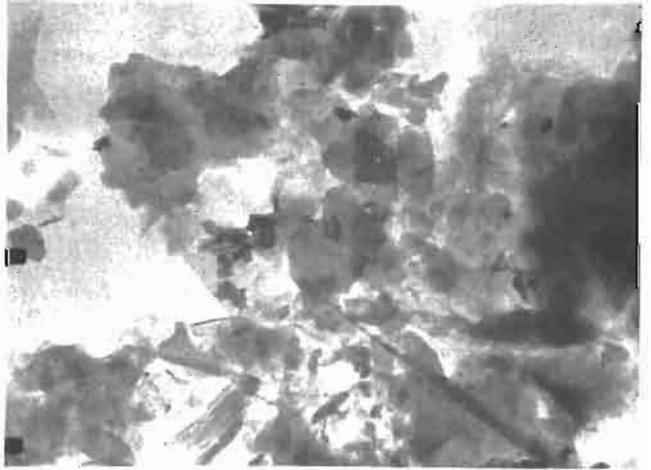
21



22



23



24

Planche V

25. NCC 62 - microscopie électronique - x 31.000

Halloysite glomérulaire.

26. NCC 328 - microscopie électronique - x 31.000.

Hydrolyse de l'halloysite et formation de produits amorphes.

27. NCC 311 - microscopie électronique - x 21.000.

Hydrolyse de l'halloysite (aspect déchiqueté des tubes) et formation de minces plaquettes de kaolinite.

28. NDC 80 - microscopie électronique - x 31.000.

Base d'une lithomarge à structure conservée, riche en kaolinite. Nombreuses plaquettes de kaolinite mêlées à de rares tubes d'halloysite.

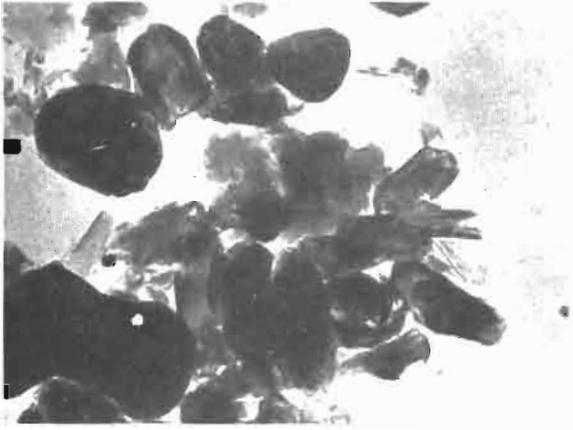
29. NCC 202 - microscopie électronique - x 52.000.

Lithomarge à structure conservée, kaolinite bien cristallisée.

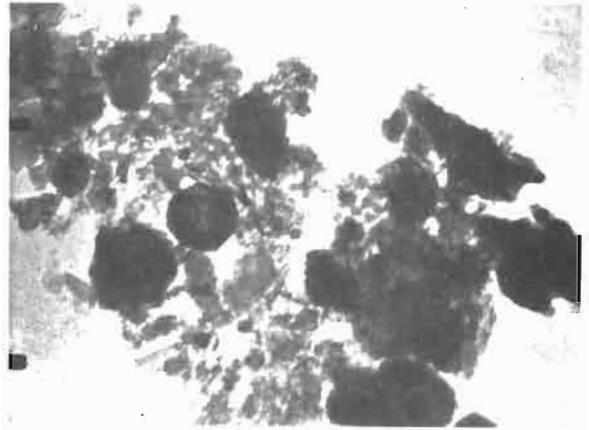
30. NEC 11 - microscopie électronique - x 31.000.

Horizon superficiel riche en fire-clay. Nombreuses petites particules hexagonales.

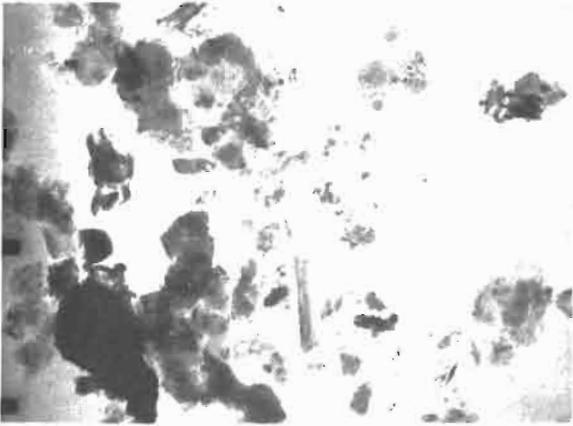
PLANCHE V



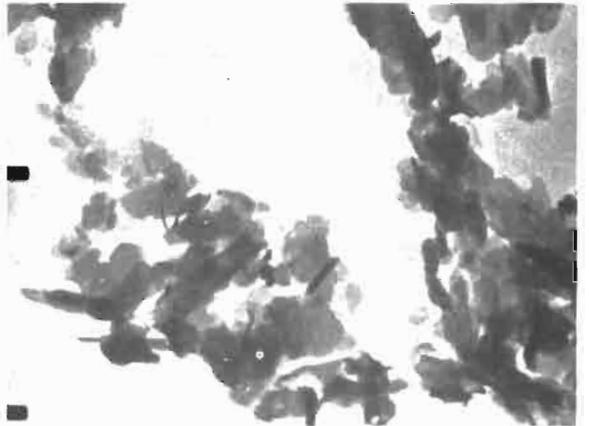
25



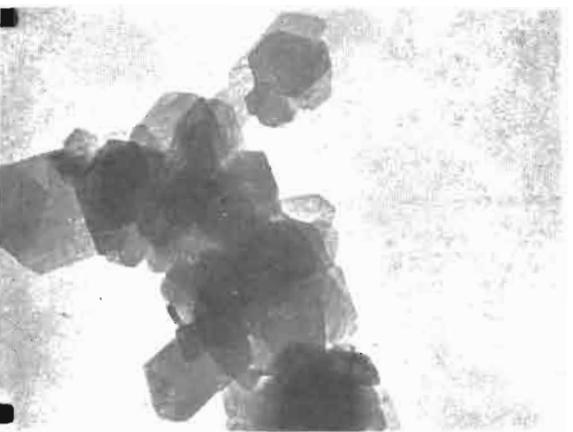
26



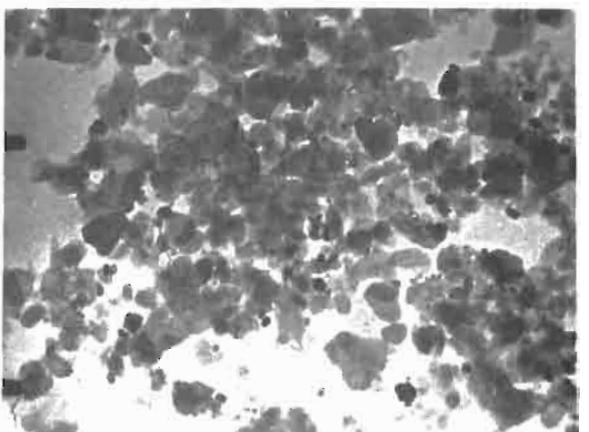
27



28



29



30