Problèmes géomorphologiques de la basse vallée de l'Omo (Ethiopie)

Jean-Louis Ballais

▶ **To cite this version:**

Jean-Louis Ballais. Problèmes géomorphologiques de la basse vallée de l'Omo (Ethiopie). Abbay, 1979, 10, pp.9-20. hal-01543087

HAL Id: hal-01543087
https://amu.hal.science/hal-01543087

Submitted on 20 Jun 2017

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Abbay 1979 – nº 10 – éd. CNRS Paris.

PROBLEMES GEOMORPHOLOGIQUES DE LA BASSE VALLEE DE L'OMO (ETHIOPIE)

*par J-L Ballais**

La basse vallée de l'Omo, orientée N-S, et le lac Turkana qui la prolonge au Sud, appartiennent à la Gregory rift, fragment oriental du grand rift africain. C'est là que le rift kenyan atteint son altitude la plus basse (400 m). Rempli de grandes épaisseurs de cinérites, de grès, de sables, de limons et d'argiles plioquaternaires, il passe par flexure à l'Hamar Range à l'Est et aux Nkalabong au Nord-Est et par failles et flexures aux horsts et bombements qui le bordent à l'Ouest et au Nord-Ouest, souvent par un escarpement vigoureux (Monts du Lubur, Maji escarpment) (fig. 1). Entre les horsts et les bombements s'individualisent des cuvettes déprimées (plaine de Lotigipi, vallées du Kotome et du Lomogol, golfe de Sanderson) (K. Butzer, 1971). Au Nord, la plaine est bordée par des hauteurs développées sur des roches volcaniques basculées (Mui River) et par les complexes volcaniques des Monts Magu et Smith (2 300 m) (A. Davidson, 1973). Enfin, la chaîne volcanique des Nakwas (Kuraz Range) sépare les vallées de l'Omo et de la Kibish.

Siège de nombreuses recherches paléontologiques et géologiques internationales depuis 1967, en raison de son extraordinaire richesse en fossiles, particulièrement en Hominidés, la basse vallée de l'Omo est maintenant suffisamment connue pour qu'une esquisse géomorphologique en soit présentée (1). Si les étapes de la formation de la dépression et la morphogénèse actuelle peuvent être assez bien cernées, l'évoluti morpho-climatique plio-quaternaire pose encore bien des interrogations, malgré quelques apports très neufs et très précis.

I - LA FORMATION DE LA BASSE VALLEE DE L'OMO

Au contraire du fossé du Nyassa, individualisé très tôt (R. Battistini, 1971a), la basse vallée de l'Omo ne s'est formée qu'à partir du Miocène, comme le rift kenyan.

1 - L'évolution pré-miocène :

Le socle précambrien est constitué de gneiss et d'amphibolites à intrusions granitiques et pegmatitiques. En discordance reposent les grès arkosiques grossiers, grès et conglomérats de quartz à Dinosauriens des grès du Lubur ou Turkana grits, contemporains de la série terminale des grès de Nubie et qui atteignent plusieurs centaines de

* UER des Sciences de la Terre, Université de Caen et ERA 684 du CNRS

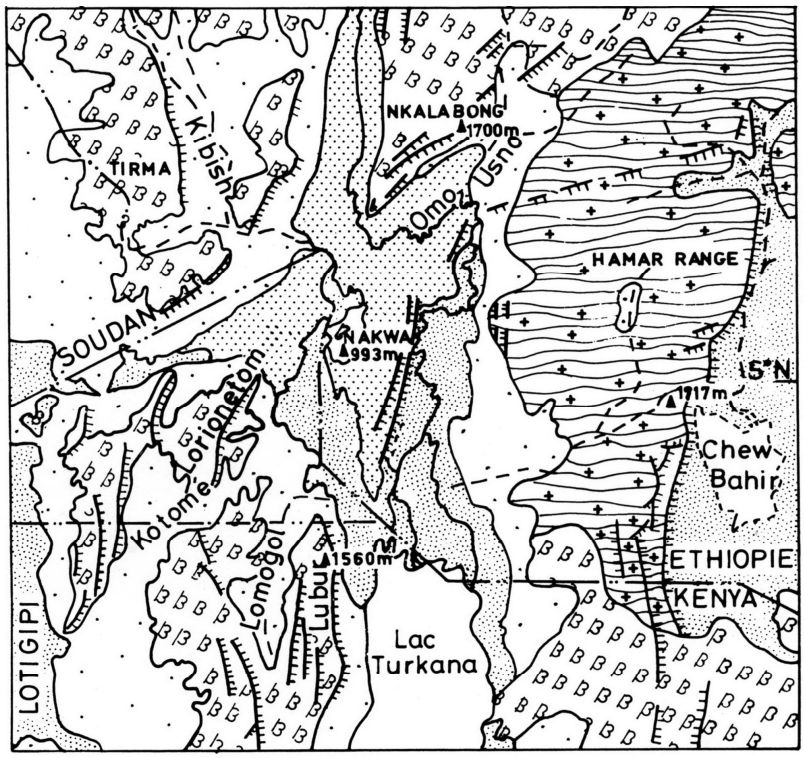

Fig:1 LA BASSE VALLÉE de l'OMO

d'après Butzer(1971) et Davidson(1973) modifiés

mètres d'épaisseur (C. Arambourg, R.G. Wolff, 1969). D'épaisses couches de laves (basaltes et rhyolites surtout, mais aussi phonolites, néphélinites et andésites), plus ou moins altérées, datées de l'Oligocène supérieur-Burdigalien, épaisses de plus de 1 500 m, recouvrent ces grès et constituent l'essentiel des massifs volcaniques du pays Turkana (C. Arambourg, R.G. Wolff, 1969, K.W. Butzer, 1971).

Pendant cette longue période, plusieurs surfaces d'aplanissement ont pu se former, particulièrement au Primaire et au Secondaire.

2 - La phase miocène :

Les laves du Turkana, déposées à la charnière Oligocène-Miocène, indiquent déjà le début des mouvements tectoniques. Dès le début du Miocène, la zone frontière Kenya-Ouganda se soulève. La surrection du centre du Kenya atteint 300 m (B.H. Baker, J. Wohlenberg, 1971) alors que le Turkana s'affaisse et que le volcanisme reprend.

3 - La phase pliocène :

C'est la phase majeure de failles et de flexures qui individualisent la basse vallée de l'Omo et les horsts et bombements qui la bordent. En particulier, au Nord, se soulèvent les Nkalabong (1 700 m), formés de rhyolites et basaltes miocènes pendant à 20-30° vers le NW, cassés par une ou plusieurs failles majeures au SE et recouverts par des laves pliocènes (4,05 MA) discordantes, épaisses de 150 à 400 m (F.C. Howell, 1968). Au total, c'est vers 4,4 MA que le bassin inférieur de l'Omo est formé (K.W. Butzer, 1971).

4 - La phase pléistocène :

Dans la dépression subsidente s'accumulent, au Plio-villafranchien, plusieurs centaines de mètres de sédiments : alternances de cinérites, argiles parfois gypseuses, limons et sables, qui sont ensuite faillés par plusieurs phases tectoniques, au moins trois pour la formation Shungura, la mieux étudiée, cassée et basculée à 9-25° vers l'Ouest par 3 failles majeures 0°N-20°E de 100 m maximum de rejet et 2 failles mineures normales (85°N-90°E) (K.W. Butzer, D.L. Thurber, 1969).

A l'extrême fin du Pléistocène – début de l'Holocène, se forme, probablement à la faveur d'une fissure de tension, la chaîne N-S des Nakwas ouKuraz Range, formée de cônes coalescents de lapilli et de coulées de basaltes.

5 - La phase holocène :

Elle semble indéniable cependant elle est beaucoup moins importante que les précédentes et n'a pas toujours été admise (K.W. Butzer, D.L. Thurber, 1969). En effet, les formations faillées et basculées de Shungura et de Kalam, en particulier, sont recouvertes, en discordance, par la formation Kibish subhorizontale (fig. 2). Cette formation lacustre et deltaïque atteint 120 m d'épaisseur au pied des Nkalabong. Là, elle comprend trois membres, tous discordants, échelonnés du pré-Pléistocène supérieur (130 000 BP) à 26 700 ± 2 500 BP, voire jusqu'à l'Holocène inférieur (K.W. Butzer et al., 1972). Plus au Sud, apparaît un membre IV, littoral, subdivisé en IVa (8 500 à 7 500 BP) et IVb (6 600 à 4 400 BP) (K.W. Butzer et al., 1972). Or, à quelques kilomètres au Nord du camp américain de 1972, à proximité de Naborotot, J. de Heinzelein m'a montré des bancs de tufs cinéritiques du membre IV cassés, dénivelés vers l'Est. D'autre part, une étude

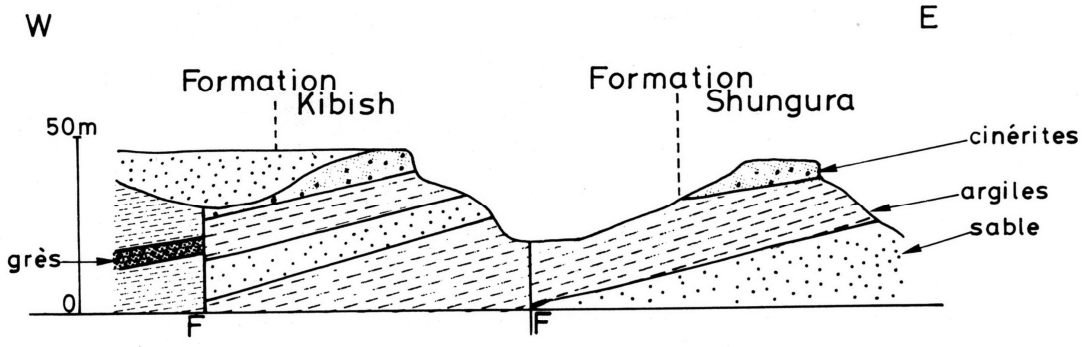

Fig: 2 _ COUPE THÉORIQUE du RELIEF de CUESTA
et d'ESCARPEMENTS de FAILLE _

systématique des altitudes du membre IVb a été faite avec un altimètre sensible au mètre près. Compte-tenu des difficultés liées à la variation rapide de la pression atmosphérique, au cours de la journée, dans cette région chaude et sèche (cf. p. 8706), il est probable que la formation Kibish affecte la forme d'un léger bombement, le sommet se trouvant vers Nakuloï, la formation plongeant lentement dans toutes les directions, sauf vers le SE où le pendage s'accélère, ce bombement ayant eu pour conséquence des cassures transverses sur le rôle desquelles je reviendrai (cf. p. 9).

L'escarpement de faille convexe, rectiligne, de 30 à 40 m de commandement, qui sépare le horst des Nakwas du graben de la rivière Kibish (J. de Heinzelein, communication orale) est apparu, lui aussi, après la formation Kibish.

Enfin, l'existence de mouvements actuels est confirmée par B.H. Baker et J. Wohlenberg (1971) qui estiment que le rift kenyan s'élargit de 0,5 mm/an.

Au total, la basse vallée de l'Omo, par son âge miocène et son activité récente, se rattache plus au rift kenyan qu'au rift éthiopien.

II - L'EVOLUTION MORPHO-CLIMATIQUE PLIO-QUATERNAIRE

Cette question venant de faire l'objet d'une communication récente (J-L. Ballais, 1979), je me contenterai donc de retenir les points importants et ne développerai que ce qui a été laissé de côté dans cette publication.

1 - Les incertitudes du Pliocène, le problème des pédiments :

Les pédiments sont bien développés, particulièrement dans le Turkana et, plus au Nord, dans l'Ilemi triangle où, à Kidewa, la couverture est constituée de galets de quartzite, basalte à olivine, calcédoine, cinérite, plus ou moins roulés, à patine noire. Le pédiment unique est dominé par un inselberg lithologique probable (Schistes cristallins et conglomérat rouge).

A Kokuro s'observent deux témoins probables d'un vieux pédiment perché, mais c'est vers Lokomarinyang qu'il est le plus net. La, il tranche des grès quartzites ; sa surface est irrégulière, avec de nombreuses bosses rocheuses, des blocs anguleux de grès et de petits galets roulés de grès et quartzite pris dans une matrice rougeâtre peu épaisse, parfois en poches, qui indique une altération, donc une humidité, plus forte que l'actuelle. Ce pédiment, comme le pédiment principal, plonge vers le lac Turkana. Aucun élément ne permet de les dater, mais il est probable qu'ils sont pré-Quaternaires.

Les cas d'emboîtement de pédiments sont rares, on le sait ; ici, il est probablement d'origine tectonique.

2 - Les enseignements des formations plio-villafranchiennes :

Ces formations se caractérisent par des contrastes lithologiques qui ont permis le dégagement d'un relief structural et la présence de tufs cinéritiques qui servent de référence à la séquence géologique (C. Arambourg, J. Chavaillon, Y. Coppens 1967, J. Chavaillon, 1979) et ont permis, grâce aux ponces qu'ils contiennent, des datations absolues au K/Ar.

Les géologues ont distingué 4 formations successives : la formation Mursi qui repose sur un basalte daté de 4,15 MA ; la formation Nkalabong âgée d'environ 3,95 MA ; la formation Usno, épaisse de 200 m, formée de sables et de limons reposant directement sur le socle et comprenant un basalte vers la base (3,3 MA) et des cendres volcaniques (2,97 à 2,64 MA) ; enfin, la formation Shungura, épaisse de plus de 750 m, datée de 3,75 à 1,3 MA (Y. Coppens, 1975a et b) ou de 4 à 0,8 MA (J. Chavaillon, 1979). Elle consiste surtout, dans les séquences inférieures et moyennes, en dépôts fluviatiles cycliques : dépôts de plaine alluviale, de chenaux, de méandres ; cycles souvent terminés par un début de formation de sol correspondant à de courtes émersions. Une tendance vers des conditions prodeltaïques apparaît à la partie supérieure du membre F et, à partir de G 11, on passe graduellement et définitivement à des conditions d'estuaire et de lac à sédimentation arythmique.

Des indications paléoclimatiques précises mais ponctuelles sont fournies par l'étude sédimentologique : le membre II de la formation Nkalabong a un faciès éolien (K.W. Butzer, D.L. Thurber, 1969) qui se retrouve parfois dans la formation Shungura avec des paléosols hydromorphes (K.W. Butzer, D.L. Thurber, 1969), rouges (à Omo 57) ou à concrétions calcaires (G 5).

L'étude de la faune montre que, entre 4 et 1 MA, le climat évolue d'humide à moins humide (Y. Coppens, 1975a et b), mais ce sont les pollens qui sont les plus intéressants de ce point de vue. Ils montrent qu'un changement qualitatif important se place un peu avant 2,07 MA. En effet, auparavant, la végétation devait être très proche de l'actuelle. En particulier, l'étude des pollens contenus dans un coprolithe de Crocodile du niveau 18, série D de la formation Shungura (plus de 2,37-2,56 MA) permet de conclure à l'existence d'une savane boisée, d'une forêt du type de la forêt riveraine actuelle de l'Omo (cf. p. 8707) et, dans le massif éthiopien, d'une forêt d'altitude à *Podocarpus gracilior* et *Juniperus procera* plus dense et à altitude plus basse que l'actuelle (climat plus froid ou plus humide au-dessus de 1 500 m). Au contraire, peu avant 2,07 MA apparaît une savane herbeuse (72,12% de pollens de Graminées) (R. Bonnefille, 1972).

On notera aussi l'importance fondamentale de la preuve, ainsi apportée, de l'existence d'une savane à une époque où les rares Australopithèques et Homo n'utilisaient pas le feu.

3 - Les problèmes du Pléistocène moyen et supérieur :

La grande lacune de sédimentation (0,7 à 1,2 MA) séparant les formations plio-villafranchiennes de la formation Kibish constitue un des plus grands problèmes de la région. C'est à ce moment que se placent les phases tectoniques qui basculent et faillent la formation Shungura, interrompant ainsi la subsidence.

C'est aussi pendant cette période que se forme le relief de cuesta et d'escarpements de faille caractéristique de la basse vallée de l'Omo, à l'Est du plateau de Kibish (fig. 2). Les bancs de cinérite sont très nettement biseautés par une surface d'abrasion lacustre qu'on peut mettre en parallèle avec le Kamasien (ou le Kanjérien). L'entaille de cette surface permettant de dégager le relief de cuesta et d'escarpements de faille, est liée soit à une nouvelle phase tectonique, soit plutôt à une variation climatique, un assèchement

probablement, qui provoque une régression du lac Turkana et une incision des dépôts.

4 - Les problèmes du Pléistocène supérieur-Holocène :

a - *La formation Kibish*

Composée de dépôts lacustres et littoraux éloignés parfois de 100 km du lac Turkana, la formation Kibish est liée à une transgression lacustre, au cours du pluvial Gamblien. Des nuances, cependant, peuvent être apportées, en particulier, le Pléniglaciaire correspond à une période sèche génératrice de sols à horizons carbonatés et de vernis désertiques.

L'essentiel des variations d'extension et de lithologie des dépôts doit être attribué aux variations climatiques, les déformations tectoniques restant faibles (cf. p. 8703).

D'autres formations sont contemporaines de la formation Kibish. Par exemple, dans l'Ilemi triangle, s'observe une terrasse lacustre à une vingtaine de mètres au-dessus de la rivière Kibish. De même, la terrasse qui porte le poste de police de Kalam est très certainement aussi un équivalent de cette formation.

b - *Les Nakwas*

Outre une série de cônes coalescents de lapillis et de coulées de laves interstratifiés, les Nakwas comportent des tuffs grossiers à *Aetheria* qui, dans le ravin de Celengmur, ont été retaillés en glacis à galets de basalte peu roulés dominant l'oued de 11 m.

c - *La complexité de la période « historique »* (post-Kibish)

Le fait majeur des derniers millénaires est l'entaille de l'Omo dans 50 m de dépôts, chiffre énorme mais qu'il faut encore augmenter car le cours d'eau n'a pas eu un encaissement continu et il a construit ensuite un vaste delta (K.W. Butzer, 1971).

La vitesse de creusement de l'Omo peut donc être estimée à largement plus d'un mètre par siècle. Elle s'explique par le bombement de la formation Kibish et, surtout, par l'absence de cohésion des dépôts entaillés par le seul cours d'eau pérenne de la région, un cours d'eau aux crues puissantes qui transportent une forte charge limoneuse issue du massif éthiopien.

Une terrasse lacustre, qu'on peut rattacher au Nakurien (3 250 BP) est souvent représentée, mais elle a été souvent confondue avec la formation Kibish s.l. dont elle se différencie peu par le faciès mais souvent par la position topographique. Par exemple, à Omo 282, elle domine la basse terrasse de 5 à 7 m ; formée de sables bruns à bivalves d'eau douce et fossiles remaniés des membres A et B de la formation Shungura (Aetheria, Tortues, Crocodiles), elle tronque des grès peu consolidés, grossiers, rougeâtres à rouille, à patine noire superficielle plus cohérente, qui ont fourni une partie du matériel. Le ramassage de graviers et cailloux sur 1 m^2 a fourni : 26 basaltes, 12 quartz, 11 graviers de quartz-feldspath, 6 fragments de projections volcaniques, 6 fragments de fossiles remaniés, 5 lapillis probables, 3 galets de silt remaniés longs de 1 cm, 2 quartzites semi-anguleux longs de 4 cm. A Naborotot, la Kibish IV, à industrie néolithique, plonge vers l'Est ; la terrasse nakurienne, horizontale, s'y emboîte (fig. 3). La composition, en volume, des graviers de surface est différente : 50,9 % de jaspes, 41,3 % de basalte, 3,4 % de quartz, 2,8 % d'autres volcaniques, 1,4 % de fossiles, 0,2 % d'indéterminés, reflétant la

plus grande proximité des Nakwas et du substratum. La médiane des jaspes est de l'ordre de 17 mm, le plus grand dépasse 30 mm et le plus petit 5 mm (fig. 4).

C'est probablement lors de cette dernière transgression que les dernières captures et les derniers déplacements d'oueds drainant les cuestas et les escarpements de faille pléistocènes se sont produits (J-L Ballais, 1979).

III - LE SYSTEME D'EROSION MORPHO-CLIMATIQUE ACTUEL

1 - Le milieu bio-climatique :

a - *Le climat*

Le climat est encore peu connu car les stations les plus anciennes ne datent que de 1949, avec des lacunes (K.W. Butzer, 1971). Dans le Turkana, l'Ilemi triangle et le Sud éthiopien, les précipitations varient de 300 à 500 mm (fig. 5). Les plateaux du bas Omo reçoivent probablement 480 à 500 mm de pluie par an, avec une grande variabilité interannuelle. Le maximum principal se place en avril (60 à 120 mm) avec un maximum secondaire en novembre (40 à 80 mm), formant ainsi transition entre les pluies équinoxiales de l'Uganda escarpment et du Sud Turkana, d'une part, et les pluies zénithales du plateau éthiopien d'autre part. Un maximum tertiaire de juillet (10 à 30 mm) est représenté seulement sporadiquement (80 mm en 1967, 2 pluies fines à Nakuloï en 1972). Les pluies sont, en général, brèves et intenses (particulièrement en automne), souvent nocturnes ; plus rarement, elles sont prolongées, associées à un temps perturbé qui apporte les orages sur les hauteurs périphériques. L'« anomalie » pluviométrique de l'Afrique orientale est ainsi encore accusée par la dépression topographique.

La seule station équipée de thermomètres est celle de Lokitaung (fig. 5). Les moyennes sur 10 ans montrent une faible amplitude moyenne annuelle (2,5° C) due à la latitude mais légèrement accentuée par la position déprimée, une moyenne de 27° C avec un maximum de février (28,4° C) et un minimum d'août (25,9° C). Cependant, l'amplitude diurne est beaucoup plus forte et des températures élevées ont été enregistrées en été : 38 à 40° C à 12 h, en juillet 1972 et août 1976, et encore 30 à 33° C à 19 h en juillet 1972 et à 20 h en août 1976, enfin 37° C du 1er septembre au 3 octobre 1896 (K.W. Butzer, 1971).

Le sol s'échauffe beaucoup plus : les mesures effectuées en juillet 1972 montrent que si, le matin à 7 h, le sol a la même température que l'air (25 à 27° C), à 12 h, l'écart est de l'ordre de 20° C (58 à 61° C contre 38 à 40° C) et, à 19 h, le sol est encore légèrement plus chaud (32 à 34° C contre 30 à 33° C). L'un des effets les plus directs de cet échauffement considérable est la formation de tornades sèches fréquentes, surtout vers 12 h.

La partie supérieure des sols et formations superficielles s'échauffe aussi de façon importante. Des mesures effectuées dans le sable du lit d'un oued, le 28 juillet 1972, à 11 h, montrent que, après une brusque décroissance (47° C en surface, 37° C à 5 cm de profondeur), des températures élevées se maintiennent dans les premiers décimètres (36° C à 10 cm et à 20 cm de profondeur). Ces fortes températures provoquent une dessication et une déshydratation intenses qui, combinées à la grande amplitude

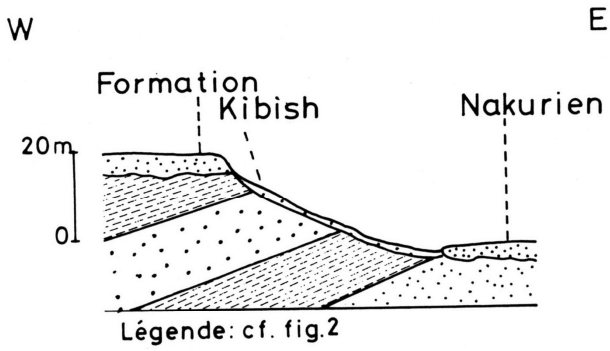

Fig: 3 FORMATION KIBISH et NAKURIEN à NABOROTOT

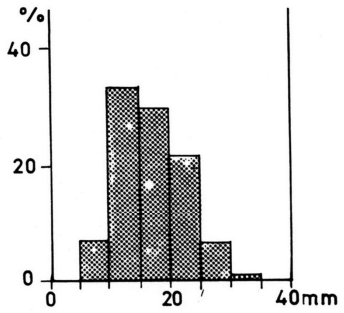

FIG 4 : HISTOGRAMME DES LONGUEURS DES JASPES DE LA TERRASSE NAKURIENNE A NABOROTOT

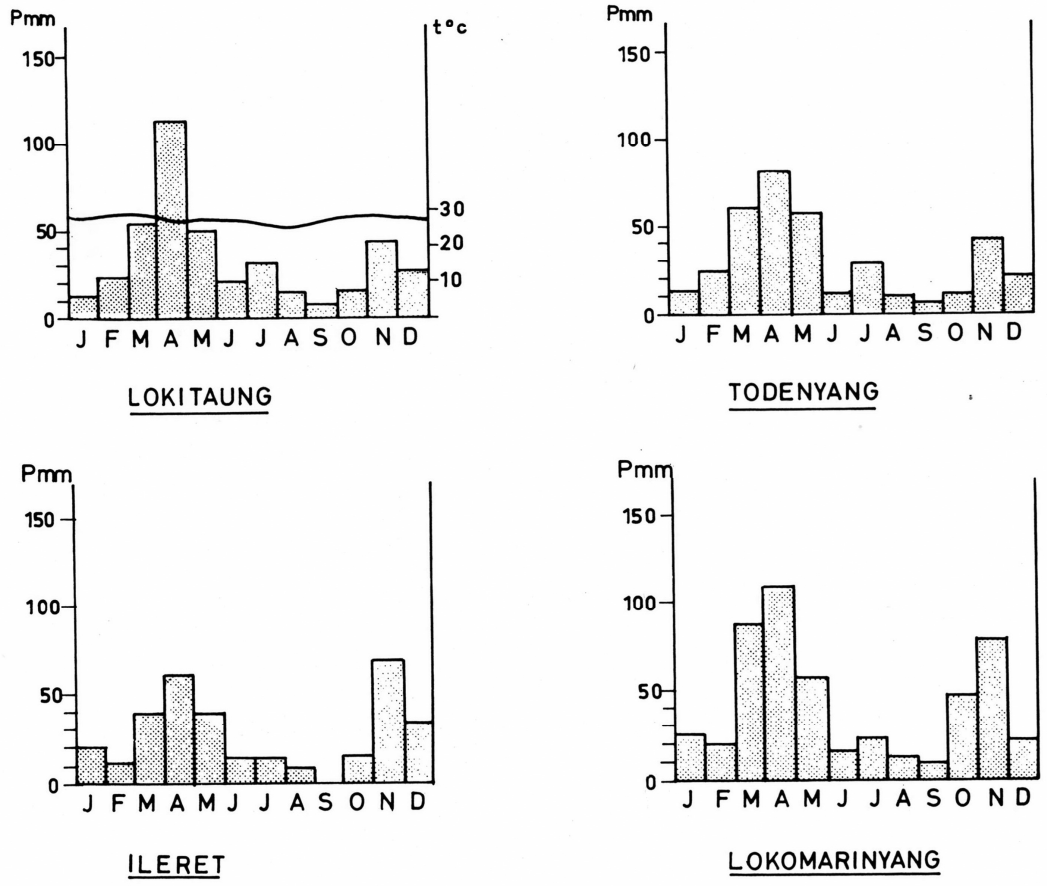

FIG 5 : TEMPERATURES ET PRECIPITATIONS AU NORD DU KENYA

thermique quotidienne de l'air et de la surface du sol, facilitent considérablement l'action du vent.

b - *Les formations végétales*

La basse vallée de l'Omo est couverte par une steppe boisée qui passe à la forêt riveraine en bordure de la rivière.

La steppe à *Acacia* et *Commiphora* prend des faciès variés en fonction des conditions édaphiques (R. Bonnefille, 1972). Sur le plateau à substratum sablo-limoneux Kibish IV, à 400-500 m d'altitude, on observe soit de vastes étendues de Graminées à rares arbres (*Indigofera* ou *Abutilon sp.*) et arbustes, domaine des Autruches et des troupeaux de Gazelles et d'Oryx, ponctuées de nombreuses termitières hautes de 3 à 4 m, soit des buissons épineux plus ou moins denses sur les sables (*Acacia horrida* L., *A. nubica* BENTH., *A. mellifera* (VANL), *Indigofera spinosa* FORSK.). Au pied des inselbergs, comme celui de Kidewa, les pédiments sont couverts d'un bush à Acacias très dense. Sur les cinérites, la végétation, plus sèche, est caractérisée par la présence d'*Adenium obesum* et l'abondance des Euphorbes cactiformes en buissons épineux de grande taille. Sur les argiles, la végétation est soit totalement absente, soit réduite à une steppe très clairsemée (golfe de Sanderson).

A proximité des villages, particulièrement de Kalam, centre principal des Dasanetchs, le surpâturage a abouti à une dégradation considérable, de la strate graminéenne surtout.

La forêt riveraine ne dépasse pas quelques dizaines de mètres de large, sauf dans les lobes convexes de méandres. Le long de l'Omo, elle se caractérise par l'abondance des lianes et une strate de très grands arbres (*Ficus sycomorus*, *Ziziphus pubescens*, *Trichilia roka*) qui dominent la strate arbustive (R. Bonnefille, 1972). Le long des autres cours d'eau, elle est inexistante, sauf le long de la Kibish où elle est surtout formée d'une strate de grands arbres épineux.

Au total, une région caractérisée par un climat sahélien à précipitations faibles et intenses, à longue saison sèche, et une végétation steppique qui protège rarement le sol.

2 - La morphogénèse actuelle

En fonction de leur activité morphogénétique croissante actuelle, on peut distinguer trois ensembles : le plateau de Kibish, les piémonts et les cuestas et escarpements de faille pléistocènes.

a - *Le plateau de Kibish*

Formé de sables limoneux, en pente très faible, il n'évolue pratiquement pas actuellement, les eaux s'y infiltrent très rapidement. Cependant, par sa granulométrie, le matériel est sensible à la déflation éolienne qui se déclenche particulièrement à l'occasion des tornades sèches, sur les termitières et, surtout, sur les vastes espaces où la strate graminéenne a été détruite par surpâturage et piétinement. Par exemple, au Nord de Kalam, où le recouvrement est souvent réduit à 30%, voire 10%, le sable nu est creusé par les pas des bovins qui soulèvent une poussière abondante sur leur passage ; le sable s'accumule en placages ou même en rebdous orientés S-N colonisés par de gros buissons touffus d'Euphorbes et de *Commiphora* (?). Vers le village de Kibish, l'élimination de la végétation est aussi importante mais le remaniement des sables se limite au brassage de la

partie superficielle par le passage des troupeaux. Il est possible que la déflation éolienne ait été, très récemment, plus efficace, car la terrasse lacustre contemporaine de la Kibish IVa a été remaniée en cordon dunaire à caoudeyres alors que seul un vannage se maintient actuellement.

L'agent morphogénétique le plus constant est, finalement, constitué par les termites, très nombreux, mais dont l'action de brassage des horizons du sol est sans grande efficacité, en raison de la faiblesse de la pédogénèse et de l'absence d'altération.

b - *Les piémonts*

Ils sont, eux aussi, peu actifs. En saison sèche, les pédiments n'évoluent pas. La morphologie de détail montre que, lors des fortes pluies, des ravines profondes de quelques centimètres à quelques décimètres fonctionnent ; entre elles, le matériel est patiné. Ces observations sont surtout vraies au Sud car, vers le Nord, à Mui par exemple, l'augmentation des précipitations permet la pousse de véritables savanes très denses sur la formation Kibish et les glacis, et d'une savane-parc sur les collines où la roche à nu n'apparaît pas, les ravinements paraissant essentiellement fossiles.

Les oueds, qui coulent quelques jours par an, ont un lit majeur encombré de gros blocs, le plus souvent anguleux, et de galets plus petits, un peu moins anguleux. Cette faible évolution actuelle des piémonts est à rapprocher de celle des inselbergs et volcans qui les dominent. En effet, si, parfois, les prismes basaltiques se desquament, tendant peu à peu vers une forme en boule, en général, les roches sont couvertes de patines. A plus petite échelle, les rides de pression s'observent encore sur les surfaces structurales des coulées des Nakwas (F.C. Howell, 1968) et les cônes volcaniques apparaissent très frais quoique le plus septentrional présente des barrancos.

Seul le sapement des rives concaves de méandre fournit du matériel grossier, particulièrement par la mise en porte à faux des coulées de basalte au-dessus des cinérites, plus meubles, excavées en « baumes » de quelques décimètres de haut et quelques mètres de profondeur et de longueur (ravin de Celengmur).

c - *Les cuestas et escarpements de faille pléistocène*

En contraste violent avec les autres ensembles, celui qui correspond à l'affleurement des formations plio-villafranchiennes évolue très vite : ravins vigoureusement entaillés et gigantesques blocs de corniche éboulés en sont les marques les plus visibles. La morphogénèse est sous la dépendance étroite de la lithologie. Les tufs cinéritiques forment l'armature du relief. Ils donnent des corniches vigoureuses, souvent verticales, parfois à talus d'éboulis de gravité peu développé. Ils sont relativement cohérents, diaclasés selon deux réseaux (cinérite F) : un vertical, à espacement de 50-75 cm et un oblique, plus serré, et surtout, ils sont perméables et, au total, assez résistants comme le prouve l'abondance des patines. La cinérite E est coupée de petits canyons de 2 à 3 m de profondeur et quelques décimètres de large utilisant le réseau de diaclases ; ce réseau facilite également les arrachements, comme à la « porte » de Shungura.

En général, les tufs cinéritiques reposent sur des argiles, les roches les plus sensibles au système d'érosion morpho-climatique actuel. En effet, à la base des cinérites, se forme, au moins saisonnièrement, une nappe phréatique qui imbibe les argiles, provoquant une solifluxion et un profil convexe très caractéristique ; les tufs, mis en porte à

faux, s'éboulent en pans de plusieurs dizaines de mètres cubes. Souvent, le modelé convexe des versants est dû non à une solifluxion laminaire mais à des différenciations lithologiques entre argiles, limons et sables masquées par une pellicule croûlante de solifluxion laminaire. Des cas plus complexes existent également (Omo 123) : sous la cinérite F, un grand versant argileux, très bosselé, est modelé en « micro-torrents » à bassin de réception, chenal et cône d'argiles, sans trace de ruissellement, masquée par la solifluxion laminaire postérieure. Cependant, l'intensité de l'ablation est marquée par le perchement des fragments de cinérite de 1 à 5 cm au-dessus des chenaux. Les argiles ont leur surface craquelée par des fentes de dessication qui ne pénètrent que de quelques centimètres, une dizaine au maximum. Dessous, elles sont désagrégées en petits blocs polyédriques de quelques centimètres de côté. L'action des sels de sodium (haloclastie) pulvérise la pellicule superficielle ; il suffit alors parfois d'un coup de vent violent, sur les pentes fortes, pour faire ébouler une tranche croûlante de plusieurs centimètres d'épaisseur, créant un micro-modelé d'arrachement concave. Les phénomènes de suffosion sont généralisés : ravins, petits tunnels, petits gouffres ; fréquents dans la zone à climat sec et pluies intenses, ils sont ici accentués par le soutirage par les cinérites et les sables.

Les sables sont surtout le siège d'une déflation éolienne dont les produits vont s'accumuler en nebkas à Graminées orientées S-N ou en voiles sableux. La déflation est facilitée, à proximité des points d'eau, par le piétinement des herbivores et, partout ailleurs, par les animaux fouisseurs ; elle est, par contre, entravée par une pellicule de 2 à 3 mm d'argile qui masque les dépôts dans les points bas (Omo 84). Ces sables sont souvent pris dans un ciment calcaire peu consolidé et forment des grès qui constituent par excellence les terrains fossilifères. Très sensibles à la dissolution, à la désagrégation granulaire et à la corrasion éolienne, ils forment de nombreux micro-surplombs, ont un modelé ruiniforme, chaotique, si bien qu'ils constituent rarement les reliefs dominants, d'autant plus qu'ils affleurent toujours en bancs peu épais. Finalement, ils évoluent surtout en masse, par soutirage et solifluxion des argiles sous-jacentes, libérant leurs fossiles sur les versants.

Les oueds apparaissent brusquement, à l'amont, au pied de reculées développées aux dépens du plateau de Kibish et s'encaissent très vite. S'ils ne coulent que quelques jours par an et ne dépassent guère, alors, plus d'un mètre de profondeur, ils n'en constituent pas moins des transporteurs efficaces en raison du faible calibre des produits de la météorisation : les galets de tufs s'effritent et se transforment en sable en quelques dizaines ou quelques centaines de mètres de transport dans le lit des oueds, si bien que tous les débris atteignent l'Omo sans difficulté. D'autre part, les oueds creusent la base des rives concaves, provoquant des éboulements. Ils sont peu ramifiés et leur cours, presque rectiligne, rejoint l'Omo en quelques centaines de mètres, à l'exception du plus important, le ravin de Shungura, qui possède un réseau logé dans un graben pléistocène orienté E-W. Mais si l'on considère que ce réseau est « historique » et qu'un méandre de l'Omo est, lui aussi, fixé dans ce graben, on est conduit à admettre un rejeu des failles post-Kibish.

d - *L'Omo* :

Il a été étudié en détail par K.W. Butzer (1971). Je me contenterai donc d'ajouter les quelques éléments observés au cours de l'été 1976. C'est la période des hautes eaux. Le 9 août, l'Omo remplissait presque tout son lit majeur, à Karé, où il est encaissé ;

il débordait largement dans les oueds affluents, particulièrement le ravin d'Arambourg ennoyé sur plusieurs centaines de mètres de long ; à l'aval, il débordait de son lit mineur au niveau de la mission américaine de Kalam. Entre le 9 et le 21 août, régulièrement, l'Omo s'abaisse de 3 m au total ; sur la rive convexe des méandres, les limons se déposent puis se fragmentent en blocs de 0,25 à 0,5 m^3 par des fentes de dessication espacées de 0,5 m à 1 m ; dans les oueds, le même dépôt se fait, dépôt qui glisse parfois en paquets de quelques dizaines de dm^3 à 1 m^3 et tronçonnent l'oued.

A partir du 21 août, la crue reprend, d'abord lentement et irrégulièrement (montée de 15 cm le 23, mais baisse de 3 cm le 24) puis rapidement (95 cm le 26), puis à nouveau irrégulièrement (baisse de 5 cm le 28). La crue se marque surtout, au contraire de la décrue, par une ablation : le 23 août, l'Omo monte par petites pulsions ; sur la rive convexe, les blocs de limons tombent dans la rivière ; sur la rive concave, la cinérite qui affleure, à Karé, se transforme en sable sous l'action des vagues de 1 à 2 cm de haut : l'ablation atteint jusqu'à 1 cm/mn. Au total, le bilan accumulation-ablation pour le cycle crue-décrue est difficile à faire, à l'amont du delta.

Dans la basse vallée de l'Omo, la recherche de cadres chronologiques entreprise par les paléontologues, afin d'y replacer particulièrement les fossiles des grands Mammifères et des Hominidés, permet d'apporter de rares précisions concernant la formation de ce fragment du Rift et son évolution plio-villafranchienne. Si les liaisons avec la morphogénèse sont encore peu sûres, les indications paléoclimatiques constituent des jalons très précieux.

Au Plio-Villafranchien, c'est une puissante accumulation qui domine. Au cours du Pléistocène moyen et supérieur et de l'Holocène, les formes et les formations permettent de mettre en évidence des combinaisons subtiles et variables entre climat, tectogénèse et morphogénèse. Cependant, la tendance générale est à l'incision, l'ablation, particulièrement efficaces dans les cuestas et escarpements de faille pléistocènes, alors que l'accumulation se réduit à des dépôts lacustres souvent minces et à des terrasses peu développées.

NOTES INFRAPAGINALES

(1) Je tiens à remercier tout particulièrement Yves Coppens, directeur de la Mission française de l'Expédition paléontologique internationale de la vallée de l'Omo (missions du C.N.R.S., avec l'aide d'Atlas-Air France, de la Wenner Gren Foundation for Anthropological Research, de la Fondation Singer-Polignac) qui m'a accueilli dans son équipe lors des campagnes de 1972 et 1976, au moyen de missions du C.N.R.S. obtenues grâce à l'intervention de M.R. Coque et M.P. Birot, directeur du LA 141, que je remercie également très vivement. Je voudrais remercier également les Dasanechs qui m'ont aidé sur le terrain, Hyérar en particulier.

ANNEXE : définitions géomorphologiques succintes

- *barrancos* : ravins rayonnants entaillant un cône volcanique.
- *baume* : abri sous roche.
- *caoudeyre* : creux dû à la déflation éolienne dans une dune.
- *inselberg* : relief résiduel isolé au-dessus d'un pédiment.
- *pédiment* : surface faiblement inclinée (1 à 5° souvent) et unie, souvent concave, tronquant une roche cohérente.
- *rebdou* : accumulation de sable haute de 1 à 3 m, due au vent et retenue par des touffes de végétation.
- *solifluxion* : déplacement d'une formation sous forme boueuse.
- *suffosion* : soutirage dans des formations argilo-limoneuses.

BIBLIOGRAPHIE

Arambourg C., Chavaillon J., Coppens Y. (1967) : Premiers résultats de la nouvelle mission de l'Omo (1967), C.R. Acad. Sc., Paris, t. 265, D, p. 1891-1896.

Arambourg C., Wolff R.G. (1969) : Nouvelles données paléontologiques sur l'âge des Turkana grits à l'Ouest du lac Rodolphe, C.R. Somm. Soc. géol. France, fasc. 6, p. 190-191.

Baker B.H., Wohlenberg J. (1971) : Structure and evolution of the Kenya rift valley, Nature, vol. 229, n° 5286, p. 538-542.

Ballais J-L. (1979) : L'évolution morpho-climatique plio-quaternaire de la basse vallée de l'Omo (Ethiopie), Bull. Soc. géol. France, (7), t. XXI, n° 3, p. 259-263.

Battistini R. (1971a) : L'évolution de la rift valley du Kenya dans sa partie centrale et méridionale, Ann. Géog., LXXXème ann., n° 438, p. 129-143.

Battistini R. (1971b) : L'évolution de la rift valley du Kenya dans sa partie centrale et méridionale, Ann. Géog., LXXXème ann., n° 439, p. 330-342.

Bonnefille R. (1972) : Associations polliniques actuelles et quaternaires en Ethiopie (Vallées de l'Awash et de l'Omo), Thèse Sc. Nat., Paris VI, 2 t., ronéot., 513 p. + XXIX pl., 50 fig., 91 tabl.

Brown F.H., Lajoie K.R. (1971) : Radiometric age determinations on Pliocene/Pleistocene formations in the lower Omo basin, Ethiopia, Nature, vol. 229, n° 5285, p. 483-485.

Butzer K.W. (1971) : Recent history of an Ethiopian delta, Research papers, Dpt. of Geog., Univ. of Chicago, n° 136, 184 p., 16 tabl., 81 fig.

Butzer K.W., Thurber D.L. (1969) : Some late Cenozoic sedimentary formations of the lower Omo basin, Nature, vol. 222, n° 5199, p. 1138-1143.

Butzer K.W., Isaac G.L., Richardson J.L., Washbourn-Kamau C. (1972) : Radiocarbon Dating of East African Lake Levels, Science, vol. 75, n° 4027, p. 1069-1076.

Chavaillon J. (1979) : Aperçu géologique des formations plio-pléistocènes de la basse vallée de l'Omo (Ethiopie), Bull. Soc. géol. France, (7), t. XXI, n° 3, p. 233-237.

Coppens Y. (1975a) : Evolution des Mammifères, de leurs fréquences et de leurs associations, au cours du Plio-Pléistocène dans la basse vallée de l'Omo en Ethiopie, C.R. Ac. Sc., Paris, t. 281, D, p. 1571-1574.

Coppens Y. (1975b) : Evolution des Hominidés et de leur environnement au cours du Plio-Pléistocène dans la basse vallée de l'Omo en Ethiopie, C.R. Ac. Sc., Paris, t. 281, D, p. 1693-1696.

Davidson A. (1973) : Preliminary report on the geology and geochemistry of parts of Sidamo, Gemu Gofa and Kefa provinces, Ethiopia, Omo River Project, dactyl., Ministry of Mines, Addis-Abeba.

Howell F.C. (1968) : Omo research expedition, Nature, vol. 219, n° 5154, p. 567-572.