Contribution à l'étude des surfaces d'aplanissement sur les Hautes Terres centrales malgaches

Planches IV-V

par **Fernand Bourgeat**
Maître de recherches, O.R.S.T.O.M., Tananarive

et **Michel Petit**
Maître-assistant à l'université de Tananarive

Cet essai cartographique, à une échelle moyenne, doit être considéré comme une synthèse des connaissances actuelles et une base de travail pour des recherches futures. Simple carte de reconnaissance, elle est donc par nature perfectible : la carte des itinéraires devant permettre des enquêtes dans des régions non encore prospectées qui livreront peut-être des éléments nouveaux.

Nous nous proposons de cartographier les principales formes d'aplanissement et les reliefs qui en dérivent sur un territoire d'environ 100 000 km², axé sur les Hautes Terres centrales, depuis le plateau d'Ankazobe au nord jusqu'aux massifs d'Ambositra au sud et au-delà du rebord de la « falaise » à l'est jusqu'aux bas plateaux de l'ouest. Zones aux reliefs contrastés, mais qui, dans une certaine mesure, présentent une grande unité morphologique de par le type d'évolution qu'elles ont connu.

Les études antérieures fondamentales sont en nombre limité[1].

1. Nous trouvons, par ordre chronologique, les articles, cartes et mémoires de :

— H. Bésairie, « Documentation géographique », *Travaux du Bureau géologique*, n° 54, Tananarive, 1954, 275 p.

— F. Dixey, « Observation sur les surfaces d'érosion à Madagascar », *Compte rendu Académie des Sciences*, 1956, p. 944-947 ; « Notes de géologie malgache », *Documentation du Bureau géologique*, n° 140, Tananarive, 1958.

— F. Dixey, « The Geology and Geomorphology of Madagascar and a comparison with Eastern Africa », *Quaternary Journal Geology soc.*, Londres, 1960, p. 236-268.

— H. Bésairie et Ch. Robequain, *Carte géomorphologique de Madagascar*, 1/1 000 000, 1960.

Sans pour autant minimiser le travail de F. Dixey qui a fait œuvre de défricheur en présentant sa magistrale corrélation entre les surfaces d'aplanissement africaine et malgache, l'article de P. Birot est certainement l'étude d'ensemble la plus critique, l'apport le plus considérable à la connaissance des Hautes Terres centrales.

Un grand nombre d'observations sont d'autre part consignées par les géologues dans les rapports des « Travaux du Bureau géologique de Madagascar » qui sont en fait, bien souvent, des notices accompagnant les cartes au 1/100 000 ou au 1/200 000 ; parmi ces rapports, on distinguera au tout premier plan celui de G. Hottin qui fut le premier à apporter des éléments objectifs à la solution du problème qui nous intéresse.

I. ÉTUDE GÉNÉRALE DES NIVEAUX D'APLANISSEMENT

Le problème de la définition et de la datation des surfaces d'aplanissement sur les Hautes Terres centrales malgaches a fait l'objet de plusieurs tentatives. F. Dixey, par comparaison avec l'étagement des plateaux d'érosion de la région du lac Nyassa, a défini quatre cycles d'érosion à Madagascar. Il distingue :

— les hautes surfaces jurassiques qui se décomposent en deux niveaux :

— le niveau supérieur, qui culmine au-dessus de 2 200 m dans les massifs des Vavavato, de l'Ibity, de l'Itremo où d'ailleurs on n'observe aucun témoin de véritable aplanissement.

— le niveau inférieur, à l'altitude maximale de 1 850 m, forme de grands plateaux bien conservés de Fenoarivo au pied du Tsaratanana.

— la surface du Crétacé supérieur, surface polycyclique en relation avec l'histoire complexe du Crétacé sédimentaire malgache, est particulièrement développée dans l'Imerina central sous forme de basses collines d'altitude concordante aux environs de 1 250-1 350 m.

— la surface meso-tertiaire qui borde les reliefs précédents se développe à 1 000-1 100 m et s'incline dans toutes les directions vers la mer. Ce cycle d'érosion, selon l'auteur, n'aurait pas mordu sur les Hautes Terres.

— la surface fin tertiaire, particulièrement représentée en bordure des Hautes Terres, se développe depuis le littoral jusqu'à 500 m d'altitude et, à la faveur des vallées principales, peut pénétrer sous forme de plaines intérieures jusqu'à 900 mètres.

Cette étude des différentes surfaces de l'île, essentiellement altimétrique, laisse bien peu de place aux manifestations tectoniques post-jurassiques pourtant sensibles dans le paysage actuel.

— G. Hottin, « Recherches des bauxites sur les Tampoketsa de la région centrale », *Travaux du Bureau géologique*, n° 104, Tananarive, 1961, 27 p.

— J. Dresch, « Sur quelques aspects régionaux du relief à Madagascar », *Bulletin de l'Association de Géographes français*, n° 309, nov.-déc. 1962.

— P. Birot, « Contribution à l'étude morphologique des « plateaux » du centre de Madagascar », *Revue de Géographie de Madagascar*, n° 3, juillet-décembre 1963, p. 1-39.

25 AVR. 1969
O. R. S. T. O. M.
Collection de Référence
n° 13180

La campagne de prospection minière, menée par G. Hottin sur les différents Tampoketsa, apporte des éléments nouveaux permettant de serrer plus étroitement le problème de la datation des Tampoketsa en premier lieu et des autres surfaces en conséquence. L'auteur accrédite la surface supérieure de F. Dixey sans pour autant lui donner un âge aussi absolu : le niveau des Vavavato serait seulement anté-Crétacé supérieur. Il y a lieu de noter que les massifs des Vavavato, Andringitra, Itremo, Ibity, culminant à des altitudes comprises entre 2 200 et 2 600 m, soit à un niveau sensiblement concordant, sont situés à des distances importantes qui, si l'on admet un aplanissement général, infère une immobilité totale du socle depuis le Crétacé ; or, d'une part, la plaine de Ranotsara, à l'ouest du massif de l'Andringitra, et le bassin d'Antsirabe d'autre part, ont une origine tectonique certaine devant remonter à une époque relativement récente (Tertiaire), pour preuve les bordures qui montrent de beaux escarpements de faille d'une relative fraîcheur. Sans nier la possibilité d'un aplanissement fondamental ancien que l'on pourrait mettre en relation avec la surface africaine et américaine de Gondwana, on éprouve quelques difficultés (et même une certaine réticence) à reconstituer une quelconque surface recoupant l'ensemble de ces sommets. Seuls les Vavavato et leur immense champ de boules sommital font exception, mais cette relative platitude a peut-être une origine structurale. En dernier lieu, il est bon de remarquer l'absence totale de phénomène de cuirassement sur ces hauts sommets.

Les différents Tampoketsa du Nord-Ouest, le Famoizankova, le plateau de Fenoarivo, d'Ankazobe, du Kamoro, de Beveromay et de l'Analamaitso, appartiennent à une unique surface d'érosion légèrement gauchie vers le nord-ouest, avec une pente générale d'environ 3 à 4 p. 100. Les Tampoketsa du Kamoro et de l'Analamaitso montrent le substratum cristallin fossilisé sous une centaine de mètres de grès arkosiques à débris de bois silicifiés indéterminables et de basalte interstratifié ; l'ensemble est recoupé par la surface d'érosion des Tampoketsa. Le faciès gréseux et l'interstratification des basaltes dans cette couverture évoque les dépôts crétacés du proche bassin de Majunga ; ceci permet de supposer une similitude de datation et donc de prêter au maximum un âge crétacé terminal à la surface d'érosion qui tronque l'ensemble socle-sédimentaire. Aucune solution n'est encore apportée au problème que pose le rapport existant entre la surface Tampoketsa et la topographie fossilisée sous les dépôts gréseux que G. Hottin qualifie d'ailleurs de « pénéplaine imparfaite » visible essentiellement sur les bordures nord-ouest du plateau de l'Analamaitso. Ensuite l'auteur distingue deux autres cycles d'érosion :

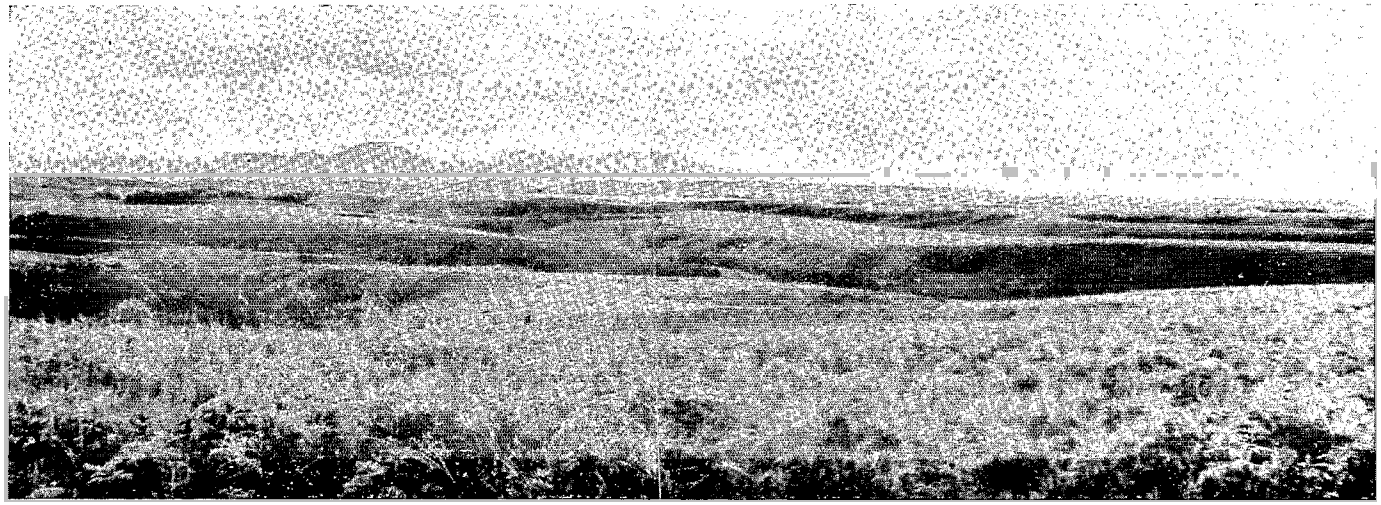
— un cycle méso-tertiaire comprenant l'ensemble de l'Imerina central jusqu'au seuil de l'Androna au nord, qui correspondrait à la surface polycyclique crétacé supérieur de F. Dixey ;

— en contrebas, sur les marges des Hautes Terres, la surface fini-tertiaire comme l'avait d'ailleurs observée Dixey et qu'a parfaitement définie

Pl. IV. A. Le niveau fondamental des Tampoketsa : Tampoketsa d'Ankazobe.

B. Le niveau des Tampoketsa d'Ankazobe et, en contre-bas, le niveau de Fihaonana.

(Clichés M. Petit)



Pl. V. A. La bordure occidentale du sillon du Mangoro.

B. Une cuvette fermée sur le niveau fini-tertiaire de Mandoto.

(Clichés M. Petit)

R. Battistini[1] dans le Sud de l'île, plongeant sous les dépôts corrélatifs attribués au Néogène et que l'on trouve à l'aval de la « pénéplaine de l'Androy ».

La datation de ces surfaces soulève le problème de l'identification exacte des sédiments fossilisants (surface fini-tertiaire) ou recoupés (surface crétacé terminal) et de la corrélation possible entre la pente de la surface mésotertiaire de l'Horombe que l'on fait passer à 200 km à l'ouest sous les dépôts miocènes de la région de Tuléar !

La difficulté de reconstituer des surfaces, lorsque celles-ci sont largement dégradées, se complique du fait que d'importants affleurements granitiques, rarement massifs mais plutôt en bancs et lames de « granites stratoïdes » incurvés en larges coupoles, peuvent faire croire à des niveaux barrés, dégagés des gneiss, qui affleurent en position structurale à des altitudes sensiblement concordantes — l'uniformité des altitudes pouvant être due à un arrêt de la granitisation à un certain niveau.

Sur l'ensemble de la zone étudiée, nous avons répertorié trois niveaux distincts, montrant de rares emboîtements, chacun des niveaux pouvant être observé et défini dans des régions différentes.

A la suite de P. Birot nous préférons évoquer des niveaux relatifs plutôt que des surfaces datées; nous serons amenés à décrire :

— le niveau supérieur ou des Tampoketsa,
— le niveau intermédiaire ou de Miarinarivo,
— le niveau inférieur « des pénéplaines de l'Ouest ».

A. Le niveau supérieur

Cette surface d'aplanissement se distingue des niveaux postérieurs :

— en ce qu'elle nivelle d'une façon presque absolue l'ensemble des structures massives, même si celles-ci sont très différenciées;

— en ce qu'elle est dominée par de rares et lourds reliefs résiduels de dureté, localisés essentiellement sur la bordure orientale des Tampoketsa, qui surplombent de cinquante à cent mètres l'aplanissement généralisé.

Le niveau des Tampoketsa se caractérise par sa platitude et son aspect massif de haut plateau (pl. IV, A); cette surface d'érosion parfaite domine l'ensemble régional par de véritables abrupts de 200 à 300 m de dénivellation, que sautent les rivières en gorges profondes ou en chutes vertigineuses comme la Manankazo qui draine le plateau d'Ankazobe. Une carte des pentes établie pour une zone d'environ 230 km², peu rajeunie et située au sud du Tampoketsa de Fenoarivo, est particulièrement suggestive et indique les pourcentages suivants :

Bas-fonds	1 p. 100
Pente inférieure à 5 p. 100	35 p. 100
Pente de 5 à 12 p. 100	51 p. 100
Pente de 12 à 20 p. 100	13 p. 100

1. R. Battistini, *L'Extrême-Sud de Madagascar*, Études malgaches, université de Madagascar, tomes 10 et 11, Paris, Éditions Cujas, 1964.

Il n'existe pas de pente supérieure à 20 p. 100, sauf très localement sur les flancs du petit appareil volcanique du Tsitondroina et, naturellement, sur les reliefs de bordure. La quasi-platitude de la topographie d'ensemble, caractérisée par 86 p. 100 de la surface présentant des pentes inférieures à 12 p. 100, pose le problème de la conservation de ce niveau. Certains auteurs, en particulier J. Dresch, invoquent une immunité par le cuirassement, cependant il faut considérer que celui-ci est très discontinu et que l'ensemble cuirassé ne représente que 1 p. 100 de la superficie totale de ces plateaux. Dans le secteur précédemment considéré pour le calcul des pourcentages de pente, bien que le rajeunissement y soit très faible, la cuirasse de plateau n'existe que sur 3 km². On peut très difficilement imaginer la disparition presque totale d'une cuirasse homogène. On ne peut même pas invoquer la situation privilégiée des Tampoketsa par rapport au drainage pour expliquer leur conservation ; traversés par les grands axes hydrographiques du Nord-Ouest de l'île qui les morcellent en une succession régulière de plateaux, ils ne se trouvent nullement en position de partage des eaux entre les versants ouest et est de l'île. En revanche, il est remarquable de considérer les liens possibles entre la conservation des formes topographiques et la structure géologique. Cette surface recoupe, il est vrai, un ensemble pétrographique hétérogène (gneiss, migmatites, granites stratoïdes à orthites et même des quartzites), mais le « pendage » de ces formations cristallines est toujours faible. Les bordures sont constituées par une succession de crêts, véritables murailles dégagées dans les granites, freins efficaces contre l'érosion régressive. La structure générale de ces Tampoketsa évoque assez bien la forme de cuvette synclinale. Il est d'autre part remarquable de constater qu'entre le Tampoketsa de Fenoarivo et celui d'Ankazobe le redressement des bancs granitiques correspond à un affouillement majeur des gneiss et migmatites dégageant les barres granitiques d'altitude sub-égale. Celles-ci, situées en contrebas des Tampoketsa, permettent toutefois de reconstituer l'ancienne extension du niveau d'érosion. Somme toute entre les témoins conservés se dégage un relief pseudo-appalachien (fig. 1).

Le drainage de ces immenses surfaces s'effectue par des rivières parallèles qui confluent à l'aval, dessinant grossièrement un système en arête de poisson. Le plateau est disséqué en longs reliefs d'interfluves de très faible pente. Lorsque le Tampoketsa est faiblement rajeuni (Fenoarivo par exemple), l'encaissement atteint une valeur moyenne de 50 mètres, modelant de très longs versants dont la pente est comprise généralement entre 5 et 12 p. 100. Ceux-ci présentent un épaulement, long replat sur lequel on retrouve localement, en amont des drains, une formation alluviale parfois cuirassée (exemple de la haute Manankazo sur le Tampoketsa d'Ankazobe). Les rivières serpentent dans des bas-fonds plats et marécageux d'une largeur moyenne de 200 à 600 m. L'ensemble du drainage est fort correct et s'établit autour d'une valeur moyenne de 0,5 km de drain au km² de surface. Le plateau est parsemé de petites cuvettes fermées, circulaires, de diamètre inférieur à 50 m, faiblement encaissées (de 2 à 6 m) ; les bordures sont en général

assez douces. Leur localisation semble privilégiée : on distingue des cuvettes isolées, perchées par rapport aux thalwegs actuels, mais dans leur prolongement amont ; d'autres, au contraire, situées sur les interfluves, souvent coalescentes, pouvant correspondre vraisemblablement à d'anciens thalwegs. Ces dépressions montrent un horizon tourbeux surmontant un horizon d'argiles blanches qui semble dériver d'une formation alluviale renfermant encore des passées sableuses (voir G. Hottin) ; la cuirasse qui surmonte cette formation argileuse est alumino-ferrique, le fer étant entraîné par les solutions humiques, et renferme une forte proportion de silice combinée, la teneur en fer (Fe_2O_3) se situant entre 5 et 20 p. 100 et celle de l'alumine pouvant atteindre de 30 à 50 p. 100. Les cuvettes, par conséquent, ne peuvent, sauf exception, être considérées comme dérivant de la surface cuirassée par des phénomènes de dissolution et leur genèse est différente des cuvettes karstiques caractéristiques des pays calcaires : il n'y a pas de karst de la cuirasse.

Lorsque ces plateaux sont « mal armés » par une ceinture granitique discontinue (cas du plateau de la Sahanivotry), on observe une forme de dégradation lente caractérisée par un encaissement du système hydrographique qui peut atteindre une centaine de mètres, de très longs versants, des bas-fonds plus étroits, des thalwegs au profil en long plus accusé et des reliefs d'interfluve nettement plus convexes. Ces secteurs ne sont jamais cuirassés, mais en revanche on y observe un pseudo-concrétionnement généralisé sous forme de morceaux de roche profondément altérée et ferruginisée, enveloppés d'un cortex ferrugineux lorsque ceux-ci ont été remaniés ; ils sont alors fréquemment disposés en « stone-lines ». On note d'autre part, dans ces zones, l'absence de cuvettes et une plus forte densité de drains, l'indice pouvant atteindre 1 km par km² de surface.

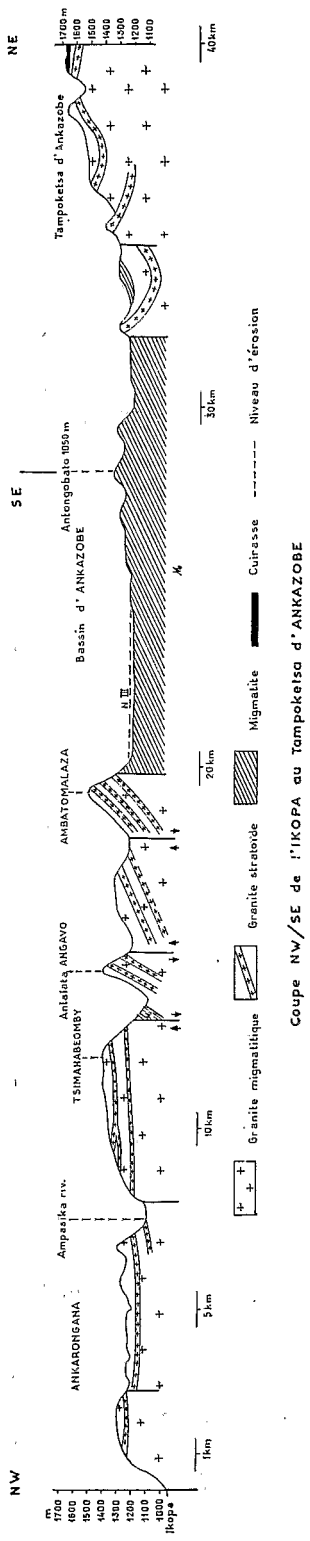


Fig. 1.

Sur ce niveau, bien conservé, du Nord-Ouest des Hautes Terres malgaches, les sols présentent une relative homogénéité. Il s'agit de sols ferrallitiques typiques, parfois cuirassés, pour lesquels le rapport SiO_2/Al_2O_3 est inférieur à 0,5 ; ils possèdent souvent une zone tachetée sous la cuirasse. En surface, l'horizon humifère est bien marqué. La cuirasse elle-même, en position axiale sur les interfluves plats, est généralement peu épaisse (50 cm), scoriacée et bauxitique ; elle renferme de 40 à 50 p. 100 d'Al_2O_3 pour 10 à 25 p. 100 de Fe_2O_3. Sur les versants, elle s'épaissit (jusqu'à 3 m), devient plus massive, s'enrichit également en fer, 20 à 35 p. 100 de Fe_2O_3 pour 30 à 40 p. 100 d'Al_2O_3. Ces niveaux cuirassés correspondent à une remobilisation du fer sous l'action des composés humiques et sont à rapprocher des niveaux de bas de pente, en coin, décrits par R. Maignien.

Sur les versants, les sols rajeunis renferment une « stone-line » composée de morceaux de roche ferruginisée ou de produits provenant du démantèlement de la cuirasse. En général on observe un sol ferrallitique « jaune sur rouge ». Plus au sud des Hautes Terres, sur le plateau de la Sahanivotry en zone rajeunie, les sols « jaune sur rouge » s'enrichissent de pseudo-concrétions dont le rapport SiO_2/Al_2O_3 est parfois voisin de 0,2 ; elles sont situées soit dans le profil selon les plans de schistosité de la roche altérée, soit disposées en « stone-line » lorsqu'elles sont remaniées.

Le climat de ces hauts plateaux connaît un total pluviométrique annuel de 1 700 à 2 000 mm et une saison sèche marquée qui n'exclut pas de nombreuses précipitations occultes ; les températures moyennes annuelles ne dépassent pas 18 °C. La végétation offre le contraste de grandes étendues herbeuses à graminées (*Loudetia stipoïdes*, *ctenium*...) et des vallons forestiers aux essences de type côtier décrites par G. Bastian[1] telles que *Weinmannia*, *Canarium*, *Diospyros*, *Uapaca*... Ces plateaux sont de vastes solitudes inhabitées, terres de parcours pour les éleveurs des bas pays voisins.

Cette unité morphologique de première grandeur, à l'échelle de Madagascar, couvre une superficie d'environ 3 000 à 3 500 km² où l'on distingue du sud-ouest au nord-est des plateaux bien conservés et alignés sur le versant nord-ouest des Hautes terres : le Famoizankova (100 km²), Fenoarivo (1 200 km²), Ankazobe (300 km²), Kamoro et Beveromay (200 km²). En position centrale dans l'île, on retrouve des témoins cuirassés de moindre extension : sur les versants ouest et est de la chaîne quartzitique de l'Itremo, vers 1 700 m d'altitude, et un développement maximal en bordure de la « falaise » de l'Angavo sur le plateau de la Sahanivotry, au nord de Fandriana, qui se prolonge jusqu'au lac de Tsiazompaniry. Ce dernier ensemble a d'autre part subi un rajeunissement lent.

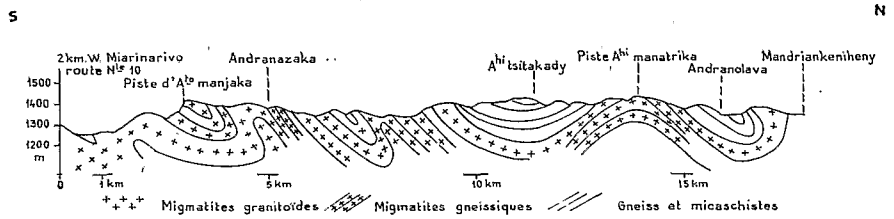
Ce niveau supérieur a connu un soulèvement (plus exactement un bombement) dont la zone axiale semble se situer dans la région de la Sahanivotry ou légèrement à l'ouest sous le massif volcanique de l'Ankaratra, où l'on retrouve des témoins du socle à 2 200 m au col franchi par la piste reliant

1. G. Bastian, « La forêt d'Ambohitantely », *Revue de Géographie de Madagascar*, n° 5, 1964.

Ambatolampy à Faratsiho. La partie septentrionale conserve une pente régulière évaluée à 3 p. 1 000 que l'on retrouve dans la zone des Tampoketsa du Nord-Ouest, mais également vers l'ouest depuis le Tampoketsa de Fenoarivo jusqu'au Famoizankova. Au contraire, la partie méridionale semble avoir été faillée, le long de l'axe hydrographique de la Manandona et de la « vallée d'Ilaka » où l'on observe un décrochement d'environ 150 m entre les deux blocs de la Sahanivotry à l'est et l'ensemble Ibity-Ambositra à l'ouest. Plus à l'ouest encore, la surface se retrouve à une altitude de 1 700 m en bordure de l'Itremo (plateau du Janjinakely).

B. Le niveau intermédiaire

Ce niveau se distingue du précédent par un aplanissement relatif ; il s'agit en fait d'un cycle inachevé. Le relief présente un degré de dissection assez marqué et se compose d'une association de lourdes collines d'interfluve convexes, souvent allongées, de niveau assez constant, se reliant à un système de bas-fonds peu développés par des versants très redressés mais à petite concavité de base. Le réseau hydrographique est bien hiérarchisé et les petites dépressions fermées d'interfluve, si fréquentes sur le niveau supérieur, deviennent rares. Au total il ne présente ni un degré de conservation appréciable, ni une extension comparable à celle du niveau supérieur. Localisé



Coupe de Miarinarivo à l'extrémité Nord de la surface d'Ambatomanjaka

Fig. 2.

essentiellement sur les bordures des hautes terres, il ne constitue pas une frange continue. Il se distingue des autres aplanissements par un décalage altimétrique appréciable, repérable entre 1 150 m et 1 600 m. Comme le niveau I, il n'est pas localisé aux affleurements de roche tendre, mais peut tronquer des roches aux indices de dureté très différents : granites, migmatites et gneiss comme au nord de Miarinarivo (fig. 2). Les reliefs résiduels sont cependant beaucoup plus dégagés que sur les Tampoketsa, il s'agit en général de noyaux localisés dans des bancs de granite. Dans la zone de contact avec le niveau précédent on observe des reliefs dérivés à des altitudes variables qui donnent un paysage inorganisé. Dans l'ensemble, et lorsque les Tampoketsa ne sont pas cernés par une ceinture de bancs granitiques, les formes de relief s'ordonnent selon une chaîne bien établie du type suivant :

— surface conservée dominée par des reliefs résiduels ;

— surface rajeunie au système hydrographique peu encaissé ;

— surface de dégradation ou de dissection profonde à un niveau légèrement en contrebas ;

— reliefs dérivés à long versant et s'isolant à mesure que l'on gagne le niveau inférieur. Cette chaîne peut laisser croire que, localement, les bordures sont gauchies ou faillées, la reprise d'érosion ayant disséqué le plan de gauchissement ou l'escarpement de faille. Toutefois, le dessin de ces bordures est d'une part trop sinueux et d'autre part correspond trop souvent à certaines limites pétrographiques pour accréditer une telle hypothèse.

Sur la bordure orientale des Hautes Terres, sous « savoka » à *Philippia*, *Hélichrysum* et Fougères, les sols sont fortement rajeunis. On observe des sols « jaune sur rouge » contenant des pseudo-concrétions en grande abondance. Dans la partie occidentale, sous pseudo-steppe à *Aristida*, *ctenium*, plus rarement *Hypparhenia*, les sols sont en général plus profonds, rouges ou beiges, structurés en profondeur : ce sont des sols ferrallitiques typiques, sans formation indurée, mais où s'observent fréquemment des « stone-lines » de versant faites de morceaux de quartz anguleux en relation avec les filons présentant un certain fauchage. Ces « stone-lines » deviennent encore plus fréquentes dans les zones constituées par les reliefs de dissection et sur les flancs des reliefs dérivés. Sur les versants convexes se développent de grands lavaka, notamment au point d'inflexion de la courbe convexo-concave. Sur les croupes aplanies des interfluves, les sols sont soumis à l'érosion en nappe. Le cuirassement est rare et peu développé lorsqu'il existe. Nous avons observé cependant un lambeau de cuirasse de versant sur le niveau d'Antsampandrano à 1 600 m. Les principaux témoins de ce niveau sont, du nord au sud : à l'ouest, le plateau de Miarinarivo (1 450 m), le témoin d'Ambohimasina au nord de Soavina et d'Ambatofinandrahana ; à l'est, les plateaux de Talata Volonondry-Mantasoa, d'Antsampandrano et celui de Fandriana-Imerina Imady.

Ce niveau révèle, entre l'ouest et l'est, une certaine opposition. Une relative stabilité est attestée par les témoins occidentaux, qui possèdent une pente d'environ 3 p. 1 000 vers l'ouest ou le nord-ouest (comme la surface des Tampoketsa), à l'exemple du plateau de Miarinarivo (1 450 m) qui se poursuit en contrebas du Famoizankova à 1 200-1 250 m et vers 1 100-1 150 m dans la région de Belobaka. Sur la bordure orientale, au contraire, l'ensemble de la structure serait lié à une phase tectonique qui aurait fragmenté le niveau II : l'accident tectonique aurait déterminé le cours parfaitement rectiligne du Mangoro, sur plus de 120 km ; il en aurait résulté, d'autre part, l'effondrement du bloc oriental. La reprise d'érosion consécutive aurait oblitéré et provoqué le recul de l'escarpement, que l'on retrouve aujourd'hui à quelque 10 km à l'ouest de la ligne de faille, sous forme de reliefs méridiens dégagés dans les roches granitoïdes, en pente vers l'ouest selon la structure profonde du socle. Ainsi les granites migmatitiques constituent en fait la falaise de l'Angavo, barrière contre laquelle s'est momentanément ralentie l'évolution de cet escarpement composite hérité de faille (pl. V, A). Posté-

rieurement, dans l'ombilic de Moramanga-Andaingo, il semble possible d'admettre un petit rejeu (probablement fin Pliocène-début Quaternaire), qui aurait créé un léger affaissement limité à l'est par le petit escarpement de Moramanga-Andaingo. Cette phase tectonique aurait fait sentir ses effets jusqu'en bordure orientale du fossé de l'Alaotra dont l'escarpement est très frais et montre de très belles facettes. Cette phase serait d'autre part responsable de la rupture d'équilibre du drainage et aurait permis l'accumulation d'alluvions fluvio-lacustres sur une trentaine de mètres d'épaisseur : ce remblaiement, dont l'aspect faiblement pédogénisé avait déjà frappé P. Birot, colmate en fait d'anciens bas-fonds et de larges vallées très évoluées. Les plateaux d'interfluve façonnés dans le socle, dominant de quelques dizaines de mètres le sédimentaire, possèdent des sols très riches en pseudo-concrétions; ces lambeaux de plateaux, selon notre hypothèse, seraient des formes de dissection du niveau II repris ultérieurement par le cycle fini-Tertiaire déclenché par la phase tectonique qui a créé une structure faillée en touches de piano. Dans cette région, nos conclusions divergeraient donc de celles de F. Dixey qui attribuait une faible importance à la tectonique récente.

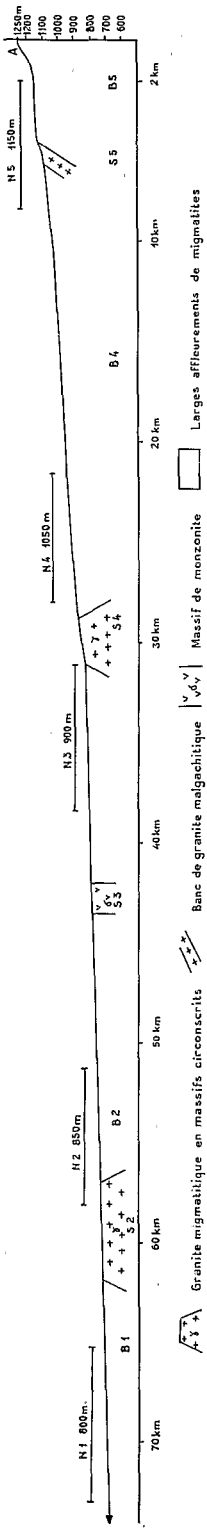
C. Le niveau inférieur

Ce niveau se distingue des précédents par plusieurs traits :

— Il est tout d'abord essentiellement limité aux affleurements de roches tendres (gneiss, migmatites et gabbro ancien), mais mord parfois sur des roches dures à l'exemple des granites de l'Imorona ; il s'agit alors d'un vieux socle remobilisé ayant subi plusieurs phases de métamorphisme, la roche est très fortement cataclasée et peu recristallisée (porosité à l'eau environ 1 p. 100), et les affleurements de roche saine sont pratiquement inexistants. Le niveau se présente sous deux aspects : en bassin, lorsque l'affleurement de roche tendre a quelque extension ; au contraire en longs couloirs, véritables vallées monoclinales, lorsque la structure isoclinale est plus différenciée.

— Il n'y a pas aplanissement général, mais évolution lente d'unités indépendantes, à l'amont de seuils rocheux (granites). Il faut considérer le cas des bancs granitiques de grande extension (généralement granites stratoïdes ou migmatitiques), qui peuvent avoir une influence quasi régionale et ralentir l'évolution sur l'ensemble d'un bassin-versant, et celui du massif localisé que traverse le drain principal, dont l'influence est beaucoup plus limitée. Il en résulte une succession de paliers étagés d'est en ouest : ainsi, sur l'itinéraire Soavina-Mandoto, on distingue 5 niveaux s'abaissant de 1 150 m à 800 m (fig. 3). On constate d'autre part que la pente générale de l'ensemble du bassin est plus forte que celle de chacun des paliers.

— Très localement, ce niveau est peu rajeuni et conserve une relative platitude, à l'exemple du plateau d'Anosy au nord de la Sakay et d'une façon moins spectaculaire sur le plateau de Fihaonana au nord de Tananarive (pl. IV, B) ; le système hydrographique est à la fois peu encaissé et peu hiérar-



Relations entre le profil en long de la Kitsamby (seuils S et biefs B) – les niveaux d'aplanissement locaux et les affleurements géologiques

Fig. 3.

chisé, de véritables marigots serpentent au travers de vastes bas-fonds. Mais, généralement, le paysage se compose plutôt d'une mosaïque de petits plateaux à l'Ouest et de croupes d'interfluves sur les hautes terres centrales. Ces plateaux de l'Ouest ont une forme particulièrement digitée, liée à la densité du système hydrographique (1,6 km de drain par km² de surface), qui révèle une forte hiérarchisation dans le calibrage des thalwegs indépendant du drainage actuel ; seules des conditions paléoclimatiques plus humides pourraient rendre compte de ce caractère. Bien que modestement encaissés (30 m), les versants sont très redressés et dépassent fréquemment 30 p. 100. Ce type de relief, parfaitement décrit par P. Gourou[1] qui a comparé le dessin du système hydrographique à celui d'un bois de renne, a fait l'objet d'une carte des pentes qui permet d'opposer ce niveau au paysage des Tampoketsa. Le calcul effectué sur 130 km² dans la zone située au nord de Mandoto livre des données chiffrées très suggestives :

	Niveau III	Niveau I
Bas-fonds.....	8,5 p. 100 de la surface totale	1 p. 100
Pente inférieure à 5 p. 100	9 p. 100	35 p. 100
Pente de 5 à 12 p. 100	31 p. 100	51 p. 100
Pente supérieure à 12 p. 100	51,5 p. 100	13 p. 100

Ces valeurs révèlent une plus grande aération du relief sur les Tampoketsa que sur les plateaux du moyen Ouest et mettent en évidence l'importance de la reprise d'érosion récente.

Dans le domaine oriental (exclu de notre carte) le rajeunissement de ce niveau a modelé un système d'interfluves en demi-orange (exemple typique de la région entre Ranomafana et Brickaville).

— Par opposition aux surfaces précédentes, le niveau III possède un caractère polycyclique affirmé. Sur la bordure occidentale se détache

1. P. Gourou, « Milieu local et colonisation réunionnaise », *Cahiers d'Outre-Mer*, 1956, p. 36-57.

une zone basse à 750-800 m (région de Belobaka, ouest de Tsiroanomandidy), qui correspond à une reprise cyclique quaternaire ; on distingue encore, en position de partage des eaux, quelques témoins du cycle III (à l'altitude voisine de 950 m). Il s'est ainsi déblayé de véritables alvéoles strictement limités au niveau du bassin-versant, qui se raccordent progressivement aux témoins du niveau supérieur. En position plus centrale, dans la région de la Sakay, par exemple, cette reprise se manifeste par un système d'épaulements très net ; aux environs de Tananarive (plaine de Betsimitatatra), de petites buttes d'interfluve émergent du colmatage alluvial et passent à un véritable aplanissement aux abords de l'aérodrome d'Ivato, à 1 280 m. Cette reprise d'érosion quaternaire a presque effacé les traces du cycle III et sa conservation serait localement due à la protection du seuil de Faharantsana qui bloque toute remontée de l'érosion depuis l'Ikopa.

— Ce niveau possède de très nombreux reliefs résiduels dégagés dans les bancs de granites stratoïdes ou syncinématiques à caractère migmatitique qui plongent généralement en forte pente vers l'ouest. On observe ainsi une succession de reliefs dissymétriques qui barrent sans cesse l'horizon et qui évoquent la forme de crêts. Ces reliefs, que P. Birot qualifie d'inselbergs, possèdent en général une concavité de base relativement douce, excluant l'existence de knick ; en outre, la moitié inférieure de leurs versants est modelée dans un matériel tendre migmatitique, profondément altéré et entaillé par des « lavaka » : seule la partie sommitale voit affleurer le granite. En fait, le Bevato, constitué de roches gabbroïques récentes (Crétacé), montre une véritable forme d'inselberg. D'autre part, nous n'avons jamais pu observer de matériaux détritiques corrélatifs à une phase morphoclimatique correspondant à un cycle semi-aride générateur de pédiment. Les filons de quartz, en place dans la zone de départ, remontent en position sub-affleurante et alimentent une « stone-line » de quartz grossier recouverte par un faible colluvium d'origine locale[1]. Il semble en fait que ces surfaces soient le résultat d'un équilibre se réalisant dans la concurrence plus ou moins vive entre l'érosion en nappe superficielle et l'altération profonde du bed rock. Cette concurrence entre processus d'érosion superficielle et profonde n'implique pas la dénudation totale du bed rock, l'ablation du matériel d'altération étant compensée par un gain depuis la zone de départ. Il ne s'agirait donc pas de pédiment ni de glacis d'érosion au sens strict, mais d'une forme de convergence. A l'heure actuelle, d'une façon beaucoup plus discrète, s'observent des processus similaires qui ont pour résultat de parachever le façonnement de certaines formes. Au total ces « glacis », simples formes de convergence, se façonnent par érosion en nappe sur matériel tendre d'altération. Ils correspondent aux « surfaces de dégradation lente » définies par A. Rondeau qui, localement, seraient plus justement qualifiées de « surfaces d'évolution lente », étant donné la perfection des interfluves[2].

1. F. Bourgeat et M. Petit, « Les « stone-lines » et les terrasses alluviales des Hautes Terres malgaches », *Cahiers de l'O.R.S.T.O.M.*, Série Pédologie, IV, 2, 1966.

2. A. Rondeau, *Recherches géographiques en Corse*, Paris, A. Colin, 1961 (Thèse Lettres), p. 124-127.

L'érosion se manifeste aussi d'une façon beaucoup plus brutale sous forme de lavaka. Le long des thalwegs fonctionnels, il s'agit de lavaka de soutirage (la partie aval du ravin est largement ouverte) liés au niveau des hautes eaux de saison humide qui affouillent le bas des versants, par opposition aux vallons temporairement drainés par de simples marigots qui possèdent des lavaka typiques de versant caractérisés par un rétrécissement à l'exutoire. Ces profondes déchirures du sol sont parfois si nombreuses qu'il est difficile d'en établir une statistique, il en est ainsi dans la zone des reliefs résiduels et dans celle de raccord brusque entre le cycle III et l'épicycle quaternaire, à l'exemple de la région est du Bevato. En général, la moyenne oscille entre 3 et 5 au km² dans la zone témoin de Mandoto.

— Comme les Tampoketsa, ces plateaux révèlent la présence de petites cuvettes fermées comparables aux dolines des pays calcaires (pl. V, B). Ces microreliefs sont caractéristiques par leur nombre et leur forme (2 à 3 au km²), dans le secteur au sud-ouest de l'Ambohiby. Ces cuvettes circulaires, d'un diamètre n'excédant pas une cinquantaine de mètres, sont de faible profondeur (10 m au plus), mais offrent des versants très redressés ; un petit seuil cuirassé ferme généralement l'exutoire (dans 90 p. 100 des cas) et se relie au système hydrographique encaissé. Le fond présente un sol tourbeux à gley lessivé qui repose, soit sur la roche en place, soit sur un matériau allochtone.

Les sols de ce moyen Ouest sont rouges et faiblement ferrallitiques, leur profondeur en général n'excède pas une dizaine de mètres ; on note, d'une part l'absence d'horizon jaune, d'autre part la présence de minéraux, notamment la muscovite, qui remonte haut dans le profil. Sols de prairie à *Hypparhenia*, *Heteropogon contortus*, *Imperata cylindrica* ou *Aristida*, c'est le domaine des pasteurs traditionnels ; mais ces vastes plateaux monotones qui autorisent la mécanisation de l'agriculture ont suscité l'intérêt des grandes sociétés d'aménagement. Ce niveau constitue un immense « glacis » sur toute la face ouest des Hautes Terres depuis Kiranomena au nord jusqu'à la Zomandao au sud : bassin de Kiranomena, Tsiroanomandidy, Sakay, Belobaka, Mandoto, Ramartina, Amborompotsy, Mandrosonoro, Ikalamavony, Tsitondroina et enfin celui de la Zomandao. Sur les Hautes Terres proprement dites, on n'observe que des niveaux d'aplanissement localisés, liés aux affleurements de roches tendres ; par opposition aux autres aplanissements, on note l'absence d'accidents tectoniques, sauf peut-être localement dans le sillon du Mangoro ?

Le niveau supérieur est donc considéré comme surface fondamentale à partir de laquelle s'est poursuivie l'évolution morphologique d'où dériverait la majorité des formes de relief des Hautes Terres centrales ; seul aplanissement généralisé, du fait de sa position culminante dans le paysage, sa conservation est remarquable et il constitue de grandes unités régionales. Le niveau intermédiaire, en fait, est une surface au contraire inachevée,

fortement rajeunie, et localisée sur les bordures du socle. Sur les Hautes Terres, les aplanissements dus au cycle III ont été souvent repris et il est parfois difficile de les distinguer du niveau intermédiaire. Sur la bordure ouest, les niveaux I et III sont facilement reconnaissables, localement on peut même distinguer l'esquisse d'emboîtement des trois cycles ; alors se trouve réalisée la chaîne de reliefs que nous avons décrite précédemment. Dans la zone faîtière, les rapports sont moins nets : la tectonique et les multiples reprises d'érosion ont largement mis en valeur la structure différenciée du socle, des reliefs dérivés du type pseudo-appalachien sont dégagés dans les roches granitiques et culminent à des altitudes concordantes, mais il est difficile toutefois de reconstituer les anciennes surfaces et *a fortiori* de détecter leur emboîtement. Lorsque les surfaces sont simplement rajeunies, le paysage se compose de croupes d'interfluve à longs versants, d'altitude sub-égale, où la roche saine est rarement affleurante ; c'est alors le domaine des « stone-lines », constituées dans le domaine oriental par des pseudo-concrétions et des morceaux de quartz sur tous les niveaux d'aplanissement ; dans la partie occidentale des Hautes Terres, les « stone-lines » plus fréquentes sont exclusivement composées de quartz sur les niveaux II et III ; cependant sur le Famoizankova, surface rajeunie du cycle I, on observe de nombreux gravillons latéritiques remaniés. Les éléments constitutifs de ces lignes de pierres ne peuvent être alors considérés comme des formations corrélatives des cycles d'aplanissement dans les différents domaines climatiques.

II. ÉTUDE RÉGIONALE

Plutôt qu'un inventaire systématique régional, il s'agit de définir les paysages résultant de la combinaison des différents niveaux d'érosion et de localiser plus précisément les principaux témoins des différents cycles, étant bien entendu que nous accordons une valeur toute relative aux critères altimétriques. Notre découpage régional d'ensemble est fondé sur des oppositions structurales, ce qui permet de définir plusieurs bandes longitudinales :

— une bande faîtière s'étendant d'Ambositra à Ankazobe, caractérisée par une structure isoclinale déversée vers l'est, constituée d'une alternance plus ou moins régulière de roches dures granitoïdes et de roches gneissiques ;

— la zone bordière orientale, que domine le grand escarpement de l'Angavo, dû à l'interaction de la tectonique et de l'érosion opérant sur un matériel essentiellement granitoïde ;

— la zone bordière occidentale, aux vastes horizons, caractérisée par la prépondérance des roches gneissiques.

Toutefois, la carte présente quelques types de reliefs indépendants des multiples phases d'érosion, tels que les grands massifs granitiques, les constructions volcaniques en massif ou en groupements d'appareils distincts, les chaînes quartzitiques offrant des reliefs hérissés, ruiniformes ou encore en lourdes croupes... Ces reliefs, pour la plupart, — en contradiction avec

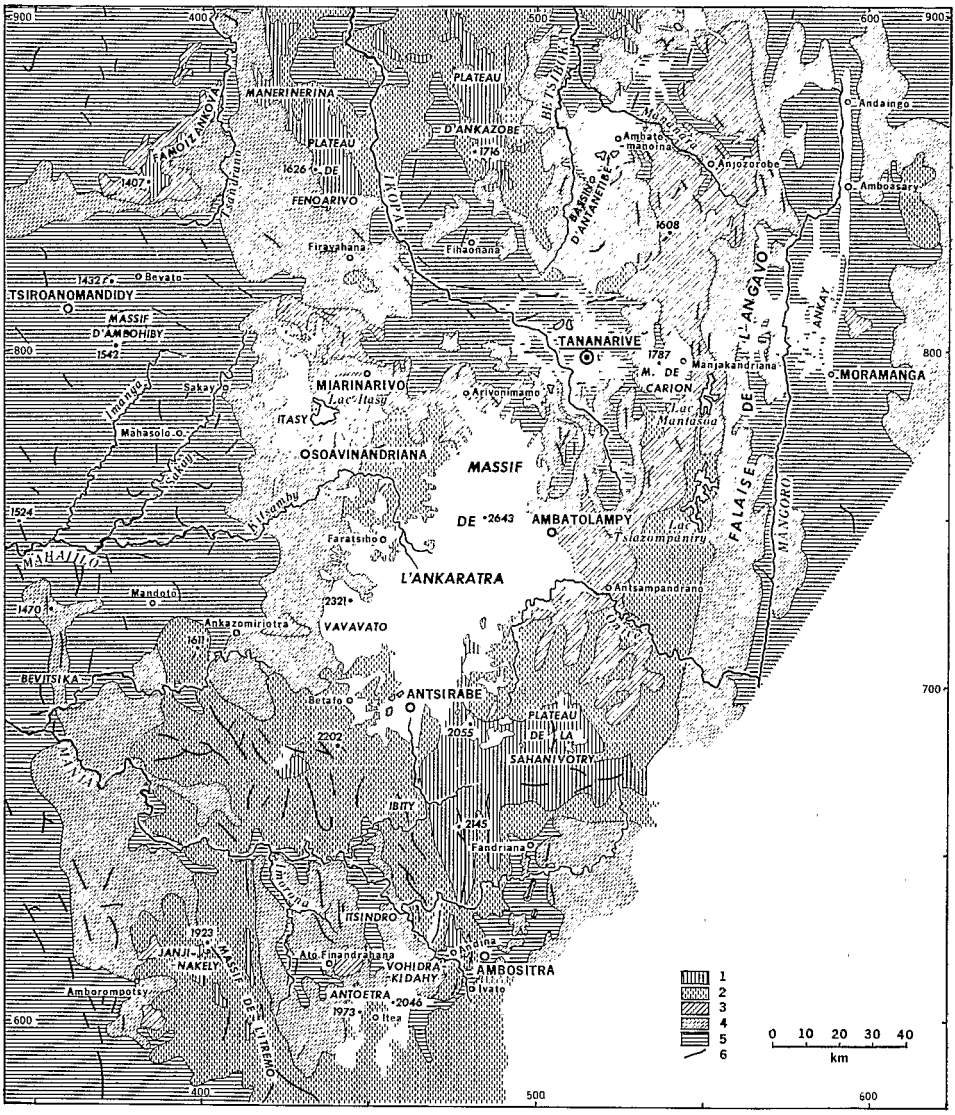


Fig. 4. — Carte morphologique des Hautes Terres centrales de Madagascar.

1. Surface I. — **2.** Surface I rajeunie et reliefs dérivés de I. — **3.** Surface II. — **4.** Surface II rajeunie et reliefs dérivés de II. — **5.** Surface III et épicycle quaternaire. — **6.** Reliefs résiduels.

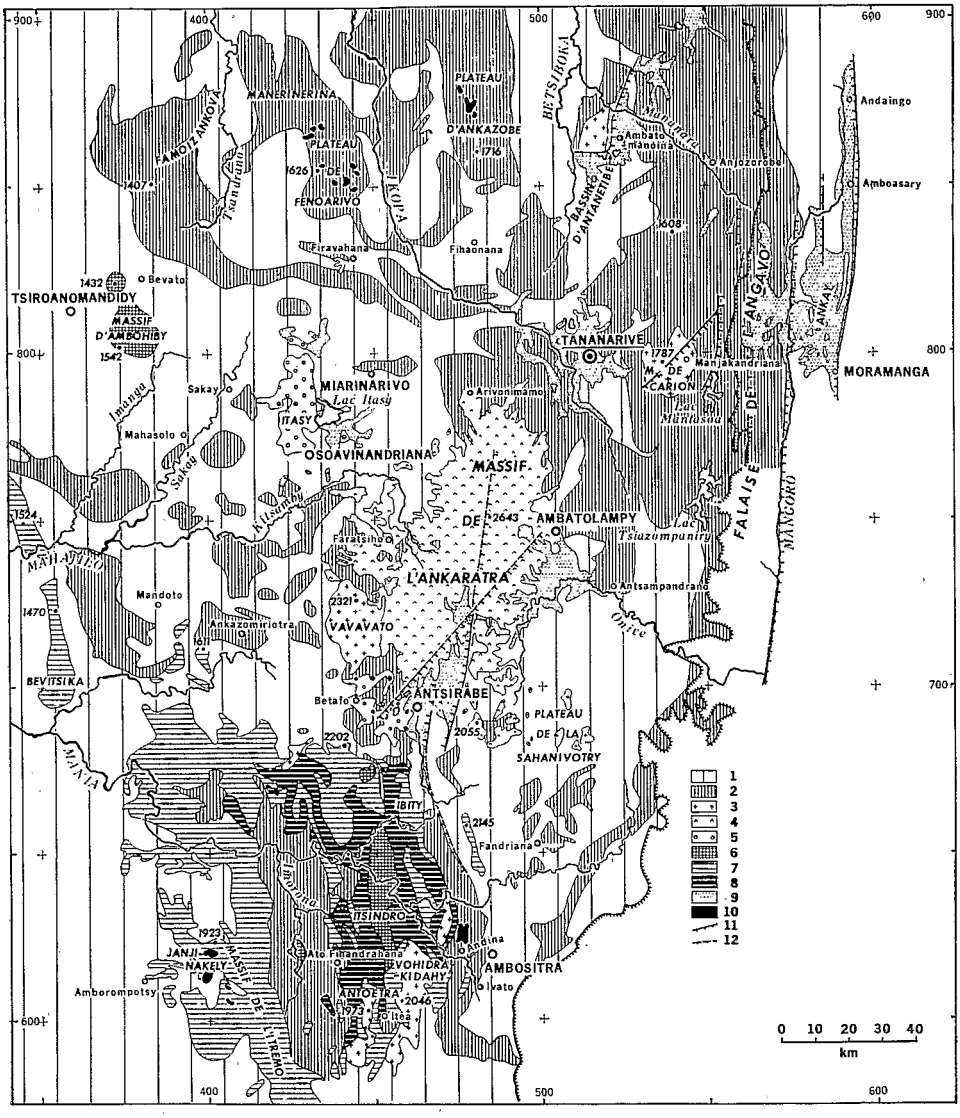


Fig. 5. — Carte géologique des Hautes Terres centrales de Madagascar.

1. Complexe gneissique et migmatitique avec bancs granitiques. — **2.** Complexe granitique et migmatitique. — **3.** Granites en massifs circonscrits. — **4.** Massifs volcaniques essentiellement basaltiques. — **5.** Ensembles volcaniques avec appareils isolés. — **6.** Gabbro. — **7.** Quartzites. — **8.** Cipolins. — **9.** Alluvions fluviatiles ou fluvio-lacustres. — **10.** Surfaces cuirassées. — **11.** Failles. — **12.** Failles probables ou cachées.

F. Dixey — peuvent être considérés comme résiduels, ayant échappé à l'aplanissement fondamental fin Crétacé-début Tertiaire et ne portant aucune trace d'érosion antérieure.

A. La zone faîtière

Dans cette bande centrale, on peut distinguer des unités régionales combinant formes d'érosion et reliefs structuraux ; ainsi, du nord au sud, s'opposent :

— l'Imerina central, dont le cœur est Tananarive, zone aux reliefs modérés, sans grande orientation, qui laisse une impression de confusion malgré une certaine aération ; composée essentiellement de reliefs dérivés des trois cycles d'érosion, elle est bordée au nord par les hauts plateaux des Tampoketsa.

— la zone centrale du Vakinankaratra, dominée par le puissant massif volcanique de l'Ankaratra qui, barrant les remontées récentes de l'érosion, a préservé de celles-ci les surfaces orientales.

— le Betsileo septentrional, au relief plus contrasté, moins aéré, présente une infinie variété de roches et de types structuraux : lourds massifs granitiques, chaînes quartzitiques, hauts plateaux de cipolins qui dominent de profonds bassins déblayés dans les roches gabbroïques ou gneissiques.

1. *L'Imerina central ou la plaine de Tananarive et ses bordures*

a) Les bordures :

Toute tentative d'étude visant à rechercher un principe d'organisation dans ces paysages se heurte à un double problème : déterminer les multiples traces d'érosion cyclique d'une part, et, d'autre part, éviter la confusion possible entre les innombrables reliefs dérivés qu'il faut bien rattacher aux surfaces d'aplanissement dont ils sont issus.

Au nord, la zone est limitée par le grand escarpement des Tampoketsa de Fenoarivo-Ankazobe, plateaux bien conservés qui atteignent 1 600 m et qui plongent, rappelons-le, d'environ 3 p. 1 000 vers le nord-ouest. En contrebas se dessine le niveau intermédiaire qui prend l'aspect d'une véritable surface à l'ouest vers Miarinarivo et vers Mantasoa à l'est entre 1 450-1 500 m, surface dominée par des reliefs dérivés des Tampoketsa comme l'Andringitra (1 704 m) ou le Lohavohitra (1 714 m) ; dans la zone centrale les reprises d'érosion postérieures ont effacé tout raccord. Cependant, liés aux roches plus dures (migmatites granitoïdes en général), des témoins jalonnent l'ancien développement de cette surface, avec les plateaux de Talata Volonondry et de Manankavaly.

Sur la bordure orientale, on repère de nombreux accidents qui perturbent le développement régulier de ce niveau II. Des failles de direction nord-est/sud-ouest, plus ou moins parallèles et de faible extension longitudinale, sont repérables sur une dizaine de kilomètres au maximum. Elles déterminent

un véritable petit champ de failles dont la structure d'ensemble, en escalier s'abaissant progressivement vers l'est, est difficilement discernable. Les sommets de l'Angavobe-Angavokely, dans le massif granitique de Carion, traversés par les failles de l'Ihadiana, constituent l'axe des hautes terres à la latitude de Tananarive. Cet escalier structural n'est pas régulier, car l'on distingue certaines failles à rejet compensé, liées aux petits fossés tectoniques de Sambaina à l'ouest de Manjakandriana et peut-être ceux de Mantasoa à l'est qui correspondent aux zones topographiquement déprimées. Le tracé rectiligne des rivières est d'ailleurs nettement commandé par ces accidents structuraux. L'érosion a très fortement atténué les escarpements originels et souvent ces accidents ne sont repérables aujourd'hui que grâce au dispositif hydrographique et *aux formations pédologiques qui révèlent une évolution différente dans les zones tectoniquement effondrées et celles soulevées.* Il est remarquable de constater d'autre part qu'aucune rivière n'est antécédente au travers des escarpements.

L'ensemble du niveau s'incline vers le nord-ouest et le nord, interrompu par des accidents structuraux mineurs. A partir de la faille de l'Ihadiana, on observe une déformation plus importante avec plongée rapide vers Tananarive. Le massif de Carion conserve les témoins de trois cycles d'érosion sous forme de reliefs résiduels, de lambeaux d'aplanissement ou d'épaulements le long des grands axes hydrographiques. Liés à chacun des niveaux semble correspondre une « génération » de dômes granitiques qui, d'autre part, présentent des caractères distinctifs.

Localisé essentiellement sur les roches tendres, le cycle inférieur remonte très profondément à l'est jusqu'à Manjakandriana. Il prend un développement maximal au nord de Tananarive dans les migmatites amphibolitiques du système du Vohibory, le long de la haute Betsiboka et du haut Jabo à l'exemple du « bassin d'Antanetibe ». Le plus beau témoin de ce cycle se rencontre dans la région de Fihaonana à 1 350-1 375 m, d'ailleurs à l'écart des grands axes hydrographiques, car au voisinage de ceux-ci l'encaissement et la reprise d'érosion quaternaire ont provoqué une dissection importante laissant une multitude de buttes d'interfluve aux altitudes proches de 1 350 m. En effet, en contrebas, on retrouve quelques témoins très aplanis de cette reprise quaternaire, le plus bel exemple étant constitué par la surface de l'aérodrome d'Ivato dont la conservation semble liée à la protection du seuil de Faharantsana. Au sud-est de la capitale (région du lac Tsiazompaniry), on n'observe que peu de témoins du cycle II, souvent très rajeunis, tous liés aux massifs granitoïdes ou aux gneiss armés de filons de quartzite. Plus au nord, aux approches de Tananarive, de longs reliefs granitiques dérivés de ce niveau surplombent, en position monoclinale, les affleurements gneissiques où se dessine sous forme d'épaulement le cycle qui prend de plus en plus d'extension vers l'aval. Localement on passe à une véritable surface à 1 350-1 425 m, comme au sud du Casque de Behenjy, entre Ankadinandriana et Ambatofotsy, Ikopa et Sisaony, le long de l'Ikopa au nord-est d'Alasora et sur toute la bordure occidentale jusqu'à Imerintsiatosika. La reprise

d'érosion quaternaire se manifeste en contrebas par de petites collines convexes, à demi ennoyées sous un voile alluvial et, comme nous l'avons déjà signalé, prend une extension majeure sur les proches bordures de la plaine de Tananarive vers Faharetana et Ivato. L'ensemble des systèmes de buttes, isolées au milieu de la plaine de Betsimitatatra, correspondent à ces deux cycles récents.

b) La plaine de Tananarive :

La plaine de Tananarive, par opposition à celle d'Antanetibe sur le haut Jabo, semble être due essentiellement à l'érosion différentielle, fini-tertiaire et quaternaire ancien, qui a largement affouillé les affleurements gneissiques, dégageant les bancs rectilignes de granite migmatitique. Le réseau hydrographique ne semble pas lié à des accidents tectoniques qui seraient relativement récents et nulle part on n'observe d'escarpement de faille ou de manifestations liées aux failles ; les seuls escarpements topographiques sont étroitement liés à la structure isoclinale différenciée qui a permis une action profonde de l'érosion différentielle comme l'avait d'ailleurs remarqué P. Birot à propos du plus majestueux d'entre eux, le rova de Tananarive. Au contraire, la plaine d'Antanetibe possède une bordure septentrionale rectiligne qui semble correspondre à un accident structural.

L'épaisseur du remblaiement, dans la plaine de Tananarive, peut atteindre une vingtaine de mètres ; la base du remblaiement se situe légèrement au-dessous du seuil de Faharantsana ; le premier affleurement quartzitique, à la sortie de la plaine, est à une altitude de 1 240 m. On note la présence d'alluvions anciennes qui ont même faciès que les alluvions fluvio-lacustres de Moramanga, constituées par des intercalations de strates sableuses et d'argiles kaoliniques tachetées (à l'entrée de l'aérodrome d'Ivato et dans la carrière d'Andoharanofotsy sur la RN n° 7 au sud de Tananarive), ces alluvions disparaissent sous une épaisse couverture de colluvions. L'importance du remblaiement à l'amont du seuil pose le problème de l'origine de la plaine. A ce propos, il est bon de remarquer que les renseignements fournis par les sondages sont discutables. En effet, les rendements des carottages atteignent rarement 50 p. 100, d'où la possibilité de confusion dans les déterminations de matériel remonté. On est donc très incertain quant à l'épaisseur du recouvrement alluvial, car il peut s'y intégrer une part notable de zone d'altération en place surmontant le bed rock. D'autre part, il n'est pas certain que le barrage d'aval soit continu, d'anciens chenaux, à une altitude plus basse que l'exutoire actuel, pouvant être colmatés et fossilisés sous un épais colluvium, l'épaisseur requise étant fréquemment réalisée en maints endroits des hautes terres. Il n'existe pas de sondages profonds pouvant lever l'indétermination. Enfin on ne doit pas exclure la possibilité d'une légère subsidence de la plaine ou d'une légère surrection du seuil, subsidence qui n'est pas repérable dans une déformation des reliefs cycliques parsemant le Betsimitatatra. Cette tectonique discrète serait à mettre en relation avec l'alignement du seuil sur la faille de la Manandona, à l'est d'Antsirabe, qui se prolonge par la zone faîtière

du massif de l'Ankaratra. Au total, nous n'attribuerons à la tectonique qu'une influence mineure sur la genèse de la plaine de Tananarive, contrairement au géologue G. Noizet[1].

Sur le socle les sols ferrallitiques, fortement désaturés, passent en bordure immédiate de la plaine à des sols profonds, destructurés et en général appauvris. Au sud et à l'ouest ils sont rajeunis, bien structurés et on note des minéraux (micas) à faible profondeur. Sur les plateaux de Talata Volonondry et de Manankavaly, correspondant au cycle II, le rajeunissement a été parfois très faible, on observe alors des sols « jaune sur rouge » anciens et profonds ; dans la région de Mantasoa le pseudo-concrétionnement est généralisé, *il est lié à des sols peu profonds et jeunes.*

2. *La zone centrale ou Vakinankaratra*

Par opposition à la zone précédente, le relief est contrasté : composé à l'est par des niveaux d'érosion, au centre par le fossé tectonique d'Antsirabe, bordé à l'ouest par un puissant massif volcanique d'ankaratrites et basanites, allongé sur une centaine de kilomètres ; à l'ouest, on observe quelques coulées découpées en planèzes qu'interrompent des reliefs dérivés dominés par le bastion granitique résiduel des Vavavato.

De l'Ankaratra à la falaise, le relief se décompose en deux plateaux étagés, ceux de la Sahanivotry et d'Antsampandrano. Le premier correspondrait aux Tampoketsa mais a subi un rajeunissement lent (comme l'a d'ailleurs signalé P. Birot), qui se manifeste par le déblaiement de cuvettes marécageuses dans les affleurements tendres. Il s'élève à 1 950 m environ, mais porte quelques reliefs postiches trachyphonolitiques (Vontovorono et Ekena) ou résiduels granitiques et quartzitiques, comme le Botrara à 2 090 m, qui dominent la surface d'érosion de 100 à 150 m.

Cette surface s'incline fortement vers le nord où elle surplombe par un bel abrupt les ramifications du cycle intermédiaire qui pénètre très profondément le long des grands axes hydrographiques comme la Sahatorendrika, affluent de rive droite de l'Onive. En position d'interfluve, de longs reliefs dérivés du cycle I, de direction méridienne, dépassent l'Onive et constituent une bordure au lac de Tsiazompaniry, vers 1 700 m. Plus au nord et au nord-ouest, le passage au cycle II est progressif et celui-ci prend un beau développement à la latitude d'Ambatolampy-Antsampandrano. Cette surface à 1 600 m plonge doucement vers l'ouest, en sens inverse du drainage de l'Onive; son parfait état de conservation pourrait être dû à une inversion du drainage par suite de la mise en place du système hydrographique de l'Ankaratra. Par opposition au cycle I, qui ne possède que des pseudo-concrétions, le cycle II est localement cuirassé dans la région d'Antsampandrano, le long de la piste d'Ambatolampy et d'Alatsinainy ; on observe également une cuirasse de bas de pente vers Ambohimandroso sur dépôts à faciès lacustre.

1. G. Noizet, *La plaine de Tananarive ; site géologique et problème d'assainissement.* Communication à l'Académie malgache du 18 février 1965 et communication à la Semaine géologique de Tananarive, 1966.

Ces cuirasses peuvent provenir d'une évolution à partir d'un voile fossilisant de cendres volcaniques. Le remblaiement alluvial de faible profondeur, mais de grande extension, atteste du manque de vigueur du remaniement postérieur, deux terrasses de très faible hauteur relative colmatent de très vastes bas-fonds en cours d'aménagement.

Le niveau de la Sahanivotry se termine à l'ouest par deux failles majeures de direction méridiennes, celle de la Manandona et du Mandray[1]. La structure d'ensemble de cette bordure constitue un escalier de failles à blocs basculés vers l'est, l'ensemble des trois blocs dénivelés s'abaissant vers l'ouest. Dans cette perspective, le bassin d'Antsirabe, le plateau du Mandray et celui de la Sahanivotry appartiendraient à la même unité morphologique, la phase lacustre ayant colmaté les zones structuralement déprimées. A la base de la série lacustre on trouve des formations alluviales contenant en abondance de gros galets issus du socle ou d'émissions volcaniques acides; au-dessus, il semble qu'il y ait essentiellement des cendres et autres projections pyroclastiques profondément altérées. Le fond du bassin révèle l'existence de deux niveaux nettement décalés : au nord à 1 600 m ; au sud, à 1 500 m, celui d'Antsirabe. Excluant la possibilité d'une reprise d'érosion d'une centaine de mètres, on est placé devant l'alternative d'entrevoir, soit un plancher cristallin dérivant d'un même niveau faillé ultérieurement puis ensuite fossilisé aux altitudes indiquées, soit l'existence d'un emboîtement de deux niveaux d'érosion. Il n'est donc pas exclu que les deux failles soient anciennes, l'escarpement du Mandray ayant limité la pénétration du cycle II, relativement développé dans la partie méridionale du bassin où on observe, vers 1 500 m, un aplanissement fortement rajeuni, localisé sur gneiss et migmatites, correspondant à une atténuation des forces tectoniques. Un rejeu récent aurait à la fois rajeuni l'escarpement et déclenché la phase volcanique et lacustre. Il est difficile en l'état actuel des recherches de lever l'indétermination.

La fossilisation de paléoreliefs par le lacustre et les épanchements volcaniques rendent difficile toute étude reposant sur des critères altimétriques. Il est remarquable de constater deux cas d'inadaptation du système hydrographique à la structure, ce qui est rare sur les Hautes Terres : le cours épigénique de l'Ilempona qui franchit l'escarpement de la Manandona et la Manandona elle-même qui, au sud, traverse l'escarpement du Mandray. Au moins en ce qui concerne la Manandona, qui échappe à l'influence directe de l'Ankaratra, le tracé coudé semble favorable à l'hypothèse d'un écoulement ancien qui se serait maintenu sur place par antécédence lors du rejeu tectonique récent. Plus au sud, le long de la Manandona et jusqu'au col des Tapia, s'individualisent, en contrebas, les morsures d'érosion cycliques plus récentes qu'accompagne, comme partout dans l'Imerina, un grand développement de dépôts alluviaux.

Ce bassin est étroitement fermé à l'ouest par de hauts reliefs culminant

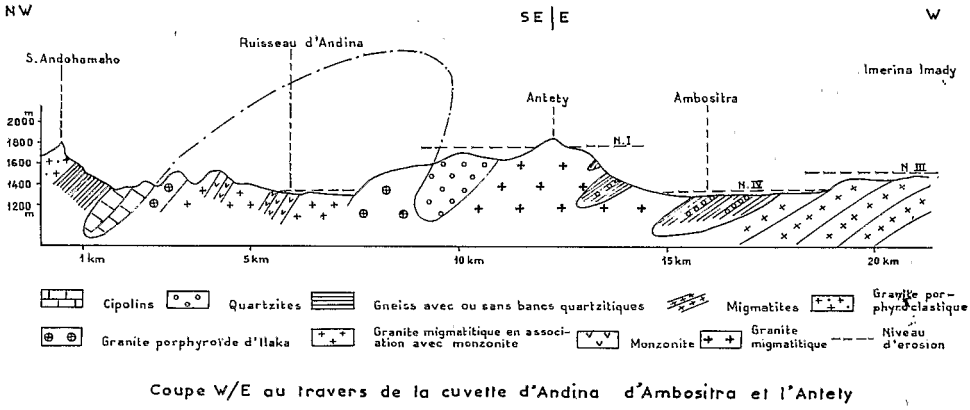
1. R. Battistini, « Les problèmes morphologiques du Vakinankaratra », *Revue de Géographie de Madagascar*, n° 5, juillet-décembre 1964, p. 43-69.

à plus de 2 000 mètres : le massif de l'Ankaratra, le bastion granitique des Vavavato que relaie au sud la chaîne quartzitique de l'Ibity.

3. *Le Betsileo septentrional*

Cette région est limitée au nord par la bordure méridionale du plateau de la Sahanivotry qui domine par un escarpement de 200 à 300 mètres un bas pays aux formes très douces. Cette bordure, comme pour les Tampoketsa du Nord-Ouest, possède une ceinture granitique contre laquelle sont venues mourir les reprises d'érosion postérieures. Sur le plateau se profilent quelques chaînons de quarzites gréseux, très hérissés, à une altitude voisine de 2 000 mètres (Vorondolo et Vatomitombo).

De Fandriana à Ivato se dégage une succession de « bassins » allongés, Fandriana, Imerina Imady, Ambositra dont le développement est lié au système hydrographique (fig. 6). Ils présentent une certaine unité dans le



Coupe W/E au travers de la cuvette d'Andina d'Ambositra et l'Antety

Fig. 6.

paysage : basses collines au sol rajeuni que séparent de vastes bas-fonds colmatés par les alluvions actuelles aménagées en rizières par l'homme. Entre ces bassins, déblayés dans les gneiss et micaschistes, on observe des niveaux d'aplanissement à 1 400-1 450 mètres, bien conservés autour d'Imerina Imady. Ils tronquent les migmatites et portent des sols « jaune sur rouge » typiques. Cet aplanissement serait dû au cycle III qui vient buter à l'est, le long de la falaise, contre une zone vallonnée à 1 500-1 550 mètres qui dans l'ensemble rappelle la région de Mantasoa ; le rajeunissement est cependant plus marqué, l'encaissement du système hydrographique important, les versants redressés, les bas-fonds étroits, les sols « jaune sur rouge » à pseudo-concrétions portent une végétation dense de *Philippia*. Bassins et niveaux d'aplanissement sont discontinus, séparés par des reliefs dérivés de différents cycles d'érosion strictement localisés à l'apparition de roches granitoïdes. Dans la région d'Ambositra et de Fandriana, les formes du relief

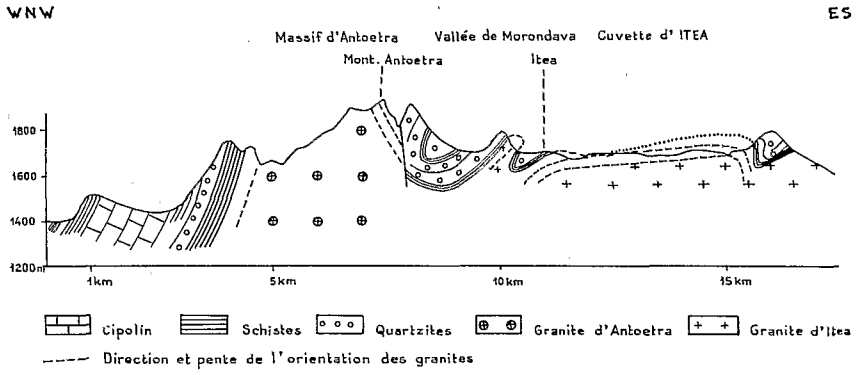
s'apparentent à celles de Tananarive par suite de la reprise d'érosion récente quaternaire déjà signalée.

A l'ouest d'Ambositra, le paysage, plus morcelé, correspond à une structure géologique différente. Aux larges affleurements de gneiss et migmatites de l'est s'oppose ici une gamme importante de roches de duretés très contrastées : granites porphyroïdes en contact avec les micaschistes-quartzites et gabbro anciens très altérables, cipolins et schistes faiblement métamorphiques. Cette région est un véritable musée d'échantillons géologiques et l'érosion différentielle y trouve un terrain de choix.

D'Ambositra jusqu'à l'alvéole de l'Itsindro, le relief est essentiellement conditionné par la présence de lames de granites orientées grossièrement nord-sud où l'alignement des minéraux permet de reconstituer une structure grossièrement plissée (fig. 6). On distingue ainsi trois lames majeures comprenant le granite monzonitique porphyroïde d'Ambositra, le granite à dents de cheval démesurées d'Ilaka et le granite porphyroïde cataclastique de l'Andohamaho. De composition chimique relativement proche, mais de structure différente, l'érosion différentielle est parvenue à affouiller certains d'entre eux. Toutefois, de cet ensemble élevé dont l'altitude n'excède pas 1 870 mètres, se dégagent deux types de relief : d'une part un paysage aux formes douces, à l'hydrographie indécise, perché à 1 750 mètres de part et d'autre d'Andina — il s'agirait en fait d'une surface de rajeunissement du niveau I où l'on observe un puissant pseudo-concrétionnement constitué de véritables blocs que le géologue Moine a défini comme étant une cuirasse ; d'autre part émergent de cet ensemble aplani des reliefs rectilignes, peu saillants (Antety, 1 858 mètres ; Andohamaha, 1 864 mètres), qui semblent d'anciens reliefs résiduels de la surface I qui devait s'étendre à une altitude de 1 750-1 800 mètres. Au sud-ouest d'Ambositra, ce cycle recoupe l'ensemble de la structure granitique qui aujourd'hui apparaît sous forme de reliefs dérivés très adoucis, presque séniles. Par opposition, au sud de l'alvéole de l'Itsindro, dominent de lourds massifs granitiques : vieux socle aux affleurements ramassés, et non plus en lame. Il y a opposition entre les versants, parois abruptes et nues, et la partie sommitale transformée en un vaste champ de boules. Cet ensemble, Antoetra, Vohidrakidahy, Mahanoro, Vohitromby, culminant à 1 900-2 000 mètres, a échappé au cycle d'érosion crétacé ; c'est ici que F. Dixey pourrait faire passer sa surface jurassique, toutefois l'alignement des minéraux du granite révèle un très faible pendage qui accréditerait plus aisément l'hypothèse d'une surface structurale dégradée. La cuvette d'Itea, à l'est d'Antoetra (fig. 7), constitue un excellent exemple d'influence structurale. La cuvette n'est en fait qu'une boutonnière évidée au travers de la puissante masse des quartzites plissés que l'on retrouve en bordure ; le fond est constitué par de vieux granites qui affleurent en position structurale ; il est impossible de reconstituer une quelconque surface dans ce paysage montagneux à la topographie extrêmement heurtée.

Entre ces deux ensembles s'insinuent de longues dépressions très aérées, aux longs versants d'interfluves, modelés dans les gneiss et les micaschistes

d'Ambohimalazo à Ambovombe d'une part et dans les vieux gabbro de l'Itsindro d'autre part. Ces gabbro, qui s'associent aux syénites et granites d'une façon très désordonnée, font penser à un résidu résultant d'une granitisation de vieux gabbro. Ces zones très bien drainées par les affluents du fleuve Mania correspondent à un rajeunissement du cycle III au Quaternaire ancien, du moins en ce qui concerne l'alvéole de l'Itsindro dont les versants toujours en forte pente se raccordent selon une longue concavité aux reliefs granitiques de bordure. Ce type de versant rappelle une forme en glacis mais ne possède ni knick de base ni accumulation d'aval ; c'est un versant modelé sur toute sa longueur par l'érosion en nappe au détriment de sols



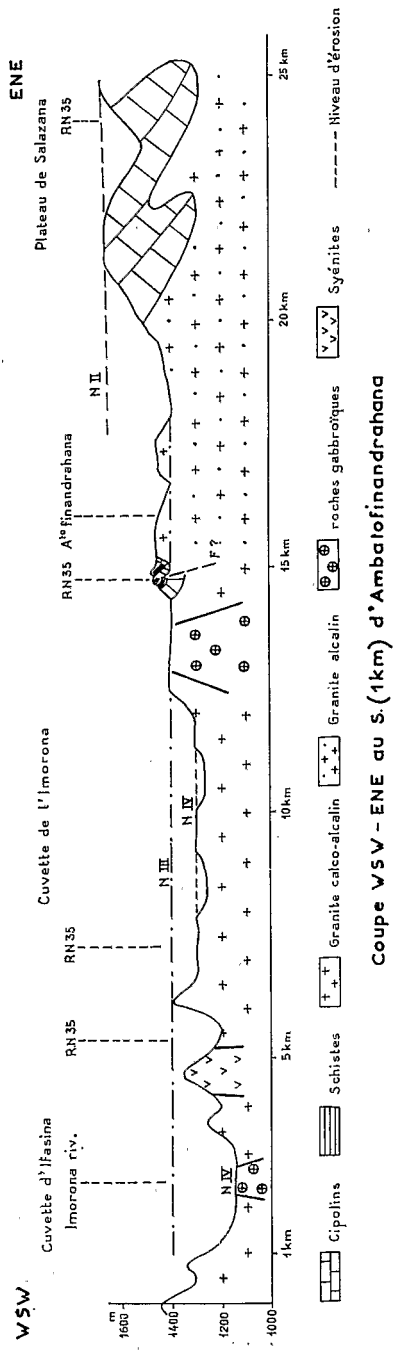
Coupe au travers du massif d'Antoetra - Cuvette d'ITEA

Fig. 7.

bruns rouges très profonds. Cette zone déprimée, à cheval sur la Mania, longue de 40 kilomètres sur 10 kilomètres possède une double pente proche de 10 p. 100 en direction du fleuve.

A l'ouest, l'horizon s'élargit, le relief de plateau prédomine malgré quelques courts chaînons quartzitiques qui se raccordent au rempart de l'Itremo.

On distingue tout d'abord le plateau (cipolins) de Salazana à l'est d'Ambatofinandrahana. Ce niveau d'érosion fortement rajeuni correspondrait à la surface intermédiaire qui recoupe un ensemble structural plissé, en fort pendage et déversé vers l'ouest. Plus au nord, on rencontre encore quelques témoins bien conservés de ce cycle où le sol rouge peut atteindre une épaisseur de 15 mètres ; les versants sont jonchés de morceaux de cuirasse alvéolaire remaniée, il s'agit vraisemblablement de lambeaux de cuirasse démantelée appartenant au niveau supérieur. Entre ces témoins, se dresse un système de crêts appalachiens mis en valeur par érosion différentielle du fait de l'interstratification des schistes et des cipolins. Un paysage très curieux, hérissé, succède aux formes lourdes précédentes. Les cipolins, malgré leur forte tendance dolomitique, portent les traces d'une évolution



Coupe WSW - ENE au S. (1km) d'Ambatofinandrahana

Fig. 8.

karstique de faible ampleur où l'on reconnaît quelques dolines mais surtout un beau lapiaz, fossilisé par l'argile de décalcification, par endroits en cours d'exhumation.

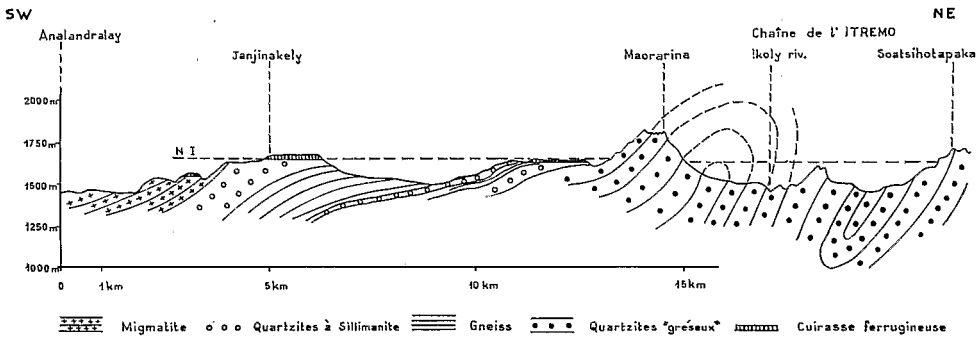
En bordure occidentale du plateau calcaire, on retrouve une succession de crêts rectilignes (dans les schistes métamorphiques, les cipolins et les quartzites) qui fixent le drainage dans les dépressions monoclinales dont le fond est souvent colmaté par des épandages quartzeux qui fossilisent des formes karstiques. Ce plateau est dominé au nord par quelques chaînons anticlinaux quartzitiques entre 1 900-2 000 mètres, comme le Saronara et le Tsaombivositra.

A l'ouest d'Ambatofinandrahana, entre 1 300 et 1 400 mètres, s'étend le grand alvéole de l'Imorona dans les granites calco-alcalins du vieux socle dont les caractères fortement cataclastiques ont déjà été mentionnés. Cet alvéole porte la marque d'un aplanissement bien conservé, notamment au niveau du terrain d'aviation d'Ambatofinandrahana à 1 400 mètres, il correspondrait au cycle fini-tertiaire. Toutefois il faut signaler l'extension des gabbro non mentionnés par la carte géologique. La violente reprise d'érosion quaternaire a disséqué le niveau en une multitude de longues collines d'interfluve et le système hydrographique a conservé un dessin très sinueux par encaissement sur place.

Au pied de l'Itremo s'individualise, sur une dizaine de kilomètres, la cuvette d'Ifasina déblayée dans les vieux gabbro dont le modelé est comparable à celui de l'alvéole de l'Itsindro. C'est dans cette cuvette que la reprise d'érosion récente est la plus nette, mais son influence a remonté au-delà,

dans les granites, le long de l'Imorona où l'on observe un prolongement de l'alvéole aux altitudes voisines de 1 200 mètres (fig. 8).

La chaîne plissée de l'Itremo, large de 20 kilomètres au droit du village du même nom, s'élargit considérablement au nord de la Mania pour déborder à l'est et se rattacher aux quartzites de l'Ibity et au nord-ouest à ceux du Bevitsika ; de larges placages constituent encore les points hauts au-delà d'Amborompotsy à l'ouest. Cette série quartzitique, aux plis serrés et déversés vers l'est, comprend deux faciès qui donnent deux paysages différents. Les quartzites « gréseux » de l'Itremo se désagrègent et libèrent une grande quantité de sables qui autorise la construction de terrasses ; les strates mieux cimentées donnent des reliefs très aigus, véritables lames ou aiguilles. A l'ouest, le faciès à sillimanite, à grain plus fin, se désagrège plus difficilement



Coupe de la bordure Ouest de l'ITREMO

(*Feuille 1/100 000 - L. 51 - Amborompotsy -*)

Fig. 9.

et s'altère en blocs quadrangulaires qui pavent les versants des lourds reliefs. En bordure occidentale, sur le plateau du Janjinakely (fig. 9) à 1 675 mètres, un niveau cuirassé de large extension (7 kilomètres sur 4 kilomètres) correspond à la surface des Tampoketsa. Cette cuirasse alvéolaire de bordure de plateau peut atteindre deux mètres d'épaisseur, elle cimente des quartz et se termine par une petite corniche très caractéristique. On retrouve un témoin du cycle à l'intérieur de la chaîne, à la limite d'un affleurement gneissique au nord de l'Ambohitsirono, à 1 680 mètres, et en bordure est, le long de la haute Antsirakambiaty, à 1 700 mètres. Cette surface inachevée pénètre à l'intérieur de la chaîne, s'infiltre entre de véritables barres aux arêtes vives. Le système hydrographique relativement dense a permis un rajeunissement qui se manifeste sous forme de larges bassins à 1 600 mètres, au fond colmaté par des dépôts sableux comme le long de la haute Kelibezizitra.

Le caractère général de ce Betsileo Nord réside dans une évolution morphologique moins poussée que dans le pays Merina ; on ne trouve que des lambeaux ou des esquisses d'aplanissement très localisés qui épargnent de nombreux reliefs. Dans cette région, l'aspect inachevé des cycles d'érosion

s'oppose radicalement à l'aspect fini de l'ensemble de la bordure nord-ouest des Hautes Terres. On peut noter d'une part la permanence du tracé des grands axes hydrographiques, comme la Mania qui s'encaisse profondément au travers des chaînes, plateaux et massifs ; d'autre part, le rajeunissement vigoureux et presque continu du relief.

Si on relie la surface du Janjinakely aux plateaux d'Andina, la pente générale de 3 p. 1 000 qui affecte l'ensemble démontre la quasi-stabilité de cette région depuis l'époque fini-crétacé. Cependant il existe un décrochement altimétrique entre le plateau de la Sahanivotry et celui au nord d'Andina correspondant à un gauchissement, sinon une faille, qui se situerait dans l'axe de la vallée d'Ilaka — col des Tapia — vallée de la Manandona. Cette région constitue le faîte du bombement qui a affecté l'ensemble des hautes terres, d'où le caractère inachevé des surfaces, les reprises d'érosion et la rareté des emboîtements cycliques.

B. Les bordures

La dissymétrie générale des Hautes Terres est renforcée par le style des bordures.

1. *La bordure occidentale*

La bordure occidentale constitue une unité topographique monotone, aux caractères bien définis et affirmés. Du nord au sud, on observe une succession de huit « bassins », chacun étant lié à un système hydrographique de deuxième ou troisième ordre. Si l'ensemble présente une certaine homogénéité, dans le détail on perçoit des nuances sensibles dans les formes du relief et dans le dispositif hydrographique. Sans rappeler les caractères généraux déjà formulés, on peut diviser cette bordure en bassins d'Amborompotsy-Mandrosonoro-Mandoto et Ramartina d'une part, et d'autre part Sakay-Tsiroanomandidy-Belobaka.

L'ensemble méridional se caractérise par une densité élevée d'affleurements granitiques en lames qui compartimentent le paysage, le découpant en unités méridiennes. Dans sa quasi-totalité le relief dérive de l'aplanissement fini-tertiaire que l'on distingue à 1 000-1 100 mètres à l'est et 900 mètres à l'ouest, épargnant de nombreux affleurements granitiques ou quartzitiques qui constituent les points hauts de la région. Le système hydrographique, en position monoclinale, strictement adapté à la structure, cloisonné par les bancs de granite, épouse un dessin en plan grossièrement dentritique à hiérarchisation du drainage assez marquée. Les versants, d'une façon générale, révèlent l'existence d'un épaulement nettement décalé par rapport au niveau de la surface III que l'on peut valablement rapporter à l'épicycle quaternaire. En contrebas d'un témoin de surface III se dégagent de petits reliefs d'interfluve dont l'ensemble donne l'impression d'un rajeunissement lent à partir d'un niveau bien développé.

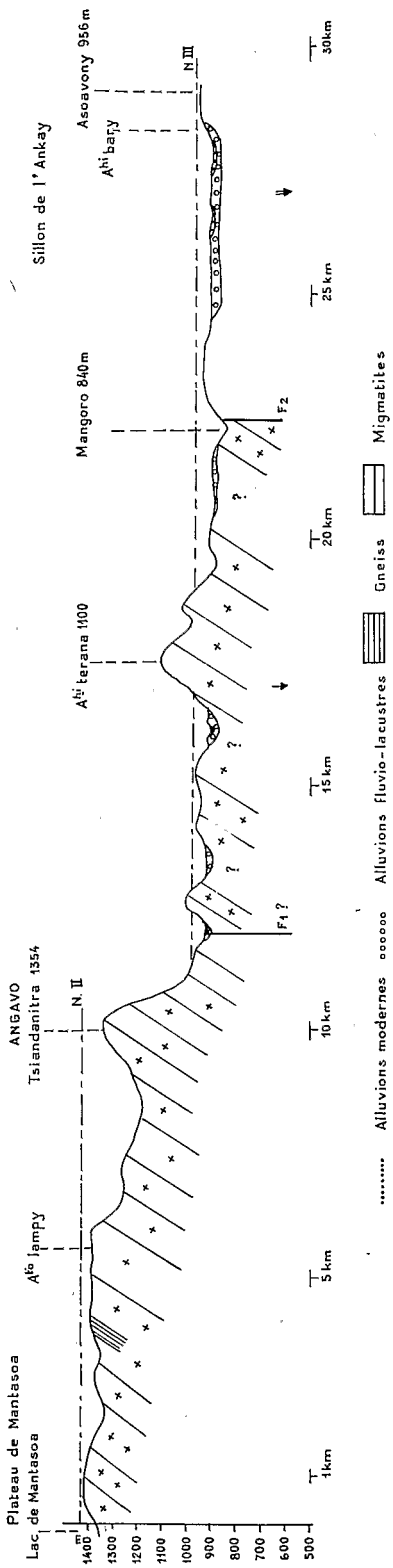
Nulle part on n'observe un emboîtement très net avec la surface inter-

médiaire ; cependant, dans la région d'Amborompotsy, comme l'avait remarqué P. Birot, à 1 150-1 200 mètres, se situent des niveaux locaux qu'il semble difficile d'attribuer au cycle intermédiaire car il s'agit de petites unités portées par les lames de granite ou des bancs de quartzite en très faible pendage. Bien que la surface topographique recoupe sous un angle faible « le plan stratigraphique », on peut expliquer cette forme d'aplanissement par une évolution lente d'une dalle anciennement dégagée. En présence de tels cas, il est bien difficile d'être affirmatif.

Le contact du cycle III et des hautes terres à la latitude de Mandoto soulève le même problème. Ainsi, dans la région d'Ambohimasina, au pied occidental des Vavavato, vers 1 400 mètres, on peut éventuellement déceler des traces d'aplanissement intermédiaire.

Par opposition à la région précédemment décrite, au nord de la vallée de la Kitsamby, la prépondérance de la structure gneissique a permis un beau développement de l'épicycle quaternaire sous forme de bas plateaux disséqués par un système hydrographique au dessin particulier en « bois de renne ». La pente générale de l'ensemble est dirigée vers les axes hydrographiques. Cette reprise se manifeste au niveau des bassins-versants : le « bassin » de Belobaka à 800 mètres (circonscrit aux roches gabbroïques), drainé par l'Itondry ; celui de Tsiroanomandidy, à 850 mètres, par le Manambolo ; celui d'Ambatofotsy, à 800 mètres, par le Mandalo-Imanga, mais qui se relève progressivement vers l'est pour atteindre 900 mètres dans la région de Mahasolo drainée par la Sakay. En position de ligne de partage des eaux, entre les principaux bassins-versants, on remarque soit une ligne de reliefs de dégradation du niveau III qui portent des épaulements très marqués dus à la reprise quaternaire, soit la présence de reliefs dérivés du cycle II sur granite ou gabbro crétacé. Les aplanissements fini-tertiaires sont remarquablement conservés plus à l'est, de part et d'autre du haut Manambolo, au pied méridional du Famoizankova, sur le plateau de Bemahatezana à 1 100 mètres et sur le plateau d'Anosy entre 1 000 et 1 050 mètres. Sur ces plateaux, le système hydrographique est désorganisé, les quelques drains très courts et chétifs se perdent dans de vastes bas-fonds qui peuvent atteindre plus de 10 km^2 ; étendues marécageuses coupées du drainage actuel, ce sont de véritables bassins endoréiques. Certains auteurs (P. Gourou) ont pensé à une intense dissolution pour rendre compte du recul important des versants. Nous y verrions davantage le résultat du sapement lors de l'encaissement des anciens ruisseaux divaguant sur la surface.

Au nord du Bemahatezana, à 1 250 mètres, en contrebas et à l'est du Famoizankova, se dégage le niveau intermédiaire barré à l'est par des bancs de granites mais ouvert aux reprises d'érosion ultérieures remontant depuis le Sud. Le dernier palier dominant ce moyen Ouest se développe selon une longue échine nord-sud sur le Famoizankova à 1 400 mètres. C'est le niveau le plus occidental de la surface des Tampoketsa, où l'on observe uniquement des pseudo-concrétions. Au sud, ce niveau passe par le sommet du Bevato et de l'Ambohiby, puissante montagne de gabbro crétacé.



Coupe au travers de l'Angavo - sillon de l'Ankay

Fig. 10.

2. *La bordure orientale*

Étant donné l'absence d'itinéraires au sud de Beparasy, nous n'étendrons pas nos conclusions en dehors du sillon de l'Ankay. D'une façon générale, la bordure orientale est un grand escarpement, barrière climatique et végétale difficile d'accès. Le sillon de l'Ankay que nous avons considéré comme un fossé complexe dû à la tectonique et à l'érosion, à remblaiement fluvio-lacustre (fig. 10), appelle quelques remarques complémentaires. Tout d'abord nous n'avons pas retrouvé les formations alluviales, « sables blancs cendreux », signalées par P. Brenon[1], au col d'Andaingo à 970 mètres. Les sols « jaune sur rouge » que nous avons trouvés correspondent à des sols faiblement remaniés sur cristallin ; mais, de part et d'autre de la ligne de partage des eaux entre le bassin du Mangoro et celui du Maningory au nord, nettement en contrebas vers 930 mètres, s'observent des lambeaux de terrasse supérieure. Il semble donc difficile d'admettre que, depuis au moins le Quaternaire ancien, les bassins du Mangoro et du Maningory aient constitué une seule artère hydrographique ; il paraît plus

1. P. Brenon, *Contribution à l'étude pétrographique et géologique des terrains cristallins de Madagascar dans la région de l'Antsihanaka, de l'Antanosimboangy (Hauts Plateaux) et dans les bassins de la Bemarivo et de la Fanambona (côte Est)*. Thèse dactylog., Faculté des Sciences de Nancy, 1952, fasc. II, p. 195-201.

probable que les deux bassins étaient déjà nettement individualisés à une époque ancienne.

Dans une communication écrite, J. Vogt[1] signale au pied de la falaise, sur la haute Rienana et Matitanana d'une part et au sud de Beparasy de l'autre, des accumulations extrêmement grossières (boulders de plus d'un mètre de diamètre) qui attesteraient l'existence de vastes épandages dus à une phase climatique ou à un rejeu tectonique récents. Nous n'avons pas trouvé de semblables dépôts dans le secteur étudié, sur le vaste plateau d'Andohariana au pied des hauts sommets de l'Andringitra, pourtant à proximité des vallées mentionnées par J. Vogt. Toutefois il est bon de remarquer l'importance croissante des phases grossières à galets dans les formations fluviales à mesure que l'on gagne les bordures du sillon de l'Ankay. D'autre part la formation fluvio-lacustre n'a pas l'extension que lui accorde la carte géologique au 1/100 000. Ces alluvions qui ne dépassent pas la cote 910 mètres ennoyent d'anciens thalwegs. Des plateaux d'interfluve, qui correspondent à une ancienne surface d'érosion aux sols très riches en pseudo-concrétions, émergent faiblement.

Après l'étude des surfaces d'érosion sur les Hautes Terres centrales, on peut émettre l'hypothèse selon laquelle le socle malgache aurait subi un soulèvement postérieur au cycle II, qui est lui-même gauchi, déformant l'ensemble en un vaste bombement régulier dont l'amplitude maximale se situerait au sud-est de l'Ankaratra dans la région du plateau de la Sahanivotry, où la surface fini-crétacé atteint son altitude maximale. A partir de cet axe, la surface fondamentale des Tampoketsa et la surface intermédiaire plongent progressivement vers le nord, l'ouest et le sud. L'amplitude du bombement a provoqué un encaissement profond du système hydrographique, de violentes reprises d'érosion qui ont, en général, effacé toute trace d'emboîtement cyclique, et, par opposition au domaine africain, le façonnement d'un relief différencié qui suscite une érosion en ravin (lavaka) encore active et une restriction des surfaces cuirassées. Si la vigueur du versant oriental, influencé par la tectonique, peut faire croire à l'existence d'emboîtements, le versant ouest, au contraire, marqué par des vagues d'érosion récentes, constitue un vaste « glacis ». La désorganisation du système hydrographique de ce moyen Ouest porte la marque de variations climatiques quaternaires. La parfaite hiérarchisation du drainage et le calibrage des thalwegs infèrent l'existence d'une phase humide pendant laquelle la pédogenèse aurait été très active (phase de biostasie), à quoi aurait succédé une phase plus sèche pendant laquelle se seraient façonnés les interfluves sous l'action d'une érosion en nappe pelliculaire. Pendant cette période se sont mises en place les formations alluviales à galets qui constituent un niveau supérieur de terrasse correspondant à la phase de rhéxistasie. En gagnant le Sud de l'île, la phase sèche prend une nuance aride qui permet la mise en place des vastes épandages de sables roux.

1. J. Vogt, « Notes de géomorphologie malgache », 2° partie, *Revue de Géographie de Madagascar*, n° 12, juillet-décembre 1967.

CONTRIBUTION A L'ETUDE DES SURFACES D'APLANISSEMENT SUR LES HAUTES TERRES CENTRALES MALGACHES. — Résumé. — *Cet article est en fait une notice détaillée accompagnant la carte géomorphologique au 1/500 000 des Hautes Terres centrales de Madagascar, publiée par l'O.R.S.T.O.M. de Tananarive.*

Les auteurs se sont attachés en premier lieu à déterminer les caractères spécifiques liés à chaque niveau d'aplanissement, puis à essayer une régionalisation.

En effet, d'une part chaque surface d'érosion présente des traits spécifiques liés à la structure, à l'évolution morphologique et aux sols ; d'autre part, on peut distinguer des ensembles régionaux dus à l'association ou à la prépondérance de certains niveaux. On notera l'importance donnée aux cycles et reprises d'érosions récents dans l'explication des paysages, au cœur même des Hautes Terres.

A CONTRIBUTION TO THE STUDY OF SURFACES OF PLANATION ON THE CENTRAL HIGHLANDS OF MADAGASCAR. — Abstract. — *In fact this article is a detailed study accompanying the geomorphological map (1/500 000) of the Central Highlands of Madagascar, published by O.R.S.T.O.M. in Tananarive.*

The author's first is to determine the specific characteristics connected with each level of planation, then to attempt to establish it on a regional basis.

In fact, on the one hand, each surface or plane of erosion presents specific characteristics connected with the structure, with the morphological development and the soils ; on the other hand, we can distinguish regional patterns wich are due to a combination of characteristics or to preponderance of certain levels. We should note the importance attributed to erosion cycles and recent erosive action in the explanation of the landscapes in the heart of the Highlands.

Gallo

Annales de Géographie

EXTRAIT

Bourgeat et Petit. Contribution à l'étude des surfaces d'aplanissement sur les Hautes Terres centrales Malgaches.

LIBRAIRIE ARMAND COLIN
103, Boulevard Saint-Michel — PARIS-Ve

3180