

GÉOMORPHOLOGIE D'UN MASSIF DE ROCHES ULTRABASIQUES DE LA COTE OUEST DE LA NOUVELLE-CALÉDONIE, LE BOULINDA

M. LATHAM

*Pédologue, Centre ORSTOM de Nouméa, BP A5
Nouméa-Cedex (Nouvelle-Calédonie)*

RÉSUMÉ

L'histoire géomorphologique du massif du Boulinda paraît avoir joué un rôle essentiel dans la mise en place des sols qui le recouvrent.

L'étude de la forme du modelé et des éléments grossiers résiduels (cuirasse ferrugineuse, sables et graviers ferrugineux, éléments siliceux) nous a permis de séparer cinq niveaux sur ce massif correspondant à cinq épisodes de la surrection. La présence d'un niveau cuirassé intercalé dans le miocène de Népoui à quelques kilomètres de là en bord de mer nous a autorisé à dater probablement le premier cuirassement sur ce massif de cette époque. Or les processus qui ont permis l'édification et la destruction de ces niveaux (altération, induration, démantèlement des cuirasses, érosion et mouvements tectoniques) ont contribué à donner aux sols certains de leurs caractères actuels les plus remarquables :

- Concentration d'éléments grossiers dans les horizons supérieurs.
- Rajeunissement des sols de pente.
- Remaniements général des sols.
- Appauvrissement en éléments fins des horizons supérieurs.

ABSTRACT

The geomorphological history of Boulinda Mountain appears to have had an essential part in the

soil formation. The study of landform and residual coarse material (ferruginous hard pans, ferruginous sands and gravels, and siliceous grits) allows us to separate five levels correlated with five periods of surrection on this mountain. The occurrence of a hardpan level, interstratified in the miocenic sediments of Népoui, at a few kilometers close to the seashore, authorizes us to date with a good probability the first ferruginous cuirasse of this mountain at the same time.

The processes which led to the formation (by rocks weathering and ferruginous induration) and then to the destruction of these levels (by erosion after tectonic movements) tended to give to the soils some of their most noteworthy features, that follow:

- concentration of coarse fractions in the upper part of profiles;
- rejuvenation of soils on the versants;
- general reworking of soils profiles;
- impoverishment in fine fractions, in the upper horizons.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД ЗАПАДНОГО БЕРЕГА НОВОЙ КАЛЕДОНИИ: БУЛИНДА.

РЕЗЮМЕ

Геоморфологическая история горного массива Булинда повидимому сыграла существенную роль в размещении покрывающих его почв.

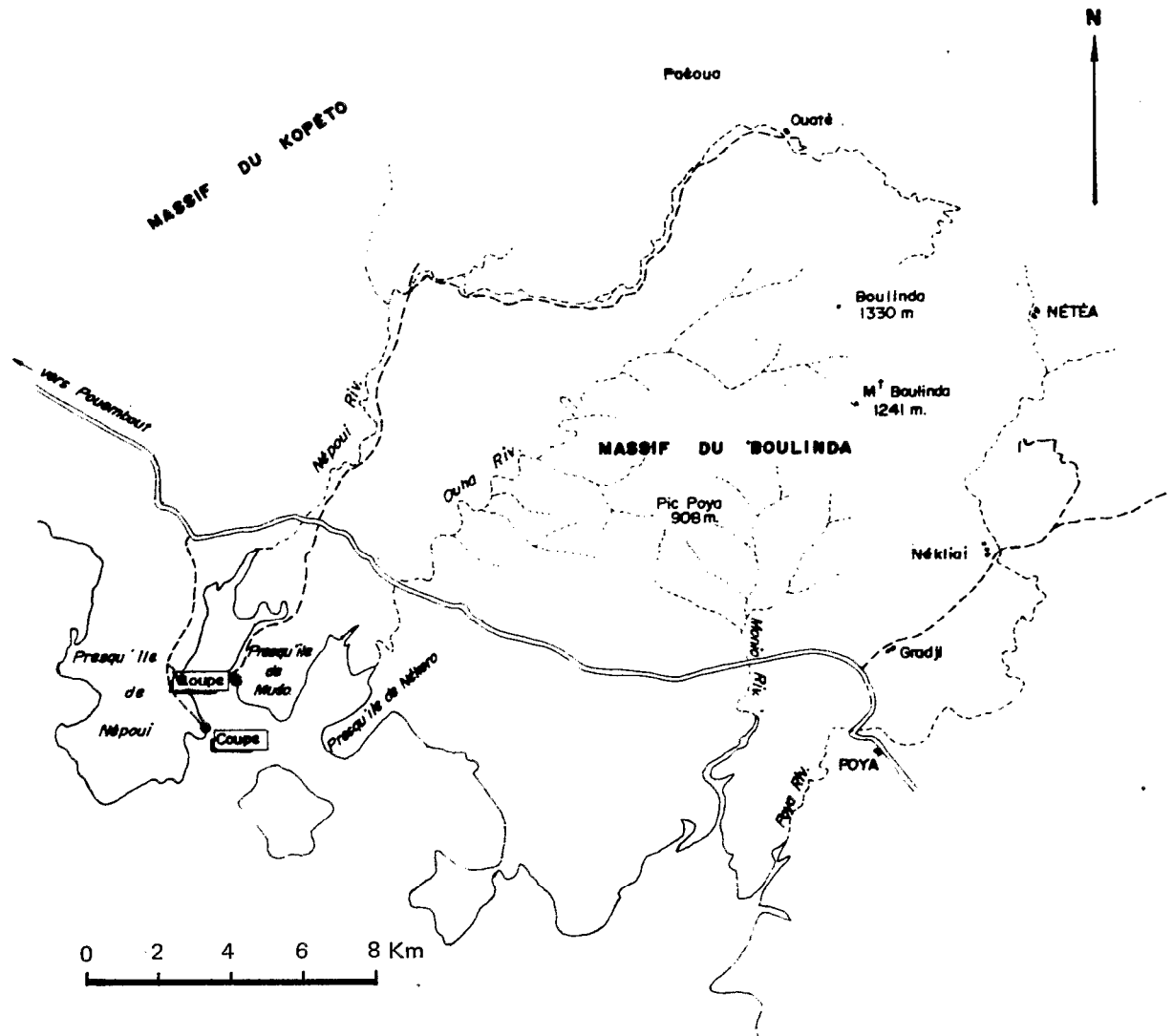
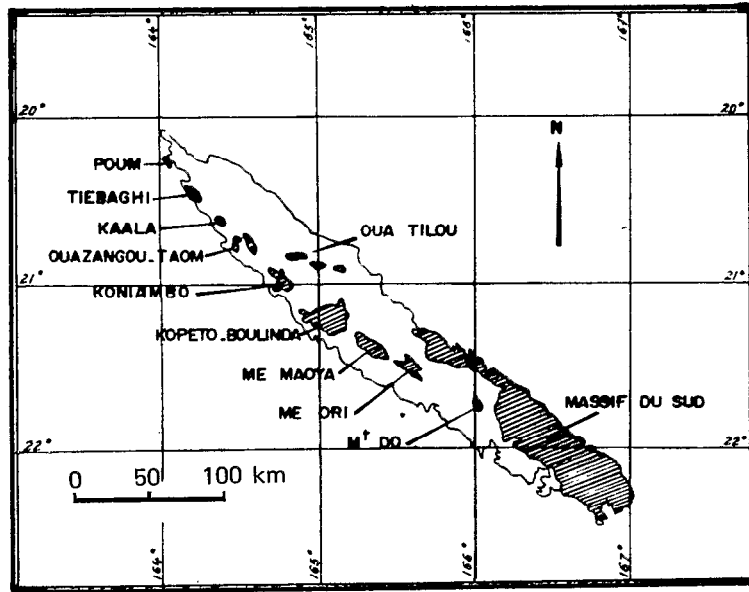


FIG. 1. — (en haut) Plan de situation et répartition des massifs de roches ultrabasiqes de Nouvelle-Calédonie.
(en bas) Massif du Boulinda.

Изучение формы рельефа и грубых остаточных элементов (железистый панцырь, железистые пески и гравии, кремнеземные элементы) позволило различить на этом массиве пять уровней, соответствующих пяти эпизодам поднятия. Наличие, в нескольких километрах отсюда, у берега моря, панцыревого уровня, заключенного в миоцен Непуи, дает повод отнести вероятно к этой эпохе первое образование панцыря на массиве. Процессы же, которые позволили сооружение и разрушение этих уровней (выветривание, затверждение, распад панцырей, эрозия и тектонические движения) способствовали приобретению почвами некоторых из их наиболее примечательных современных признаков:

- концентрация грубых элементов в верхних горизонтах
- Омоложение склоновых почв
- Общее преобразование почв
- Ободрение содержания мелких элементов в верхних горизонтах

INTRODUCTION

Les relations existant entre la géomorphologie et les sols ont fait l'objet de nombreuses recherches ces dernières années de la part des pédologues. Les processus géomorphologiques sont apparus si importants qu'ils occupent dans la classification des sols tropicaux un rang souvent très élevé. Leur étude nous a semblé essentielle à la compréhension de la genèse des sols formés sur roches ultrabasiques en Nouvelle-Calédonie. Certains de ces sols ont en effet une histoire très ancienne au cours de laquelle ils ont subi divers types d'évolution sous des climats différents : altération profonde, induration, érosion et démantèlement des cuirasses. Il faut donc essayer de préciser cette histoire pour mieux interpréter certains des caractères qu'ils présentent actuellement.

De nombreux auteurs se sont intéressés à la géomorphologie du territoire, plus particulièrement W.N. Davis (1925), P. Routhier (1953), A. Wirthman (1965), J.J. Trescases (1969a) et M.C. Saos (1972). Ces auteurs ont jeté les bases de la géomorphologie néo-calédonienne ; il nous a paru intéressant de préciser les éléments de cette géomorphologie pour un massif de la côte ouest de la Nouvelle-Calédonie, le Boulinda, dans une optique pédologique.

Quatre points seront successivement examinés :

- la forme générale du modelé ;

- les éléments résiduels (cuirasses, sables, graviers, ferrugineux et éléments siliceux) ;
- les phases de mise en place du modelé ;
- l'influence de cette évolution géomorphologique sur les sols.

1. LE CADRE DE L'ÉTUDE

Le milieu

Le massif du Boulinda, situé au centre ouest de la Nouvelle-Calédonie (Fig. 1), fait partie de l'ensemble ultrabasique Kopeto, Boulinda, Paéoua. Il est toutefois nettement séparé des deux autres massifs par la vallée de la Népoui.

Le climat en est mal connu, les seuls postes météorologiques se trouvant dans la plaine côtière à Poya et Muco. On peut admettre que la pluviométrie moyenne annuelle y est comprise entre 1 500 et 3 000 mm, l'importance des précipitations croissant avec l'altitude. Le passage des dépressions cycloniques peut la faire varier beaucoup d'une année à l'autre. Les températures moyennes mensuelles extrêmes sont de 19,4 °C en juillet et 26,6 °C en février à Poya. Ce climat pourrait donc être qualifié de tropical cyclonique, devenant plus frais et plus humide au fur et à mesure que l'on s'élève.

La végétation a été étudiée par T. Jaffre. Retenons que ce massif est actuellement couvert en majeure partie par un maquis minier, de flore très originale. Ce maquis ne couvre que très imparfaitement le sol qui se trouve ainsi mal protégé contre l'érosion. Des formations forestières s'observent encore dans quelques talwegs principalement au niveau des têtes de sources et sur les sommets.

Du point de vue géologique, ce massif a d'abord été étudié et cartographié au 1/100 000 par J. Avias et P. Routhier (1952) ; en 1967, il a été cartographié au 1/50 000 par J.P. Carroue et J.J. Espirat. Il comprend essentiellement une masse de péridotites reposant sur une semelle de serpentinite laminée.

Les péridotites sont formées principalement de harzburgites, roches cristallines composées de pyroxène (enstatite), d'olivine et de chromite ; on trouve en outre des dunites, roches cristallines constituées presque uniquement d'olivine et d'un peu de chromite. Ces roches ont une composition chimique assez voisine (tableau 1). Elles sont particulièrement riches en silice, magnésium et fer, et pratiquement dépourvues d'aluminium, de calcium et de potassium.

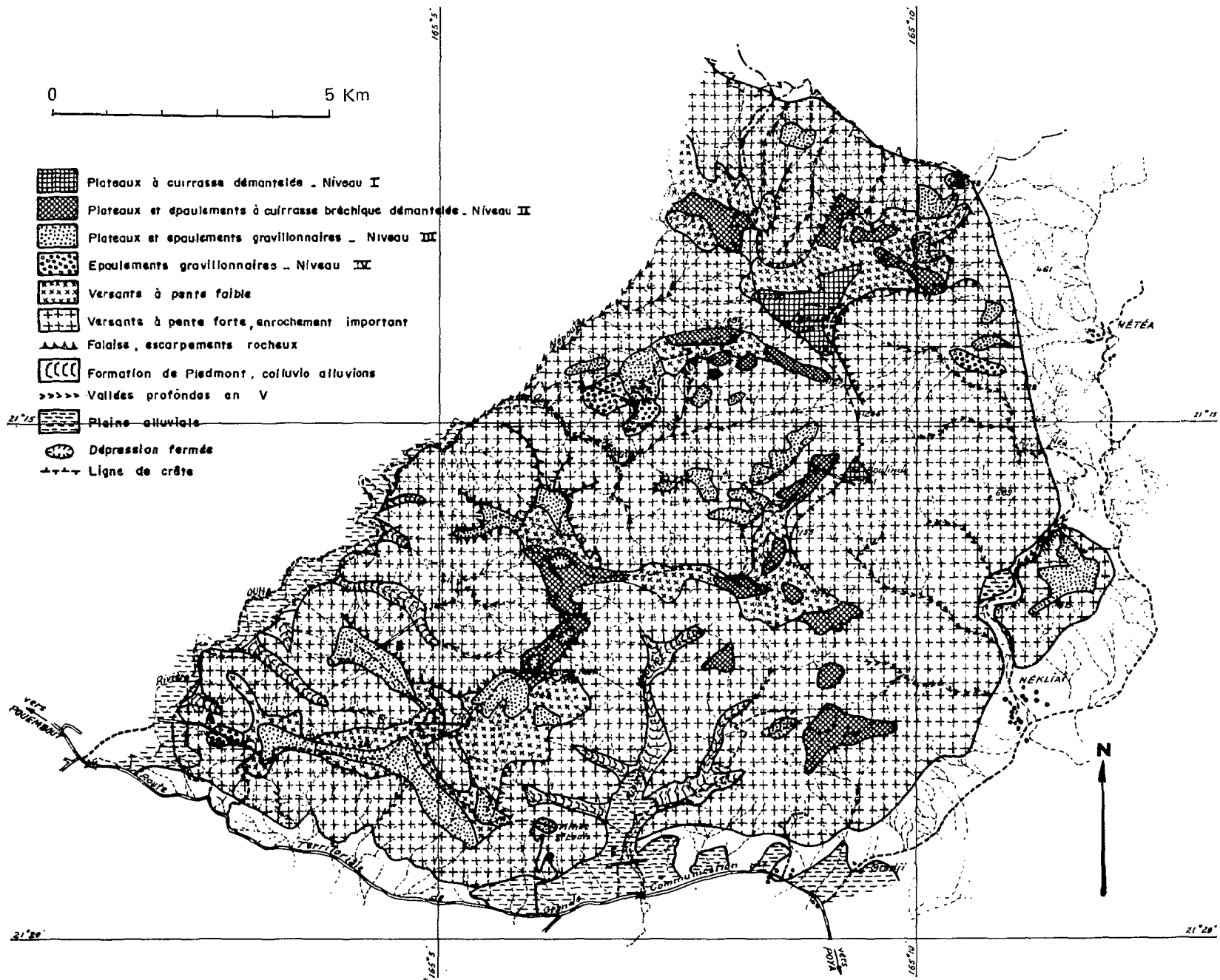


FIG. 2. — Esquisse géomorphologique du massif de Boulinda.

TABLEAU 1

Composition chimique des péridotites dans J.H. Guillon, 1969. Echantillon n° 1, harzburgite commune (piste de Dzumac). Echantillon n° 2, niveau dunitique (Mt Kouvelé)

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	MgO	CoO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	Cr, Ni, Co	H ₂ O	
N° 1	41,1	—	1,7	5,55	44,3	0,20	0,09	—	0,10	0,6	4,7	98,7
N° 2	39,10	—	2,31	5,45	44	0,14	0,10	—	0,10	0,6	6,7	98,5

De petites intrusions de roches feldspathiques, d'extension très limitées, apparaissent çà et là.

Les serpentinites se trouvent principalement à la base de cet ensemble où elles auraient une centaine de mètre d'épaisseur (J.P. Carroue, J.J. Espirat, 1967) ; on en observe également à l'intérieur du massif où elles sont liées vraisemblablement à des failles.

Les méthodes

Quatre groupes de méthodes ont été utilisées :

— étude de cartes et de photographies aériennes. Une carte IGN au 1/50 000 en courbe de niveau existe ainsi que des photographies aériennes au 1/40 000 et au 1/20 000. L'examen de ces documents permet une bonne compréhension du relief ;

— observation morphologique de coupes, de fosses et d'échantillons ;

— analyses chimiques totales (*) d'échantillons de cuirasse par attaque nitroperchlorique ;

— étude morphoscopique et granulométrique des sables et graviers ferrugineux suivant les techniques de J. Tricart (1965).

2. FORME GÉNÉRALE DU MODÈLE

Le massif du Boulinda se présente comme un ensemble ayant subi une série de pénéplanations dont il ne reste que des lambeaux. Il est disséqué par des vallées profondes aux versants abrupts. Il culmine à 1 330 m et, quand les vallées en débouchent, leur cours se trouve pratiquement au niveau de la mer. Trois unités physiographiques principales

se dégagent : la (ou les) pénéplaines, les pentes, les fonds de vallées.

La ou les pénéplaines

W.N. Davis (1925) et P. Routhier (1953) avaient admis l'existence d'une seule pénéplaine, datée du miocène, sur les massifs miniers et expliquaient la pente générale de la ligne de crête par un gauchissement de la Nouvelle-Calédonie vers le Sud-Ouest, J.P. Carroue et J.J. Espirat (1967), sans remettre en cause ce gauchissement émettent l'hypothèse que la surrection du massif a pu se faire par étapes, donc en plusieurs cycles. Enfin, récemment, dans une étude de la coupe de Muéo, H. Gonord et J.J. Trescases (1970) ont démontré l'existence d'une phase de tectonique cassante post-miocène. L'examen des cartes en courbes de niveau, des photographies aériennes ainsi que les observations que l'on peut faire sur le terrain le suggèrent en effet nettement. Quatre niveaux principaux se dégagent (fig. 3) :

Niveau I. Il s'agit du plateau du Boulinda situé entre 1 150 et 1 300 m. De ce plateau qui devait être assez étendu, on ne retrouve que des lambeaux, fortement disséqués, il conserve cependant d'assez larges zones planes. Son pendage NE est inverse du pendage général du massif. Il est piqué de petits pitons, « reliefs résiduels » de W.N. Davis, dont celui du Boulinda à 1 330 m (pl. I-1 et celui du Mt Boulinda à 1 240 m.

Niveau II. Ce niveau comprend une série de lambeaux de pénéplaines étagés entre 1 050 et 800 m. Il est parsemé de dépressions fermées et de vallées sans exutoires (pl. I-3) analogues à celles observées dans le sud du territoire par J.J. Trescases (1969a) et M.C. Saos (1972). Dans la partie basse de ces dépressions on voit souvent s'ouvrir un gouffre, ce qui évoque le relief karstique. De nombreux pitons, comme le pic Poya, s'observent en bordure de ces lambeaux de pénéplaines.

* Analyses réalisées au laboratoire de l'ORSTOM de Nouméa.

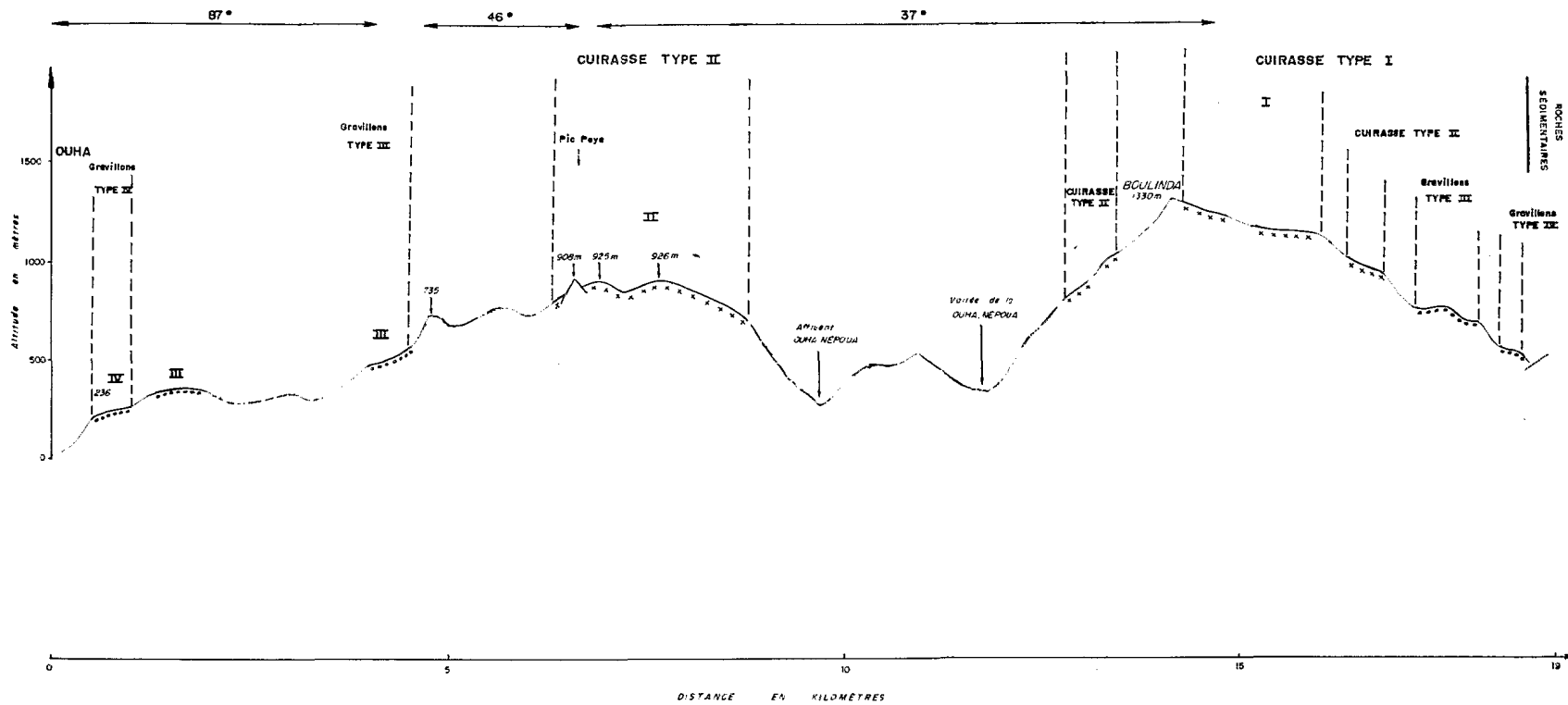


FIG. 3. — Coupe NE-SW dans le massif du Boulinda.

Niveau III. Ce niveau correspond à un glacis, très disséqué par le réseau hydrographique, orienté en pente douce vers la mer et s'étageant entre 650 et 350 m. Ce glacis est limité dans sa partie supérieure par un ensemble de collines aux sommets arrondis.

Niveau IV. Beaucoup plus réduit que les précédents, le niveau IV apparaît sur certains épaulements à basse altitude.

Cet étagement que l'on observe en se dirigeant vers le SW à partir du sommet se retrouve à des altitudes légèrement plus élevées sur le versant NE (fig. 3) où les différents niveaux sont toutefois moins développés. Le problème se pose de savoir s'il traduit l'existence d'un réseau de failles, comme dans le sud territoire (Carte géologique de Prony, 1972), d'une sorte de horst ou s'il résulte d'une succession de différents cycles d'érosion. S'agissant de roches cristallines, seule une étude des éléments grossiers résiduels formés sur ces niveaux peut nous éclairer.

Les versants

Les versants ont une pente moyenne de 40 à 45 %. Légèrement plus faible à proximité des sommets ou des fonds de vallées, ces pentes peuvent parfois être très abruptes. Elles sont souvent très longues. Au pied du Boulinda, on note une dénivellation supérieure à 1 100 m sur moins de 3 km. Elles sont généralement interrompues par des replats donnant au réseau hydrographique un aspect emboîté qu'il est cependant difficile de raccorder d'un talweg à un autre.

Les fonds de vallées

Ces fonds de vallées sont fréquemment étroits. Bien souvent les rivières principales, Monio, Ouha, Nekliā traversent des gorges resserrées sans zones alluviales. Dans leurs cours inférieurs, toutefois, elles s'évasent et de V, la forme de la vallée prend la forme d'un V tronqué. On observe alors une plaine alluviale actuelle et dans certains cas une terrasse non inondable déjà redisséquée par un réseau transversal. Le raccordement entre ces terrasses apparaît problématique à l'intérieur du massif, étant donné le régime semi-torrentiel des rivières. À l'extérieur du massif, les géologues ont classé les alluvions en deux séries :

- des alluvions récentes qui correspondent en gros à la plaine d'inondation lors des fortes crues ;
- des alluvions anciennes ferrugineuses.

3. LES ÉLÉMENTS GROSSIERS RÉSIDUELS

Ces éléments sont composés essentiellement de blocs de cuirasse ferrugineuse et d'éléments ferrugineux de la taille de sables et de graviers. La chromite est le minéral qui se conserve le mieux dans le profil. De la taille des sables, elle s'accumule dans les niveaux à éléments grossiers. Par ailleurs çà et là dans le massif apparaissent des niveaux silicifiés à « pseudomeulière » ou à quartz recristallisé. Sur les plateaux, ces éléments grossiers se concentrent toujours dans les horizons supérieurs des profils. Il n'y a pas ici de recouvrements fins ou d'horizons à éléments grossiers profondément enterrés comme cela a été noté en Afrique et à Madagascar (P. Ségalen, 1969 ; J. Riquier, 1969 ; G. Laporte, 1962 ; J. Collinet, 1969).

Ces accumulations ont des épaisseurs variables, allant de quelques centimètres à plusieurs mètres. Elles sont parfois discontinues, ce qui suggère des mouvements tectoniques de faible ampleur ou, dans certains cas, de véritables mouvements de masse. Ces discontinuités sont toutefois très localisées.

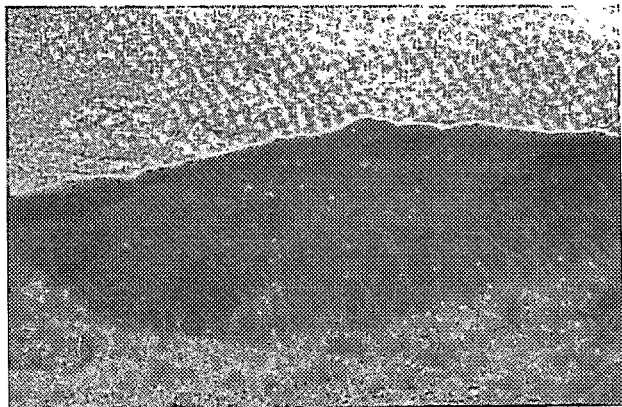
Les cuirasses ferrugineuses

Les cuirasses abondent, elles ne sont que très rarement continues. Elles se présentent le plus souvent comme un assemblage de blocs de 10 à 50 cm de diamètre entouré d'éléments ferrugineux de la taille des sables et des graviers.

Morphologiquement elles diffèrent d'un niveau à l'autre :

— Les cuirasses du niveau I sont compactes, généralement peu vacuolaires, parfois lamellaires (pl. II-1). Elles sont abondantes sur les zones planes ; ces zones sont cependant relativement réduites du fait d'une entaille de cette surface.

— Les cuirasses du niveau II sont vacuolaires et le plus souvent bréchiques. Elles sont composées d'éléments de 4 à 5 cm de diamètre, de forme polyédrique, de teinte claire, finement poreux, emballés dans un matériau rouge sombre vacuolaire (pl. II-2). On observe parfois dans ces cuirasses des éléments ferrugineux compacts ayant une forme de galets plats. Ces galets, qui se retrouvent dans le profil sous le niveau cuirassé, ressemblent en coupe aux cuirasses du niveau I. Ce niveau est le plus riche en blocs de cuirasse. On observe parfois, autour des dépressions fermées, des recimentations de blocs donnant lieu à la formation d'un niveau quasi continu (pl. II-4).



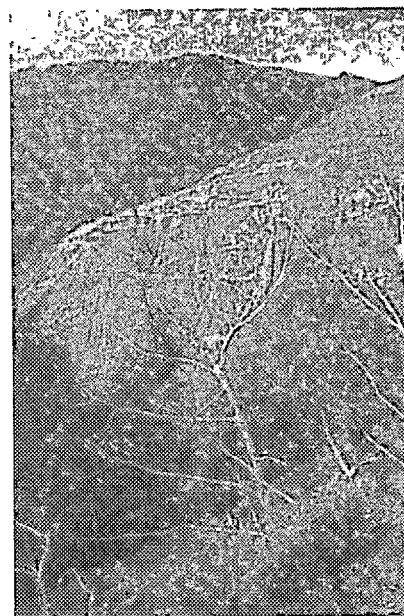
1. Vue du massif du Boulinda, versant sud



2. Piton rocheux, sur le niveau II



3. Vallée sans issue, niveau II



4. Limite abrupte du plateau, niveau II

— Au niveau III, les cuirasses prennent un aspect oolithique ou pisolithique (pl. II-3). En surface, on distingue nettement les éléments ferrugineux de forme nodulaire ; en coupe, par contre cela est beaucoup plus difficile. Ce niveau est relativement pauvre en blocs et ceux-ci ne sont jamais continus.

— Les cuirasses du niveau IV sont aussi pisolithiques. Elles diffèrent peu de celles du niveau III mais sont encore moins abondantes.

Sur le massif, trois niveaux de cuirasse morphologiquement différents peuvent donc se distinguer, les niveaux III et IV étant sensiblement identiques. A ces cuirasses du massif s'ajoutent celles de la terrasse alluviale ancienne, d'aspect pisolithique, généralement riches en bioxyde de manganèse noir et comportant de nombreux éléments siliceux.

. Les résultats d'analyses chimiques totales de ces cuirasses sont assez homogènes (tableau 2).

TABLEAU 2

Résultats d'analyses totales en %* (attaque nitroperchlorique) de 5 cuirasses : quatre sur les différents niveaux du massif une dans la plaine alluviale.

	Niveau I	Niveau II	Niveau III	Niveau IV	Terrasse ancienne
SiO ₂	0,73	0,91	0,49	1,14	13,0
Al ₂ O ₃	3,27	5,13	2,95	9,20	10,3
Fe ₂ O ₃	74,9	70,9	83,5	76,2	50,9
TiO ₂	0,10	0,20	0,18	0,18	0,39
MnO ₂	0,32	0,24	0,20	0,82	1,15
CaO	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01
MgO	0,25	0,27	0,11	0,06	0,88
K ₂ O	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Na ₂ O	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
NiO	0,22	0,14	0,17	0,26	0,35
Cr ₂ O ₃	5,03	3,86	3,30	2,89	3,97
CoO	0,04	0,02	0,01	0,12	0,10
P ₂ O ₅	0,01	0,01	0,01	0,03	—

* La différence entre la somme de ces valeurs et 100 pour un même échantillon correspond à la perte au feu et au résidu.

Très riche en fer et en chrome, elles sont relativement pauvres en tous les autres éléments. Un examen détaillé de ces résultats permet de noter certaines différences caractéristiques :

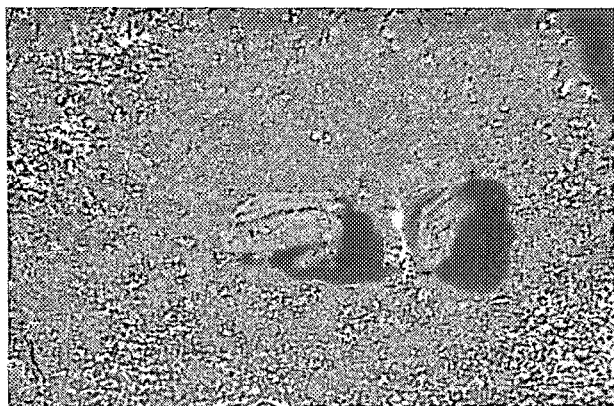
— La silice est très peu abondante dans les cuirasses du massif, elle s'accumule par contre dans les cuirasses de la terrasse alluviale. Ceci est à mettre en relation avec la présence d'élément siliceux dans cette cuirasse et correspond à l'élimination de la silice du massif au cours de l'altération des roches ultrabasiques (J.J. Trescasse, 1969b).

On note une augmentation des teneurs en manganèse dans le niveau IV et dans la terrasse alluviale ancienne lié probablement à des conditions hydro-morphiques plus ou moins anciennes.

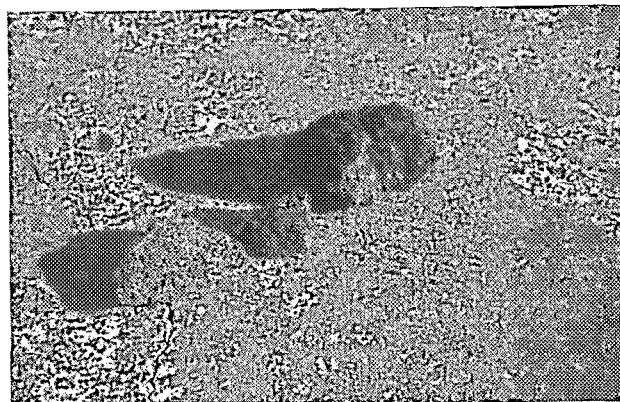
— Le magnésium s'accumule aussi légèrement dans la cuirasse de la terrasse alluviale ancienne.

— Le chrome par contre se concentre dans les niveaux supérieurs où il représente parfois près de 15 % des éléments totaux. On peut se demander s'il s'agit d'un fait fortuit, dû à la richesse exceptionnelle en chrome d'un filon rocheux, ou si cela correspond à une évolution géochimique normale. Sans négliger la possibilité de la première hypothèse, la généralité de cette constatation dans les sols qui entourent ces cuirasses incline à penser qu'il pourrait s'agir d'un phénomène général. Si l'on tient compte de l'ordre de dissolution des roches ultrabasiques « olivine, pyroxène, serpentine hypogène, chromite » (J.J. Trescasses, 1972), ceci indiquerait un âge plus ancien pour les formations les plus riches en ce dernier minéral. Il faut noter que cette accumulation est plus nette dans les sols que dans les cuirasses, la cuirasse ayant peu évolué depuis sa formation. Un point paraît cependant en contradiction apparente avec ceci ; la richesse relative en chrome de la cuirasse de la terrasse alluviale ancienne. Ces alluvions ont même fait l'objet de mine de chrome (minerais de 4 à 5 % de teneur en Cr₂O₃ (J.P. Carroue et J.J. Espirat, 1967). Mais il s'agit alors d'une concentration par sédimentation et lavage, la chromite étant un minéral très dense.

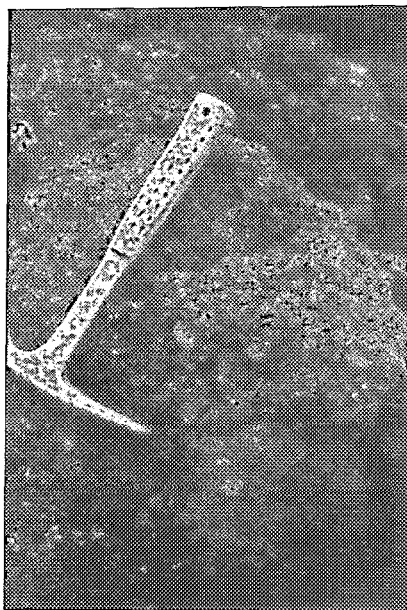
Les teneurs en aluminium sont variables ; elles peuvent s'accroître relativement avec l'âge des formations, en même temps que le chrome des chromites et le fer des goethites ; mais ces résultats n'ont que peu de signification géomorphologique étant donné la liaison existant entre la richesse en aluminium des altérations et les intrusions de roches feldspathiques (J.J. Trescasses, 1969a et 1972).



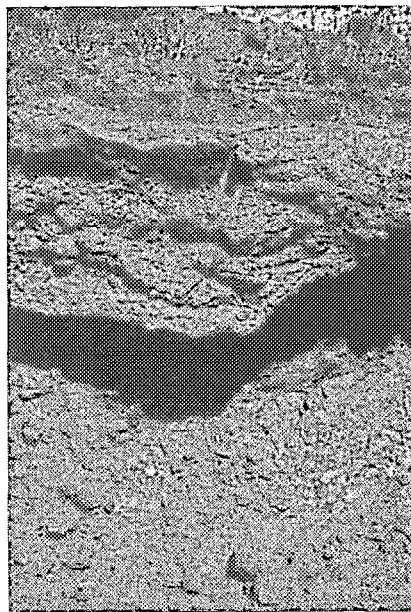
1. Cuirasse massive du niveau I



3. Cuirasse gravillonnaire du niveau III



2. Cuirasse bréchique du niveau II



4. Niveau cuirasse recimenté, niveau II

— Les teneurs en fer sont toujours très élevées ; elles sont très voisines de celles observées dans les sols. L'induration correspondrait alors plus à une meilleure cristallinité des oxydes et hydroxydes de fer comme l'envisageait Alexander et Cady (1962) qu'à une augmentation des teneurs en fer.

— Enfin ces cuirasses sont relativement pauvres en titane, nickel, et cobalt, et très pauvres en calcium, potassium, sodium et phosphore.

En résumé, il y aurait donc accumulation de silice, de magnésium et de manganèse dans les cuirasses de basses altitudes et concentration du chrome dans les cuirasses des niveaux I et II.

. *Le problème de la formation de ces cuirasses peut alors se poser.*

L'accumulation relative du fer dans le profil d'altération des roches ultrabasiques en Nouvelle-Calédonie a été décrite par J.J. Trescases (1969a). Le manteau ferrugineux correspondrait à une phase résiduelle après élimination de tous les autres éléments de la roche, en particulier la silice et le magnésium.

Reste le processus d'induration. Peu de faits précis peuvent être avancés pour l'instant car on n'observe que peu d'induration actuelle sur le Boulinda.

Les seuls niveaux de cuirasse continue observés le sont sur les bordures ou dans le fond des dépressions fermées du niveau II (pl. II-4). Ils correspondraient à des cuirasses formées « en milieu à hydromorphie temporaire et alternante » (R. Maignien, 1966). Toutefois, ce processus n'est ici qu'un phénomène secondaire étant donné la présence de blocs de cuirasse sous ces niveaux indurés. Les cuirasses de la terrasse alluviale ancienne semblent aussi s'apparenter à ce type hydromorphe. Il est toutefois peut-être hasardeux de penser que ce processus est le seul mis en cause.

Les sables et graviers ferrugineux

Ces éléments, très abondants sur la pénélaine, sont eux aussi un indicateur précieux de l'histoire du massif. Leur mode de formation et leur évolution ultérieure sont deux points particulièrement importants à élucider. Nous avons appliqué à cette étude les méthodes de sédimentologie classique (J. Tricart, 1965).

Morphoscopie

La morphoscopie a été faite sur la fraction 1 à

1,25 mm et 4 à 5 mm, généralement bien représentée dans ce matériau (fig. 4).

Quatre types principaux de grains (*) ferrugineux sont apparus :

(a) des grains *anguleux scoriacés* (pl. III-1). Ces grains noirs, très durs ont l'aspect de brisures ;

(b) des grains *arrondis à patine luisante* (photo III-2). Ces grains souvent de couleur brune, très durs, présentent parfois des protubérances en surface ; ils n'ont pas de formes régulières ; cassés, ils ne montrent pas de cercles concentriques et sont généralement massifs ;

(c) des grains *arrondis dépolis*. Ces grains de formes voisines de celles des précédents ont souvent une surface irrégulière ; ils sont associés à de nombreux grains cassés ;

(d) des grains *ronds dépolis* de couleur brune, durs (pl. III-3). Ces grains ont une forme souvent presque parfaitement ronde, ils présentent cependant parfois quelques petites protubérances.

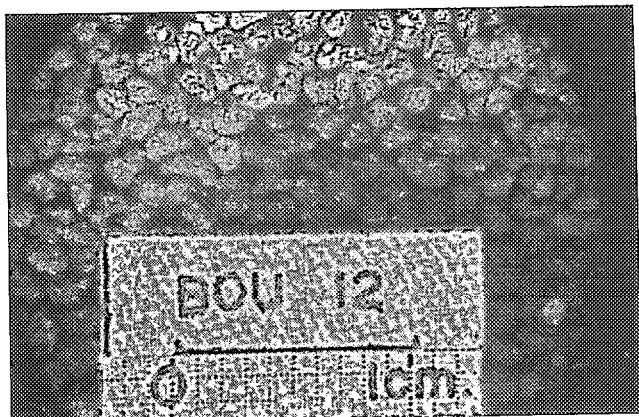
En outre apparaissent parfois des éléments tubulaires, manifestement liés à l'enracinement. Ces éléments se répartissent de la manière suivante dans les niveaux précédemment définis :

— au niveau I, la fraction 1 à 1,25 mm comprend une majorité de grains à patine luisante, quelques éléments anguleux et quelques éléments tubulaires (pl. III-4). Par contre la fraction 4-5 mm comprend une majorité de grains anguleux, scoriacés ou en plaquette. Il y a donc à ce niveau un mélange de grains *a* et *b* avec dominance de *b* pour les petites tailles et de *a* pour les grandes tailles ;

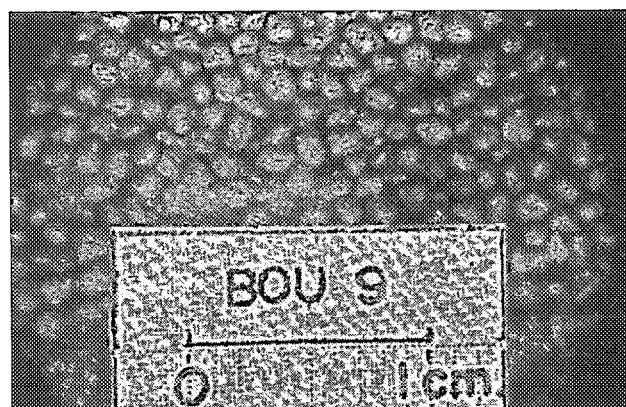
— au niveau II, associé à des blocs de cuirasse, on observe une majorité des grains anguleux scoriacés dans les deux fractions. Quelques grains arrondis à patine luisante peuvent apparaître dans les fractions fines. On observe de plus, dans certains profils, quelques galets ferrugineux, aplatis, compacts, à patine luisante, de 4 à 5 cm de diamètre. Sur les pentes des pitons non cuirassés, les grains arrondis à patine luisante prédominent ;

— au niveau III, à proximité des collines, les grains arrondis à patine luisante constituent la presque totalité de la fraction 1-1,25 mm. Les grains plus gros sont relativement peu abondants et pré-

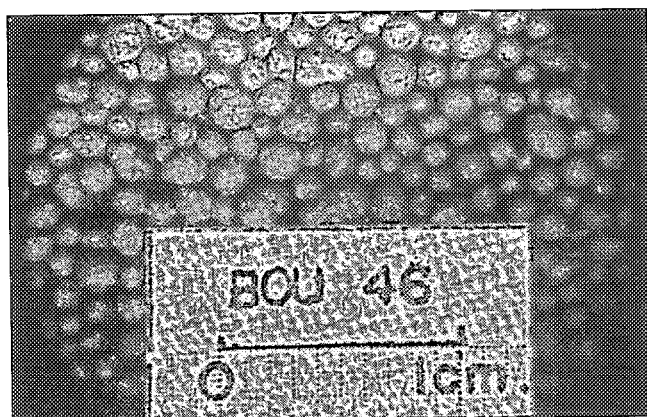
(*) Nous avons évité dans cette étude descriptive l'emploi des termes gravillon et concrétion auxquels sont attachés une signification génétique bien précise.



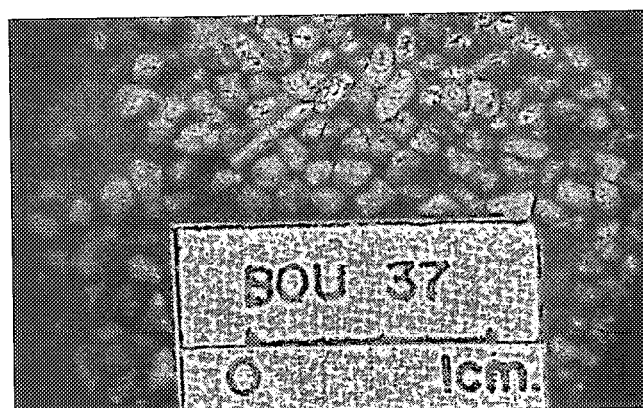
1. Grains anguleux scoriacés, niveau II



2. Grains arrondis à patine luisante, niveau III



3. Grains ronds dépolis, niveau IV



4. Mélange de grains anguleux scoriacés arrondis dépolis, niveau I

sentent l'aspect d'amas de petits grains cimentés. Lorsque l'on s'éloigne des collines, la patine disparaît, les grains prennent un aspect arrondi dépoli, au moins dans les horizons de surface ;

— au niveau IV, les grains appartiennent presque exclusivement au type *c* rond dépoli. On peut encore observer quelques amas de grains ronds cimentés, de plus grande taille.

Granulométrie

Ces granulométries ont été faites sur une colonne de tamis Saulas (maille de 0,063 à 12,5 mm), à partir de l'échantillon pédologique et après dispersion et lavage des éléments fins sur un tamis de 50 μ .

Les résultats ont été reportés sous la forme de courbes cumulatives sur papier semi-logarithmique (fig. 4). Deux familles de courbe apparaissent nettement :

— des courbes à croissance irrégulière, légèrement incurvées vers le bas (fig. 4 *a*), que l'on observe dans les zones cuirassées des niveaux I et II. Le fait que la courbe 4 *a* n'atteigne pas 100 % vient de la présence de nombreux éléments d'un diamètre supérieur à 12,5 mm. Cette courbe correspond à un matériau mal classé à dominance d'éléments grossiers ;

— des courbes sigmoïdales (fig. 4 *b*) dans les horizons graveleux des niveaux III et IV. Ces courbes correspondent à un matériel classé, avec prédominance des éléments de dimensions comprises entre 0,63 et 3,15 mm. Il faut remarquer la très faible quantité d'éléments très fins observés dans les sols les plus sableux de plateau. Ces grains sont plus abondants dans le cas des sols peu graveleux de pente (fig. 6, toposéquence III).

Les éléments siliceux

Des blocs de meulière, de quartz, de calcédoine et de sables siliceux peuvent être observés çà et là dans le massif et à sa périphérie.

Ces éléments sont abondants dans la terrasse alluviale ancienne et dans les formations probablement antérieures de Muéo, de Nékoré et de Népoui. On note dans ces formations de nombreux galets et blocs de périclites plus ou moins silicifiés. La phase ultime de ce processus produisant un galet siliceux creux contenant une poudre ferrugineuse à l'intérieur. A Népoui, de nombreux bois pétrifiés ont été trouvés.

Il n'y a pas au pied du Boulinda de mur de quartz comme cela a été noté dans certains massifs de roches ultrabasiques de Nouvelle-Calédonie (J. Avias, 1964 et J.J. Trescases, 1969*b*). Par contre à l'intérieur du massif on observe des accumulations de meulière, de quartz et de sables siliceux sur des surfaces parfois importantes. Ces éléments apparaissent souvent en bas de pente, mais cela n'est pas absolument général et on en note sur presque tous les niveaux de ce massif. Ils semblent liés à des fissures ou des failles. Ils se présentent alors sous forme massive ou spongieuse et proviennent d'un remplissage de ces fissures ou d'une imprégnation de la roche altérée par la silice, le noyau de la roche ayant disparu par la suite. Ces migrations de silice se poursuivent actuellement (J.J. Trescases, 1969*b*). Mais il faut rechercher l'origine de ces accumulations superficielles dans une période antérieure.

La répartition de ces éléments dans les différents niveaux géomorphologiques - Interprétation

La répartition de ces différents éléments est assez caractéristique des divers niveaux géomorphologiques. Nous allons étudier successivement quatre toposéquences présentant les quatre principaux niveaux de ce massif.

Toposéquence niveau I

Cette toposéquence s'étend sur 1 500 m environ entre les altitudes 1 330 et 1 200 m. Elle comprend successivement de haut en bas :

— un piton très enroché au niveau du pic Boulinda. On y observe sous un épais manteau de matière organique, entre les blocs de roches, quelques éléments ferrugineux contenant des graviers ferrugineux arrondis luisants ;

— un assez large plateau sur lequel on note, sous de faibles accumulations de matière organique, un niveau graveleux contenant souvent de très nombreux blocs de cuirasse. Les blocs de cuirasse sont de type I : massifs. Les graviers ferrugineux sont formés d'un mélange de grains anguleux scoriacés et de quelques grains arrondis luisants. La présence de grains tubulaires indique une possible réorganisation du fer. L'ensemble de ce matériau graveleux et sa courbe granulométrique non classée évoque le démantèlement de la cuirasse et l'apparition d'élément ferrugineux de toutes tailles en phase résiduelle :

— dans les trous et les incisions qui apparaissent sur ce plateau, les accumulations d'éléments grossiers sont absentes

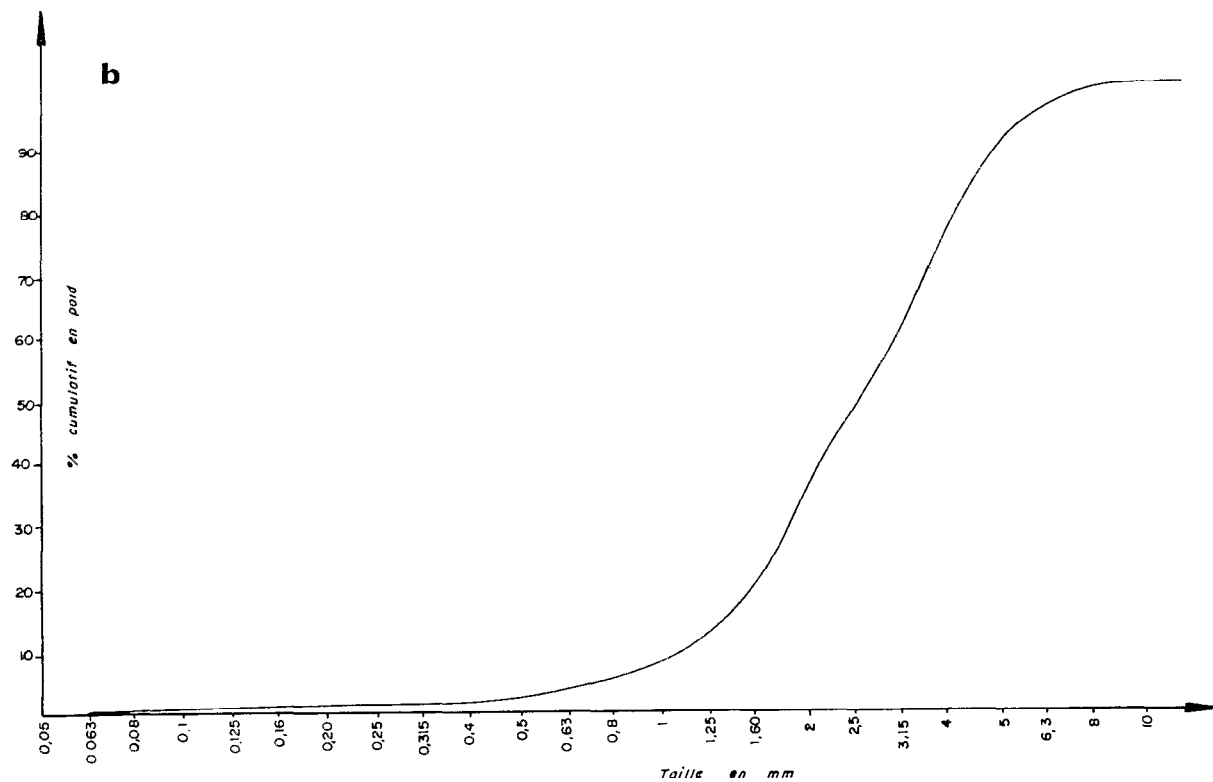
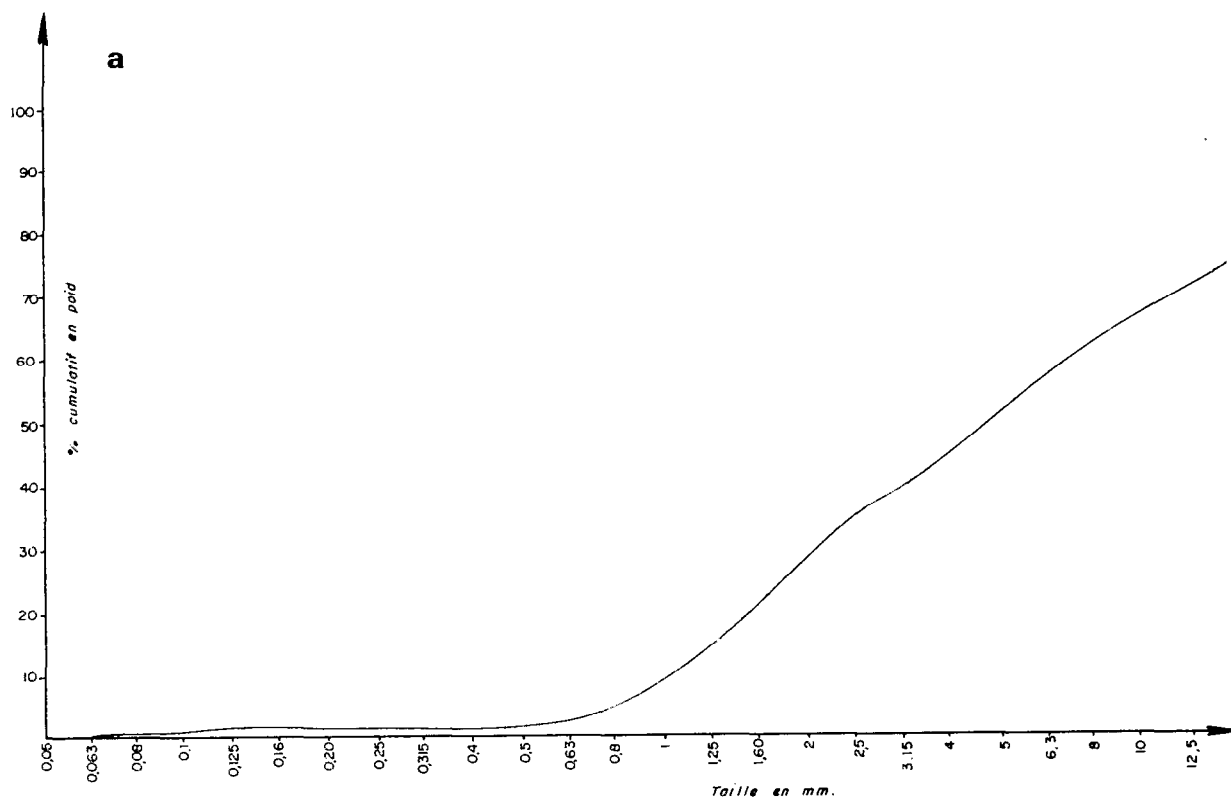


FIG. 4. — Exemples de courbes cumulatives :
 a) Echantillon de surface, niveau II.
 b) Echantillon de surface, niveau III.

Toposéquence niveau II

La toposéquence de référence recoupe une vallée fermée entre les altitudes 900 et 750 m. Elle comprend deux parties : les pentes fortes du pic Poya et d'un piton situé en face et une zone à relief moins accusé qui traverse la vallée.

— Sur les pentes fortes des pitons, la partie terrigène est très riche en graviers ferrugineux arrondis luisants. La granulométrie montre une répartition sigmoïdale à médiane inférieure à 1,5 mm.

Dans la vallée, à côté de gros blocs de cuirasse bréchique, on observe une grande quantité de graviers ferrugineux de forme anguleuse et d'aspect scoriacé. La granulométrie de ces graviers indique un matériau mal classé avec forte prédominance des éléments grossiers. La médiane est largement supérieure à 2.

Il y a donc à ce niveau deux types de graviers ferrugineux, des grains arrondis luisants sur les zones accidentées bordant la vallée et des grains anguleux scoriacés dans le fond de la vallée. Sur les pentes fortes on a une formation classée semblable à celle que nous observons au niveau III. Par contre sur les zones peu accidentées, on a une formation non classée, typique d'un démantèlement de cuirasse.

Toposéquence niveau III

Cette toposéquence s'étend sur 750 m entre les altitudes 750 et 500 m. On note sur tous les profils une accumulation de graviers ferrugineux accompagnés parfois de blocs de cuirasse gravillonnaire. Ces accumulations sont denses et parfois très épaisses sur les zones planes et en position de piedmont. Elles sont par contre beaucoup plus minces sur les pentes.

Ces graviers ferrugineux sont tous de type arrondis luisants ou dépolis plus ou moins cassés. On note toutefois une augmentation du nombre de grains cassés et un aspect dépoli pour les formations de plateau. Ceci s'accompagne d'un meilleur triage de ces grains en position de piedmont et de plateau qu'en position de pente (courbe granulométrique à pente plus redressée). Il semble donc qu'il y ait eu colluvionnement et remaniement d'un matériau graveleux couvrant l'ensemble du relief, en bas de pente et sur les plateaux.

Toutefois ces grains arrondis luisants sont-ils des fragments de cuirasse repris par l'érosion ou sont-ils des éléments de néo-formation ?

Peu d'éléments permettent de conclure strictement dans un sens ou dans l'autre. Ces grains n'ont pas

macroscopiquement d'anneaux concentriques ; mais il y a rarement des zones d'accroissement visibles dans les concrétions (P. Ségalen, 1964).

Par ailleurs cette formation graveleuse se trouve sur les reliefs dominant le niveau III mais aussi les niveaux I et II. Pour des raisons topographiques, l'hypothèse d'une formation héritée apparaît donc peu concevable. La formation de concrétions sur place apparaît plus logique.

Toposéquence niveau IV

Cette toposéquence recoupe un petit épaulement à l'extérieur du massif entre les altitudes 320 et 260 m. On y observe un niveau graveleux parfois très épais (plus de 3 m) contenant quelques blocs de cuirasse gravillonnaire en discontinuité par rapport à un niveau rouge plus fin qui lui-même repose en discontinuité sur la roche altérée. La forme ronde dépolie des graviers ferrugineux, l'allure très triée de ce matériel et la juxtaposition brutale de matériaux très différents semblent correspondre à un matériau transporté et non à une formation sur place. Les grains ronds dérivent probablement des grains arrondis du niveau IV après transport.

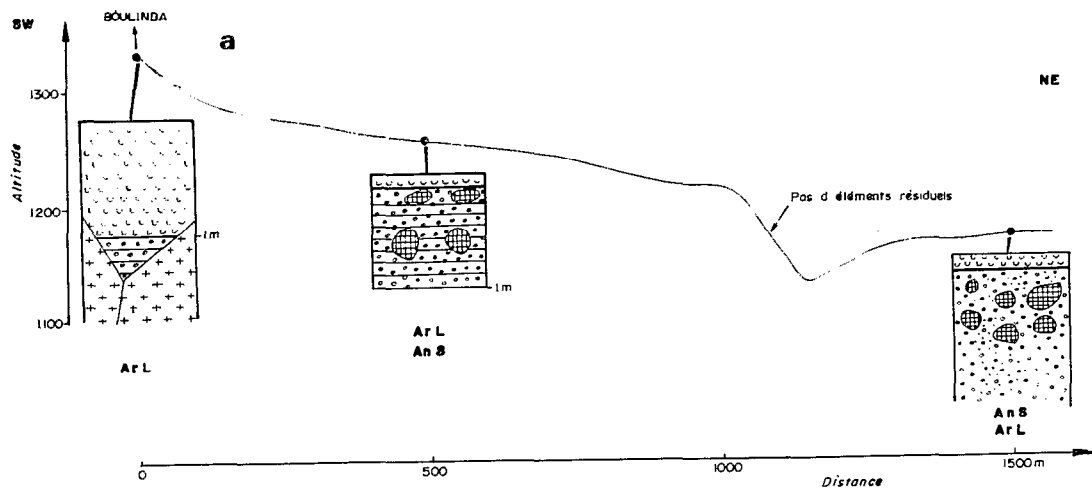
4. LES PHASES DE MISE EN PLACE

A la lumière de ces observations, le soulèvement du massif du Boulinda semble s'être fait par étapes, comme le suggèrent J.P. Carroue et J.J. Espirat (1967), et non en une seule fois comme l'indiquaient W.N. Davis (1925) et P. Routhier (1953). P. Routhier a fixé le début de la pénélplanation au miocène à la suite de son étude de la coupe de Népoui. Une observation personnelle de cette coupe nous permet de fixer la période probable du premier cuirassement de ce massif au miocène (M. Latham, 1974).

Cinq phases principales de mise en place peuvent donc être distinguées :

Phase I. Cette phase correspond probablement au premier cuirassement de la pénéplaine. Elle daterait du miocène. Postérieurement, la cuirasse a été démantelée et des concrétionnements et indurations ont pu se produire à ce niveau.

Phase II. La phase II diffère de la précédente nettement sur ce massif. Morphologiquement, les cuirasses sont très dissemblables : cuirasses massives au niveau I, cuirasses généralement conglomératiques au niveau II. La pente générale de ce niveau est orientée vers la mer alors que c'était l'inverse pour



LÉGENDE DES TOPOSEQUENCES

	Horizon organique		Roche altérée
	Bloc de cuirasse		Roche saine
	Manteau graveleux	Ar L Forme } Arrondi a patine luisante Ar D Forme } Arrondi dépoli An S des } Anguleux scoriacé RD grains } Rond dépoli	
	Manteau sablo limoneux		
	Manteau limono argileux		

Les courbes cumulatives de sable sont faites sur échelle semi logarithmique

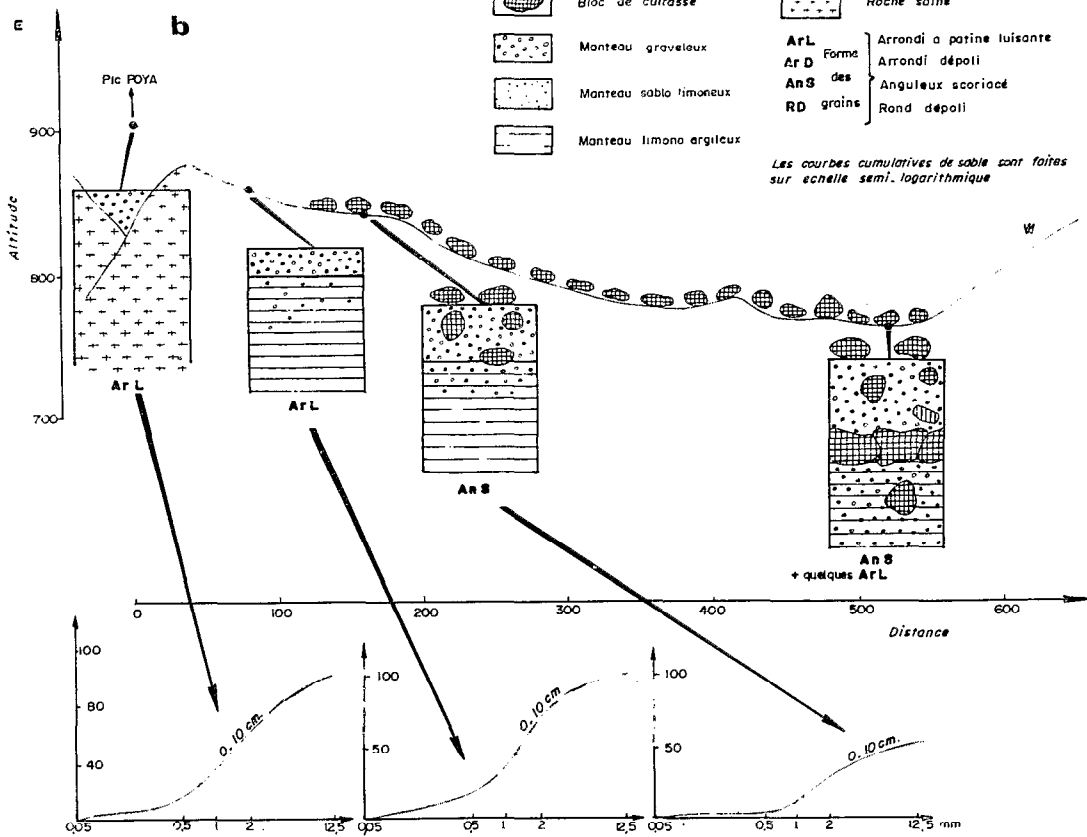


FIG. 5
 a) Toposequence niveau I.
 b) Toposequence niveau II.

le niveau précédent. Ces niveaux sont, de plus, séparés par une dénivellation brutale de 150 à 200 m qui justifie la distinction de deux épisodes :

Un épisode primaire de cuirassement, puis, à la suite d'une poursuite de surrection, la reprise d'éléments du niveau précédent dans un cuirassement général. Ce niveau II s'est par la suite démantelé par une évolution karstique des péridotites. L'évolution karstique est particulièrement développée dans ce niveau car c'est le plus étendu et le mieux cuirassé du massif. Il reste cependant quelques trous naturels mais sans éléments cuirassés au niveau I comme cela a été observé dans le sud du territoire. Il semble de plus avoir été affecté par de nombreux mouvements tectoniques qui le rendent actuellement particulièrement discontinu dans le détail.

Phase III. Cette phase débiterait par une érosion intense qui aurait décapé l'ensemble du manteau d'altération et probablement attaqué la roche elle-même. Elle est peut-être à mettre en parallèle avec la présence de blocs de péridotites arrondis dans les coupes de Muéo et de Nékoro (H. Gonord et J.J. Trescases, 1970). Elle se serait poursuivie par une nouvelle phase d'altération et de concrétionnement. Depuis, des remaniements locaux ont probablement affecté ces matériaux. Ce niveau est particulièrement bien développé dans le Sud. Il est beaucoup plus réduit à l'Est et au Nord. Il n'y a eu, à ce niveau, que des indurations localisées (formation de cuirasses pisolithiques à partir d'éléments gravillonnaires préexistants).

Phase IV. Il s'agirait d'une reprise du niveau précédent avec épandage sur un nouveau niveau situé sensiblement plus bas. Ce niveau apparaît constant tout autour du massif, il est particulièrement hétérogène et repose en discordance sur la roche altérée (toposéquence IV, fig. 9).

Phase V. Cette phase a été le théâtre de la dernière grande surrection du massif. Les niveaux précédents ont été réentailés et les alluvions anciennes se sont déposées à quelques mètres du niveau de base actuel.

L'observation sur le massif de cinq niveaux d'aplanissement et de matériaux superficiels caractéristiques de chacun de ces niveaux permet donc d'affirmer que la surrection de ce massif s'est faite en au moins cinq épisodes principaux dont le plus ancien daterait du miocène.

5. L'INFLUENCE DE CETTE ÉVOLUTION GÉOMORPHOLOGIQUE SUR LA MISE EN PLACE DES SOLS

Dans les paragraphes précédents, la mise en place du modelé a été expliquée par une succession de cuirassement, de concrétionnement, d'érosion brutale ou de mouvements tectoniques. Ces processus ont chaque fois imprimé leur marque sur les sols formés, de même que des actions plus restreintes qui n'ont pu être analysées. Il en est résulté pour ces sols quatre caractères généraux :

- la présence dans leur profil d'éléments résiduels ;
- un rajeunissement par érosion des sols de pente ;
- des remaniements sur les sols de plateau ;
- un appauvrissement général en éléments fins des horizons supérieurs des sols de faible pente et de plateau.

La présence d'éléments résiduels dans les profils de sol

Blocs de cuirasse, gravillons ferrugineux, éléments siliceux de toutes tailles se concentrent dans la partie supérieure des profils de sol (parfois sur plus de 2 m d'épaisseur). Bien souvent ils confèrent à ces sols une grande part de leurs caractéristiques morphologiques, physico-chimiques et édaphiques. Ils représentent la partie active du sol. Or ce sont, à quelques exceptions près, de cuirasse et de fond de cuvette, des éléments hérités d'une pédogenèse ancienne.

Le rajeunissement par érosion

Nombre de sols sont très érodés sur ce massif, à tel point que la roche affleure sur tout accident topographique (fig. 5 et 6 et pl.I-2). Ce rajeunissement se poursuit présentement étant donné l'aspect très accidenté du relief.

Deux cas doivent être distingués :

- l'un sur les pitons et les pentes fortes de la partie supérieure du massif,
- l'autre de la base du massif sur pente forte.

Sur les pitons et pente forte de la partie supérieure du massif, l'érosion a fortement tronqué les profils pédologiques. On note toutefois entre les affleurements rocheux de nombreux éléments ferrugineux

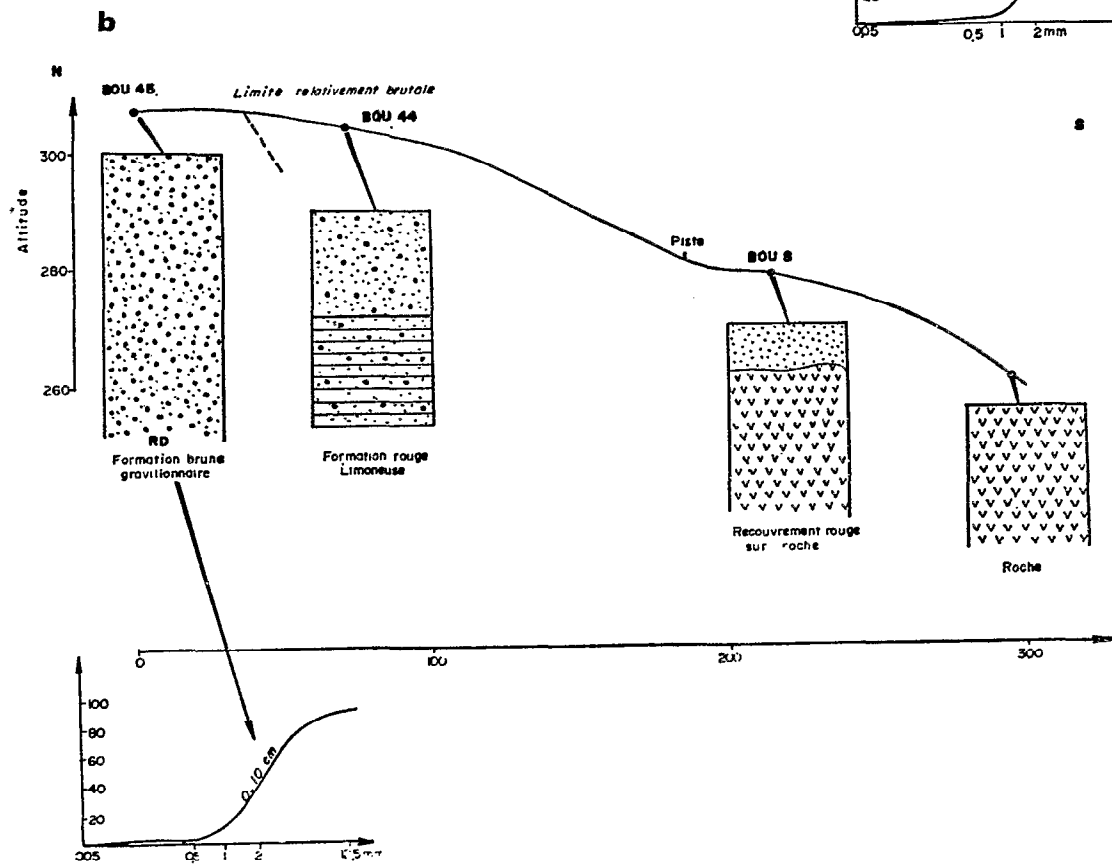
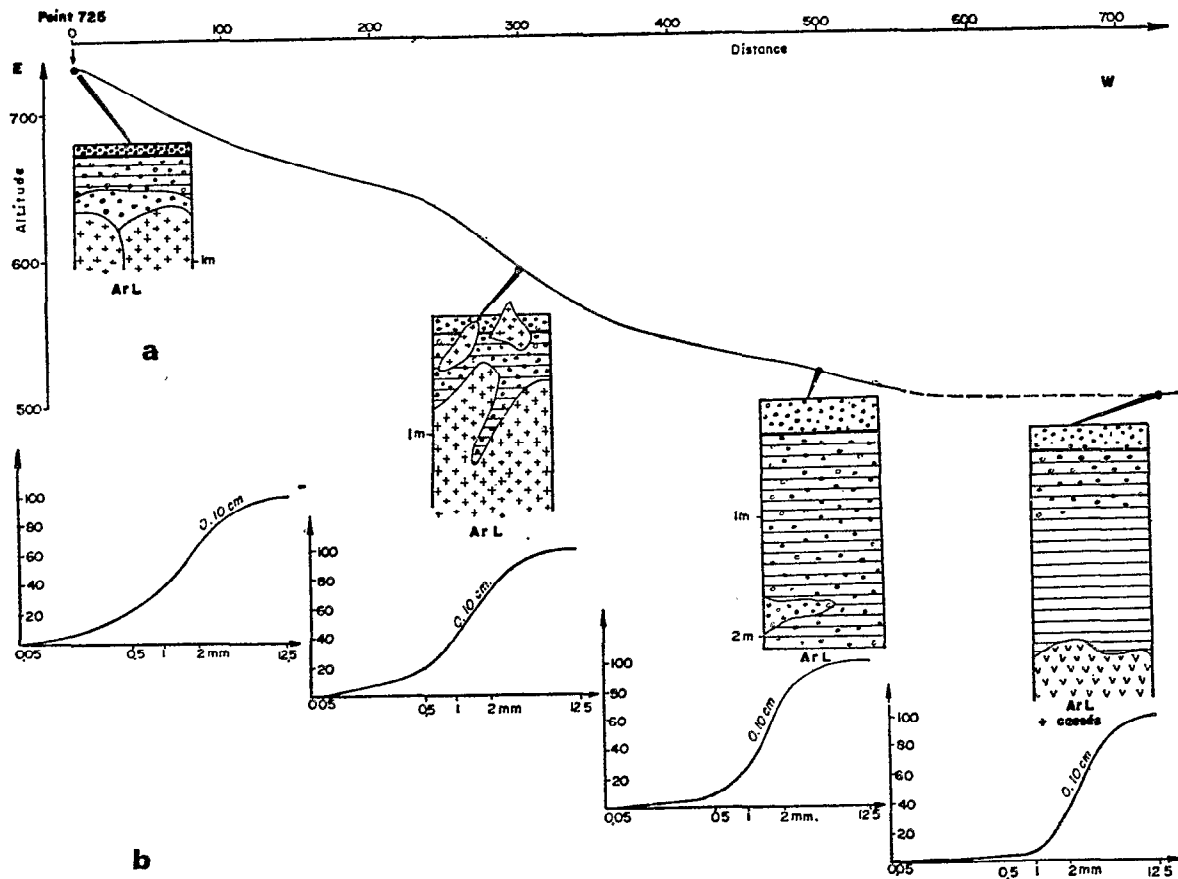


FIG. 6.
 a) Toposéquence niveau III
 b) Toposéquence niveau IV

de la taille des sables et des graviers, témoins d'un profil beaucoup plus complet. Ces éléments formés pour la plupart probablement au cours de la phase III ont eu à subir les contrecoups des surrections et des réentailles des phases IV et V. Il est à remarquer que l'altération a repris le long des fissures de la roche laissant souvent des blocs de roches presque flottants. On observe donc des sols très érodés mais dont la partie fine entre les roches est constituée presque totalement de produits ferrugineux.

A la base du massif, sur pente forte, la surrection qui a séparé les phases IV et V a entièrement enlevé le manteau ferrugineux. La roche affleure pratiquement partout. Les conditions de drainage étant moins favorables, on a recombinaison de la silice, du fer et du magnésium pour former des smectites. Il reste toutefois une grande quantité d'antigorite dans ces profils qui sont ainsi jeunes par l'épaisseur et par la composition minéralogique de la partie fine.

Les remaniements

Par remaniement, les pédologues entendent une modification du profil textural du sol due à des causes non physico-chimiques. Cette modification peut être due à un processus géomorphologique généralisé (mise en place de surface d'épandage) ou localisé (mouvement tectonique de faible ampleur, érosion interne liée au phénomène de karst, glissements de terrain, chablis, remontées biologiques).

La mise en place de surface d'épandage a affecté la majorité des surfaces décrites. Elle a été particulièrement nette au niveau II (cuirasse bréchique et galets ferrugineux), le niveau III dans une phase secondaire qui a permis l'épandage des graviers ferrugineux en position de bas de pente et sur les plateaux, le niveau IV et la plaine alluviale ancienne.

Ces mouvements généraux ne sont cependant pas les seules causes des remaniements dans les sols. Les mouvements tectoniques post-miocène indiqués par H. Gonord et J.-J. Trescases (1970) ont entraîné la formation de nombreuses failles dans le massif. Certaines sont indiquées sur la carte géologique au 1/50 000 ; elles sont probablement beaucoup plus nombreuses. Ces failles semblent en particulier responsables de l'aspect discontinu du niveau II et probablement, en partie du démantèlement de sa cuirasse.

Ce démantèlement semble toutefois beaucoup plus lié à des écoulements souterrains et à une érosion

interne dus au phénomène de karstification. Cette érosion interne a provoqué des effondrements et des remaniements locaux. L'aspect chaotique des blocs de cuirasse autour des dépressions fermées en est une bonne preuve. Ce phénomène a été très actif au niveau II et probablement au niveau I.

Comme autres mouvements localisés on peut citer les glissements de terrains, les chablis qui entraînent des remaniements par le déracinement des arbres et les remontées biologiques, bien que ces dernières semblent très peu importantes. Un seul genre de termite, *Microcerotermes* sp, construisant un nid en carton stercoral, a été observé (communication orale de P. Cochereau) et les vers de terre sont rares dans les sols. Il n'y a par ailleurs pas de mammifères endémiques en Nouvelle-Calédonie. D'une façon générale ces sols ont donc subi au cours de leur histoire une série de remaniements qui ont modifié l'ordre de leurs horizons.

L'appauvrissement en éléments fins des horizons supérieurs

L'appauvrissement en éléments fins des horizons superficiels est un phénomène courant pour les sols ferrallitiques ; il atteint rarement toutefois, les proportions observées dans ces sols.

Deux faits essentiels sont à rapprocher :

— l'absence de recouvrement fin sur l'horizon graveleux,

— la très faible quantité d'éléments fins dans la partie supérieure du profil, et cela parfois sur plus de un mètre.

L'absence de recouvrement fin sur les horizons graveleux est quasi générale. Or les niveaux concrétionnés et cuirassés ne se forment pas à la surface du sol. Il faut donc admettre qu'ils ont été enlevés par érosion. Il en a probablement été de même pour les éléments fins situés dans la partie supérieure des horizons graveleux. Il y aurait eu un lavage différentiel ne laissant dans la partie supérieure du profil que des éléments les plus denses ; ceci est plus net pour les sols remaniés, pour lesquels l'appauvrissement a pu commencer au cours du remaniement. Or, cette perte d'éléments fins n'est pas compensée par une quelconque remontée biologique, ce qui explique l'ampleur que peut prendre le phénomène d'appauvrissement dans ces sols. Cet appauvrissement semble aussi un phénomène en grande partie hérité. L'explication en est facile pour le niveau IV

étant donné son mode de formation. Mais cela semble aussi être le cas pour les autres niveaux. Il est curieux en effet de voir sur le niveau I, sous une couche de matière organique parfois très épaisse, des sols appauvris en éléments fins (toposéquence I, fig. 5).

L'érosion ne peut être mise en cause dans ce cas étant donné l'épaisse couche humifère qui recouvre ce profil. Il faut donc admettre que dans ce cas précis l'appauvrissement est un phénomène hérité. D'une façon générale les profils observés actuellement ont subi une succession d'appauvrissement en éléments fins depuis leur mise en place.

Rajeunissement, remaniement et appauvrissement sont donc les marques de processus géomorphologiques qui, s'ils sont encore actifs actuellement, ont débuté dans des temps très anciens et ont souvent agi de façon plus brutale que dans la phase présente. Ils ont repris, transporté et accumulé les éléments résiduels formés au cours des diverses altérations et indurations pour donner le profil complexe que nous observons.

CONCLUSION

L'étude géomorphologique du Boulinda a permis de préciser un certain nombre de points concernant l'évolution géomorphologique post-miocène de ce massif et la mise en place des sols qui le recouvrent.

Au point de vue géomorphologique, deux points importants ont été établis :

- La surrection de ce massif s'est faite par étapes comme le suggèrent J.-P. Carroue et J.-J. Espirat (1967), dans la notice de la carte géologique de Poya et non en une seule fois comme cela était admis antérieurement.

Cinq épisodes successifs ont été reconnus, correspondant chacun à un niveau d'érosion et à la formation d'éléments résiduels différents :

- Un niveau I entre 1 150 et 1 300 m caractérisé par la présence d'une cuirasse démantelée d'aspect massif et de grains ferrugineux anguleux scoriacés et arrondis à patine luisante.

- Un niveau II entre 1 050 et 800 m recouvert par une cuirasse bréchique démantelée. Ce niveau contient quelques galets ferrugineux appartenant probablement au niveau I.

- Un niveau III gravillonnaire entre 650 et 350 m, pauvre en éléments cuirassés. Ce niveau aurait été formé après une forte entaille de massif.

- Un niveau IV gravillonnaire à grains ronds dépolis vers 250 m, qui correspond probablement à une reprise du niveau précédent.

- Enfin un niveau V entre 10 et 20 m, formé par la terrasse alluviale ancienne.

- L'édification et les destructions successives des différents niveaux mis en place depuis le miocène ont contribué à la formation des sols actuels. Quatre phénomènes liés à des processus géomorphologiques sont plus particulièrement en cause : l'accumulation d'éléments résiduels dans la partie supérieure des sols, le rajeunissement par érosion, le remaniement et l'appauvrissement en éléments fins de ces horizons supérieurs.

- Dans la partie supérieure des profils de sols s'accumulent un certain nombre d'éléments résiduels (blocs de cuirasse ferrugineuse, gravillons ferrugineux, éléments siliceux divers) formés au cours des diverses phases d'altération et d'induration qui se sont succédées depuis le Miocène.

- L'érosion a marqué toute l'évolution de ce massif ; elle ne semble toutefois avoir agi sur le rajeunissement des profils actuels que depuis le démantèlement du niveau III.

- Les remaniements des matériaux résiduels ont été nombreux tout au long de l'histoire de ce massif. Ils ont pu apparaître à la suite d'événements brutaux : failles et mouvements tectoniques, qui ont entraîné la formation de surfaces d'épandage. Ils se poursuivent actuellement sous l'influence des mouvements de plus faible ampleur : érosion, évolution karstique, chablis, etc.

- L'appauvrissement en éléments fins des horizons supérieurs des profils semble correspondre dans de nombreux cas à une érosion ménagée, liée elle-même au remaniement, et non contrebalancée par une alimentation en éléments fins venant d'un niveau supérieur ou d'une remontée biologique. Ce lavage des éléments fins a pu prendre des aspects plus violents en particulier lors de la mise en place du niveau IV, mais il a probablement débuté avec le démantèlement de la cuirasse du niveau I.

La connaissance du milieu géomorphologique de ce massif permet donc d'expliquer la mise en place des sols qui le couvrent. Les processus géomorpho-

logiques ont en effet fortement marqué le profil pédologique observé actuellement. L'extrême évolution des éléments formés pourrait faire croire à un milieu figé. Or, ces matériaux ont continuellement évolué depuis leur formation.

REMERCIEMENTS

L'auteur remercie MM. Schmid, P. Quantin, G. Aubert et J.J. Trescases qui ont bien voulu relire ce texte.

Manuscrit reçu au SCD de l'ORSTOM le 21 janvier 1975

BIBLIOGRAPHIE

- ALEXANDER (L.T.), CADY (J.C.), 1962. — Genesis and hardening of laterite soils. *USDA tech. bull.* 1282, 90 p.
- AUBERT, SEGALIN (P.), 1966. — Projet de classification des sols ferrallitiques. *Cah. ORSTOM, sér. pédol.*, IV, 4: 97-112.
- AVIAS (J.), ROUTHIER (P.), 1962. — Carte géologique de la Nouvelle-Calédonie au 1/100 000, Pohnérihouen-Poya, ORSTOM, Paris.
- AVIAS (J.), 1964. — Sur la nature des « dykes » de quartz jalonnant le front de certains grands massifs de roches ultrabasiques en Nouvelle-Calédonie et sur ses conséquences. *Bull. soc. géol. de France* (7), VI: 433-436.
- BALTZER (F.), TRESCASES (J.J.), 1971. — Érosion, transport et sédimentation liés aux cyclones tropicaux dans les massifs d'ultrabasites de Nouvelle-Calédonie. *Cah. ORSTOM, sér. géol.*, III, 2: 221-244.
- BOYER (Ph.), 1958. — Influence des remaniements par les termites et de l'érosion sur l'évolution pédogénétique de la termitière épigée de « Bellicositermes Rex ». *C.R. Acad. Sci. Paris*, 247: 749-851.
- CARROUE (J.P.), ESPIRAT (J.J.), 1967. — Carte géologique de la Nouvelle-Calédonie à l'échelle du 1/50 000, Poya-Plaine des gafacs. BRGM, Paris.
- COLLINET (J.), 1969. — Contribution à l'étude des « Stone-lines » dans la région du moyen Ogoûé (Gabon). *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, VII, 1: 3-42.
- DAVIS (W.N.), 1925. — Les côtes et les récifs coralliens de la Nouvelle-Calédonie. *Ann. géogr.* T. 34, n° 171, Paris.
- GONORD (H.), TRESCASES (J.J.), 1970. — Observations nouvelles sur la formation post miocène de Muéo (côte ouest de la Nouvelle-Calédonie), conséquence paléogéographiques et structurales. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 270, : 584-587.
- GUILLON (J.H.), 1969. — Données nouvelles sur la composition et la structure du grand massif péridotitique du sud de la Nouvelle-Calédonie. *Cah. ORSTOM, sér. Géol.*, 1969, I, 1: 7-25.
- IGN. — Carte topographique au 1/50 000, Poya-Paeoua.
- LAPORTE (G.), 1962. — Reconnaissance pédologique le long de la voie ferrée Comilog., IRSC: MC 119 Brazzaville, 149 p. *multigr.*
- LATHAM (M.), 1974. — Nouvelle observation de la coupe de Népouï (Nouvelle-Calédonie); conséquences sur la chronologie de l'étagement des niveaux cuirassés sur les massifs de roches ultrabasiques. *C.R. Acad. Sci. Paris* (en préparation).
- MAIGNIEN (R.), 1966. — Induration des horizons des sols ferrallitiques. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, IV, 4: 29-32.
- RIQUIER (J.), 1969. — Contribution à l'étude des « stone-lines » en régions tropicales et équatoriales, *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, VII, 1: 71-111.
- ROUTHIER (P.), 1953. — Etude géologique du versant occidental de la Nouvelle-Calédonie entre le col de Boghen et la pointe d'Arama. *Mém. Soc. Géol. de France*, n° 11, sér. T. XXXII, n° 67, 271 p.
- SAOS (M.C.), 1972. — Dans notice de la carte géologique de Prony au 1/50 000. BRGM Orléans (sous presse).
- SEGALIN (P.), 1964. — Le fer dans les sols. Init. et doc. Techn., n° 4, ORSTOM, Paris.
- SEGALIN (P.), 1969. — Les remaniements des sols et la mise en place de la stone-line en Afrique. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, VII, 1: 113-131.
- TRESCASES (J.J.), 1969a. — Premières observations sur l'altération des péridotites en Nouvelle-Calédonie. *Pédologie. Géomorphologie. Cah. ORSTOM, sér. Géol.*, I, 1: 27-57.
- TRESCASES (J.J.), 1969b. — Géochimie des altérations et des eaux de surface dans le massif ultrabasique du Sud de la Nouvelle-Calédonie. *Bull. Serv. carte Géol. Als.-Lorr.*, 22-4: 329-354.
- TRESCASES (J.J.), 1972. — Dans notice de la carte géologique au 1/50 000 de Prony, BRGM, Orléans (sous presse).
- TRICART (J.), 1967. — Principe et méthode de la géomorphologie, Masson et Cie, éditeur, 496 p., Paris.
- WIRTHMANN (A.), 1965. — Die Reliefentwicklung von Neukaledonien In « Tagungsbericht und wissenschaftliche Abhandlungen ». Deutschen Geographentage, Bochum, Juin 1965: 323-325