

Evolution des paléoenvironnements en Afrique centrale et orientale au Pléistocène supérieur et à l'Holocène. Influences climatiques et anthropiques.

Emile ROCHE

Résumé

Les études géologiques, géomorphologiques, limnologiques, palynologiques et phytosociologiques permettent de conclure à l'existence d'une période xérique s'étendant en Afrique centrale et orientale de 40 000 à 15 000 ans B.P.

Durant cette période dont le maximum d'aridité se situe entre c.20 000 et c.15 000 B.P., les niveaux lacustres étaient très bas et l'extension savanicole importante.

Après une période de transition de c.12 000 à c.9 000 B.P., une phase climatique chaude et humide qui connaît un optimum entre 8 000 et 6 000 B.P. a favorisé une large progression forestière et une importante montée des niveaux lacustres.

Après un pic d'aridité c.4 000-3 000 B.P. provoquant un nouveau recul forestier, le climat évolue vers son stade actuel plus chaud et plus humide.

L'impact anthropique en Afrique centrale et dans la région des Grands Lacs qui s'est intensifié à la suite de migrations de peuples bantouphones et de populations nilotiques possédant la technologie du fer et pratiquant des activités agro-pastorales a commencé à faire sentir ses effets de façon sensible au début de notre ère.

Abstract

On basis of geological, geomorphological, limnological, palynological and phytosociological studies one can conclude that a dry climatic period extended in Central and East Africa between 40 000 and 15 000 B.P.

During this period, a maximum aridity took place from 20 000 to 15 000 B.P.; the lake levels were very low and the savannahs extension important.

After a transitional period (c.12 000 to c.9 000 B.P.) a wet and warm climatic phase (8 000 to 6 000 B.P.) favoured a large extension of forests and an important rise of lake levels. After a new aridity peak (4 000-3 000 B.P.) climate evolved to its actual situation, warmer and wetter.

Human influence in Central Africa and in Interlacustrine region increased, principally from 2 000 B.P., with the migrations of Bantu-speaking peoples and of Nilotic populations, agro-pastoralists being in possession of iron technology.

I. INTRODUCTION

L'évolution paléocéologique de l'Afrique, centrale et orientale, est surtout connue pour la période couvrant les cinquante derniers millénaires. Pour les temps quaternaires antérieurs à 50 000 ans B.P., on ne dispose que de peu d'informations et, par manque d'une chronique radiométrique bien établie, on n'a pu dégager que des tendances paléoclimatiques générales, alternances de phases sèches et de phases humides mises en évidence par une litho- et une biostratigraphie encore imprécises.

Par contre, pour le Pléistocène supérieur et pour l'Holocène, la chronologie des événements climatiques a considérablement progressé, principalement grâce aux

datations ¹⁴C. Des séquences synchroniques d'ouest en est ont été dégagées des analyses sédimentologiques et paléontologiques de dépôts marins lacustres et fluviaux, permettant de proposer un schéma paléoclimatique concret pour l'Afrique centrale et l'Afrique orientale, région jusqu'ici la mieux étudiée, à laquelle il est fait souvent référence à titre comparatif.

En ce qui concerne l'influence humaine sur l'environnement, celle-ci n'est devenue réellement importante qu'au moment où l'homme a abandonné sa situation de chasseur-récolteur pour s'adonner à des activités agro-pastorales, c'est-à-dire au cours de l'Holocène et, plus précisément pour la région qui nous occupe, guère au-delà du premier millénaire avant Jésus-Christ. (Fig. 1)

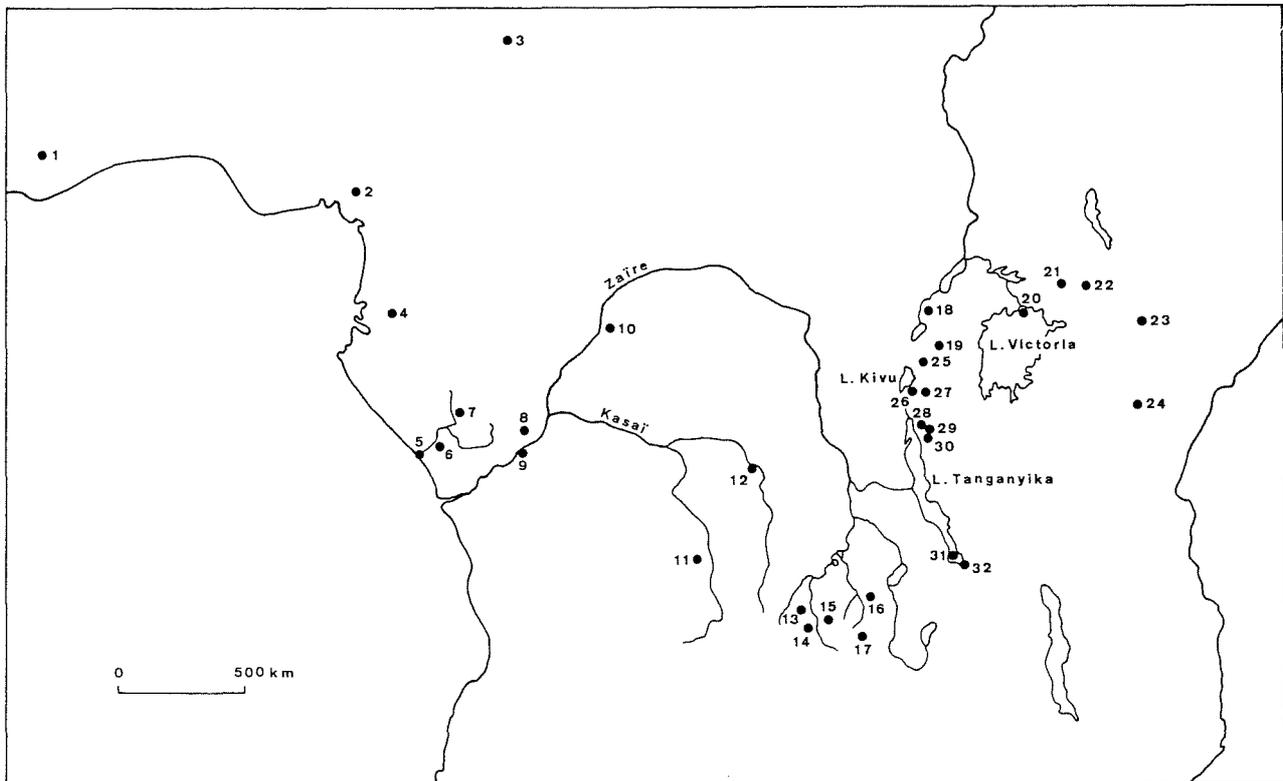


Figure 1 : Afrique centrale et orientale. Sites mentionnés dans le texte.

1. Lac Bosumtwi 2. Lac Barombi-Mbo 3. Erg de Kalfou 4. Monts de Cristal 5. Estuaire du Kouilou 6. Mayumbe 7. Massif du Chaillu 8. Plateaux Bateke 9. Plaine de Kinshasa 10. Mbandaka 11. Vallée de la Luembe 12. Lusambo 13. Kamoia 14. Haute Luilu 15. Plateau des Bianco 16. Plateau des Kundelungu 17. Lupembeshi 18. Ruwenzori 19. Rukiga Highlands 20. Pilkington Bay 21. Mont Elgon 22. Cherangani Hills 23. Mont Kenya 24. Kilimanjaro 25. Rugezi 26. Kamiranzovu 27. Butare 28. Kashiru 29. Kuruyange 30. Gishubi (Matana) 31. Sud-Tanganyika (Baie de Cameron) 32. Kalambo Falls.

II. PALEOCLIMATOLOGIE — PALEOENVIRONNEMENTS

La bonne connaissance de la chronologie et de l'évolution des climats du Quaternaire supérieur du centre et de l'est africain résulte de la diversité des observations sédimentologiques, de la quantité des datations ^{14}C réalisées ainsi que de l'ample collection d'indications fournies par l'étude des paléoflores et des paléofaunes qui permettent d'apprécier les variations du milieu.

Dans le domaine marin, le maximum glaciaire de la fin du Pléistocène se manifeste par un abaissement important du niveau des océans tandis que le réchauffement holocène s'accompagne d'une transgression marine résultant de la fusion des glaces. Sur le continent, ces phénomènes se traduisent successivement par une aridification intense suivie d'une phase d'humidification climatique agissant sur les régimes fluviaux et lacustres ainsi que sur l'évolution du couvert végétal.

A. Le domaine occidental

En partant du postulat que le bouclier africain est une entité stable pouvant servir de référence aux mouvements

eustatiques, FAURE et ELOUARD (1967) ont établi une chronologie des variations de niveau de l'océan Atlantique qui se sont produites sur les côtes de l'ouest africain depuis 40 000 ans. Selon ces auteurs, entre 40 000 et 30 000 ans B.P., l'océan devait se situer à 10 m à peine sous sa cote actuelle. Entre 30 000 et 20 000 ans B.P., une régression se manifeste, provoquant une baisse de niveau de 50 m environ. Vers 18 000 B.P., la grande extension des calottes glaciaires l'amène à son minimum, soit à -120 m. Ensuite, après 17 000 B.P. et jusqu'à 6 000 B.P., une phase transgressive se développe, atteignant son point culminant c.8 000 ans B.P. sous un climat chaud et humide. Enfin, après 5 000 ans B.P., une légère régression apparaît, amenant le niveau marin à ce qu'il est aujourd'hui.

Les modalités de ces fluctuations marines ont été précisées par GIRESSE et KOUYOUMONTZAKIS (1974) et par GIRESSE (1975, 1978) pour le littoral du Congo et de ses régions limitrophes :

La transgression dite "intra-würmienne" de c.35 000 B.P. a laissé des traces sur le plateau continental du Gabon et du Zaïre où des vases calcaires se déposaient dans des

eaux chaudes et claires tandis que des tourbes de mangroves se formaient dans l'estuaire du Kouilou (Congo) et sur les rivages de la Côte d'Ivoire. Sur les côtes angolaises, des massifs de madréporaires et de coquilles de mollusques sont les témoins de cette période.

Le refroidissement climatique de la fin du Würm a provoqué la régression marine dont le maximum se situe c.18 000 ans B.P. et amené la formation, par accumulation éolienne, de cordons de dunes parallèles au rivage. Les fleuves sédimentaient dans un paysage lagunaire et, sous un climat nettement plus sec que l'actuel, la plateforme continentale était le siège d'une cristallisation gypseuse tandis que la richesse des eaux en éléments nutritifs, phosphates et nitrates, permettait le développement d'une intense vie pélagique. Durant cette phase hypothermale de près de 8 000 ans (de c.22 000 à c.16 000 B.P.), le courant froid de Benguela s'est avancé très au nord, entraînant une nette baisse de température des eaux, estimée à environ 5° C en moyenne. Ces eaux froides étaient à l'origine de vents secs d'ouest qui ont eu une grande importance sur le bilan hydrique du continent voisin, amplifiant les influences arides sur celui-ci.

Au début de la transgression holocène qui se précise c.12 000 ans B.P., le courant de Benguela a perdu de son intensité et une certaine humidification du climat est apparue. Ce dernier restait cependant relativement sec et présentait des saisons contrastées (MARTIN et TASTET, 1972; MARTIN, 1973). Une importante macrofaune calcaire (mollusques, madréporaires, gros foraminifères) s'est alors installée aux latitudes du Congo, du Cameroun, de la Côte d'Ivoire et du Nigeria. Avec le passage progressif à un climat plus humide, la transgression holocène s'est poursuivie, connaissant une légère hésitation c.9 000 B.P. avant que ne soit atteint, c.8 000 B.P. un premier maximum qu'attestent, sur la côte congolaise, des phénomènes de colmatage de chenaux par des dépôts de mangroves, notamment des tourbes à huîtres. Une légère régression s'est manifestée ensuite c.4 000 B.P. avant une reprise amenant un second maximum entre 3 000 et 2 000 B.P. souligné par une nouvelle invasion des dépressions littorales par les eaux saumâtres. Après 2 000 B.P., on entre à nouveau dans une légère phase régressive qui se traduit par un surcreusement des chenaux et par un renforcement de l'effet du courant de Benguela.

Pour le continent, les recherches de J. DE PLOEY (1963, 1965, 1969) sur les processus d'érosion dans la région de Kinshasa (Zaïre) ont montré l'existence d'une période de sécheresse contemporaine de la période würmienne en Europe. Durant cette période, de 50 000 à 10 000 B.P. environ, une régression forestière a provoqué une légère rhexistiasie accroissant l'érosion des collines et produisant une importante sédimentation de sables ocres dans la plaine. A l'Holocène, sous un climat humide favorable à une nouvelle extension forestière, le fleuve Zaïre dont le débit s'était fortement réduit à la fin du Pléistocène, a repris une érosion linéaire. Aujourd'hui,

il semblerait que le climat évolue vers un certain assèchement mais la déforestation et les phénomènes érosifs que l'on observe ne sont pas étrangers à l'action anthropique.

P. DE MARET (1985) signale qu'au Bas-Zaïre, la phase climatique xérique du Pléistocène supérieur est marquée par l'absence totale d'activité humaine pour la période située entre c.25 000 et c.15 000 B.P. Quelques datations ¹⁴C relevées au Congo indiquent cependant que la région n'a pas été totalement désertée pendant cette période critique mais que son occupation était fortement réduite. Un aperçu de l'évolution de la végétation côtière atlantique a été donné par CARATINI et GIRESSÉ (1979) dans leur étude palynologique de dépôts tourbeux de l'estuaire du Kouilou et du sous-sol de Pointe Noire (Congo) ainsi que des vases bathyales du talus continental voisin du canyon du fleuve Zaïre. Les analyses ont révélé une extension de la mangrove et de la forêt côtière entre 40 000 et 30 000 B.P. ce qui témoigne de l'existence d'un climat relativement chaud et humide à cette époque. La régression pré-holocène dont l'intensité maximale se situe c.18 000 B.P. se traduit par une progression des savanes au détriment de la forêt et par une augmentation de la biomasse planctonique en mer. Le réchauffement et l'humidification du climat concomitants de la transgression holocène amènent ensuite une nouvelle extension de la mangrove et de la forêt côtière, la plus importante du Quaternaire supérieur, avec un maximum se situant entre 8 000 et 6 000 B.P. Actuellement, quelques signes régressifs se manifestent mais ils seraient dus principalement à l'action anthropique.

Diverses études plus récentes (DE FORESTA *et al.*, 1990; PEYROT, 1989; SCHWARTZ *et al.*, 1989, 1990; MALEY et ELENGA, en cours) font état d'une propagation au Pléistocène supérieur, suite à une pulsion aridifiante venue du sud, des savanes zambéziennes au sein de la forêt dense du Gabon, fragilisée par sa position à la limite des influences climatiques des deux hémisphères. Il apparaît également dans ces travaux que la phase sèche holocène de c.4 000-3 000 B.P. aurait été suffisamment agressive pour provoquer une fragmentation des massifs forestiers de l'ouest africain, reconstitués lors de l'optimum humide de 8 000 à 6 000 B.P. Certaines régions comme celle des plateaux Bateke, au nord de Brazzaville, auraient même été occupées en permanence au cours des quarante derniers millénaires par une mosaïque forêt-savane dont les composantes ligneuse et herbacée ont alternativement pris de l'importance selon les conditions climatiques. A l'expansion savanicole de la fin du Würm a succédé une recolonisation forestière, surtout dans les vallées, au cours de la phase humide holocène. L'assèchement de 4 000-3 000 B.P. aurait été responsable d'une nouvelle savanisation persistant encore de nos jours sous un climat redevenu humide. La pulsation climatique positive qui se manifeste actuellement serait par ailleurs responsable, depuis 2 000 B.P., de la recolonisa-

tion par la forêt ombrophile, des savanes côtières du Gabon et des savanes orientales du Mayumbe. Au Congo, la forêt clairsemée à *Marantaceae* constituerait un des faciès de cette recolonisation forestière.

L'étude palynologique faite par MALEY (1983, 1987) de dépôts lacustres des lacs Bosumtwi, au coeur de la forêt dense humide du Ghana, et Barombi-Mbo, dans la forêt dense de l'ouest camerounais, précise les mécanismes de l'évolution paléoclimatique des vingt derniers millénaires en région équatoriale.

Au Ghana, une phase aride intense s'est développée entre c.19 000 et c.15 000 B.P. comme l'attestent le niveau très bas du lac Bosumtwi durant cette période, phénomène dû à une réduction de pluviosité estimée à 50 %, ainsi que le retrait du milieu forestier dense et son remplacement par des prairies de montagne avec bouquets d'arbres à *Olea hochstetteri*, élément montagnard dont le biotope est caractérisé par des températures relativement basses et des brouillards persistants. La forêt réapparaît brusquement c.9 000 B.P. en même temps que régresse l'élément montagnard. Le niveau lacustre atteint son maximum entre 8 000 et 6 000 B.P. puis subit d'importantes variations alors que le couvert forestier persiste jusqu'à l'époque actuelle.

Les données polliniques obtenues pour le lac Barombi-Mbo mettent également en évidence un assèchement climatique pour la période 20 000-15 000 B.P. mais ce dernier est nettement moins prononcé au Cameroun qu'il ne l'est au Ghana. MALEY constate, en effet, la persistance d'un important pourcentage de taxons arboréens dans les spectres polliniques, ce qui confirmerait l'existence d'un refuge forestier au Cameroun durant cette phase hypothermale. Cette hypothèse avait déjà été avancée par les botanistes sur base d'observations faites sur la forêt actuelle qui présente une grande richesse floristique et renferme des plantes endémiques à aire de distribution restreinte. L'abaissement de température à la fin du Pléistocène est confirmé par la présence dans les assemblages palynologiques de l'élément montagnard *Olea hochstetteri*. L'expansion forestière holocène qui débute à c.9 000 B.P. est, elle, soulignée par la grande fréquence de taxons forestiers sempervirents ou semi-caducifoliés. Cette reconstitution de la forêt planitiaire à partir de refuges se serait réalisée en moins d'un millénaire, même au-delà de la coupure actuelle du Dahomey. Cette dernière serait réapparue au cours de la pulsation sèche holocène de 4 000 B.P. en même temps que des éléments de forêt secondaire auraient envahi la forêt primaire. Les effets de cette pulsation climatique se remarqueraient également au nord du Cameroun avec la remobilisation des dunes sableuses de l'ancien erg pléistocène de Kalfou situé en bordure d'une rive du paléo-Tchad (IMAGAWA et KADOMURA, 1989).

Pour expliquer les phénomènes climatiques qui ont marqué l'Afrique occidentale au Pléistocène supérieur et à l'Holocène, MALEY se réfère aux travaux de PRELL

et al. (1976), MORLEY et HAYS (1979), Mix et al. (1986) qui ont établi les variations de température que les eaux de surface de l'Atlantique ont subies au Quaternaire supérieur. Dans la bande équatoriale, les alizés créent des remontées d'eaux froides (*upwellings*) génératrices de manteaux nuageux stratiformes peu précipitants, interceptant le rayonnement solaire et occasionnant des effets refroidissants et asséchants. C'est ce qui explique l'existence actuelle d'une région de savanes, le "Couloir du Dahomey", entre deux zones de forêts denses dans la zone côtière de Guinée. Au Pléistocène supérieur, l'effet des *upwellings* aurait été particulièrement intense le long de la côte atlantique, abaissant la température des eaux de 3° à 8° C selon les saisons avec, comme conséquence, la création d'un impact aridifiant sur le continent. Ce dernier aurait provoqué un rétrécissement de la zone des pluies en région équatoriale, la fragmentation de la forêt dense et l'expansion en plaine des biotopes montagnards (MALEY, 1987); ce que semble prouver la persistance actuellement à faible altitude de stations relictuelles d'une flore afromontagnarde à *Podocarpus* sur certains massifs de la bordure occidentale du bassin du Congo comme les monts de Cristal ou le massif du Chaillu (MALEY, 1989; PEYROT, 1989). Au début de l'Holocène, la température de la surface des eaux océaniques se serait approchée de sa valeur actuelle, ce qui expliquerait le réchauffement climatique et la reprise de l'expansion forestière perçus en Afrique centrale à partir de 9 000 ans B.P. (Fig.2)

B. La cuvette Centrale

Les observations concernant la cuvette Centrale du bassin du Zaïre sont encore disparates et apportent de ce fait peu d'informations sur l'évolution du paléoenvironnement de cette région pendant et après le dernier hypothermal pléistocène. Il est admis que l'aridité a été telle au cours du dernier maximum glaciaire que la forêt dense équatoriale a dû se fractionner au cours de cette période. Les biogéographes qui ont tenté d'établir la position approximative des refuges forestiers se sont basés sur la grande richesse floristique et faunistique de certains secteurs du milieu boisé actuel. Ont été ainsi définies les trois zones refuges suivantes :

- le refuge de Haute-Guinée
- le refuge camerouno-gabonais
- le refuge du Zaïre oriental

Jusqu'au début des années quatre-vingts, la plupart des auteurs qui avaient traité la question des refuges forestiers avaient conclu à la disparition de la forêt dense humide de la cuvette centrale, entre autres HAMILTON (1974) et VAN ZINDEREN BAKKER (1974) qui avaient envisagé son invasion par des formations ouvertes, forêts claires et savanes boisées, mettant en contact, au Pléistocène supérieur, les domaines soudanien et zambézien. Cette hypothèse apparaît peu plausible; en effet, les

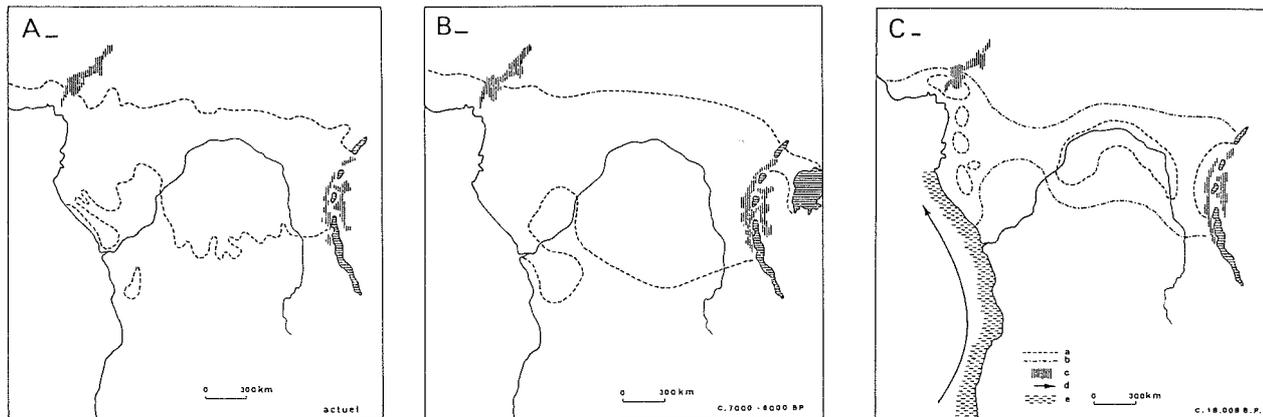


Figure 2 :

- A. Extension actuelle de la forêt ombrophile guinéo-congolaise et des zones forestières montagnardes.
- B. Limites de la forêt ombrophile guinéo-congolaise et extension des forêts primaires montagnardes c.7 000-6 000 B.P.
- C. Paléoenvironnement c.18 000 B.P. a. refuges forestiers ombrophiles guinéo-congolais; b. limites des formations boisées hétérogènes de basse altitude; c. refuges forestiers montagnards; d. courant froid de Benguela; e. upwellings côtiers;

forêts claires soudaniennes et zambéziennes présentent des endémismes génériques et spécifiques impliquant la présence entre elles d'un obstacle ancien, responsable de leurs évolutions distinctes, qui serait antérieur au dernier glaciaire et aurait persisté durant celui-ci.

Malgré le recul incontestable de la forêt dense humide mis notamment en évidence par une analyse palynologique de sédiments fluviaux dans la région de Mbandaka (ROCHE *in* PREUSS, 1986) indiquant la progression de savanes boisées à forêts galeries entre c.20 000 et c.17 000 B.P. et par la présence de dunes fossiles linéaires d'origine éolienne au Kasai, dans la région de Lusambo, actuellement en zone forestière (LADMIRANT et ROCHE, 1988), il n'est pas exclu, ainsi que le pensent certains auteurs (KINGDON, 1980; GRUES, 1982; COLYN, 1987; MALEY, 1987), que des refuges secondaires aient existé dans le Zaïre central à la fin du Pléistocène.

COLYN (1987), dans son étude sur la distribution des primates simiens des forêts ombrophiles du Zaïre, met l'accent sur les endémismes existant au sein de deux régions forestières "East central" et "South central" situées de part en d'autre du fleuve. L'importance de l'endémisme dans le bloc forestier "South central" sert d'argument à l'auteur pour avancer l'hypothèse de la présence de plusieurs centres de refuges de type fluvial au cours de la dernière phase aride quaternaire : les refuges du fleuve Zaïre-Lualaba, des rivières Lomami-Kasai et des zones marécageuses des lacs Tumba et Mai-Ndombe.

MALEY (1987), pour sa part, estime qu'au Pléistocène supérieur, des biotopes montagnards forestiers et savanicoles ont pu s'étendre à basse altitude, remplaçant la

forêt ombrophile ou s'y imbriquant selon les conditions topographiques ou microclimatiques locales. Il s'est ainsi formé une mosaïque forestière hétérogène qui a pu faire écran entre les zones soudanienne et zambézienne, ce qui permet d'expliquer les différences spécifiques de leurs flores.

C. La région zambézienne

Dans la partie de la région zambézienne comprenant l'est de l'Angola, le Shaba et la Zambie, les cycles climatiques caractérisant le Quaternaire supérieur se traduisent comme suit dans la sédimentation superficielle (ALEXANDRE-PYRE et SERET, 1969; ALEXANDRE-PYRE, 1971) :

- des phases d'accumulation sous climat sec avec tendance au remblaiement des vallées et des ravins par des sédiments mal triés;
- des phases d'accumulation sous climat humide provoquant une altération chimique avec remblaiement des vallées et ravins par des sédiments fins;
- des phases d'érosion verticale sous climat de transition.

Ainsi, d'une manière générale, le Pléistocène final (40 000 à 12 000 B.P.) se signale par des dépôts plutôt grossiers, graveleux, tandis que l'Holocène est surtout caractérisé par des dépôts fins, argilo-sableux.

Au nord-est de l'Angola, les dépôts quaternaires fluviaux de la Luembe se subdivisent en deux séries : une inférieure constituée de graviers et une supérieure faite de sables et d'argiles. CLARK et VAN ZINDEREN BAKER (1962) y ont découvert diverses industries préhis-

toriques; dans les graviers, une industrie de l'âge de la pierre moyen datée à la base de 38 000 ans B.P. et au sommet de 14 000 ans B.P. et, dans la couverture sablo-argileuse, une industrie d'âge de la pierre récent débutant c.12 000 B.P. ainsi qu'une industrie d'âge du fer datée de c.1 800 B.P.

Les assemblages palynologiques des dépôts de la Luembe reflètent l'évolution de l'environnement régional : dès 38 000 ans B.P. une forêt claire sèche à *Brachystegia* et des savanes boisées occupent la région. Les conditions climatiques plus froides du dernier hypothermal se manifestent par une expansion du *Podocarpus*. Le climat se réchauffe ensuite à l'Holocène, provoquant entre 7 000 et 5 000 B.P. un important développement des formations boisées à *Brachystegia* et des galeries forestières. C'est après 2 000 ans B.P. que s'installe la végétation actuelle (savanes arborées des zones basses, forêts de plateaux à *Brachystegia* et *Isobertia*) suite à une pulsation climatique plus sèche. Le milieu devient aussi plus ouvert du fait de l'action anthropique qui se précise dès le début de l'âge du fer.

Des profils sédimentaires similaires relevés dans différents secteurs du Haut-Shaba (Zaïre) : vallée de la Kamoa, plateaux de la Manika (Haute Luilu), des Bianco (Katentania), des Kundelungu (Lofoi) et palier supérieur de la Lufira (Lupembashi) ont fait l'objet d'études géomorphologiques, archéologiques, palynologiques (ALEXANDRE-PYRE, 1971; CAHEN, 1975; MOEYERSONS, 1975; ROCHE, 1975, 1987; ALEXANDRE, 1979; ALEXANDRE et STREEL-POTELLE, 1979; DE DAPPER, 1978, 1979, 1981; MBENZA et ROCHE, 1980; MBENZA, 1983; MBENZA, ROCHE et DOUTRELEPONT, 1984). L'ensemble de ces analyses donne un aperçu de l'évolution du paléoenvironnement du Haut-Shaba pour les quarante derniers millénaires. L'échelle chronologique servant de support aux interprétations a été établie sur base de datations ^{14}C , sur les successions d'industries lithiques ainsi que sur l'estimation de vitesses de sédimentation des dépôts superficiels.

La végétation actuelle du Shaba est la résultante des influences climatiques et anthropiques qui ont marqué son évolution (DUVIGNEAUD, 1949, 1951, 1953, 1955, 1958; SCHMITZ, 1962; STREEL, 1963). Pour DUVIGNEAUD, la forêt climax du Haut-Shaba (entre 22° et 25°L.E.) serait la forêt claire semi-sempervirente à *Marquesia*, *Brachystegia*, *Berlinia* avec dominance de *Brachystegia* sur sables du Kalahari et de *Marquesia* sur sols plus compacts. Dans le Haut-Shaba oriental, la région de Lubumbashi est couverte par la forêt claire à *Brachystegia* piquetée de *muulu*, restes d'une forêt dense sèche à caractère guinéo-congolais. Selon SCHMITZ, ces *muulu* présenteraient un caractère climacique indéniable car, mis à l'abri des feux de brousse, ils prennent le dessus sur la forêt claire. Dans la plaine de la Lufira, deux formations seraient, de l'avis de DUVIGNEAUD et de STREEL, de type climacique : la forêt claire à *Bra-*

chystegia et une laurisylve plus ou moins dense de type guinéo-congolais. Sur les hauts plateaux du Shaba, les formations dominantes sont des steppes fraîches à graminées ou des steppes sèches arbustives. Dans les étroites franges boisées bordant les cours d'eau, on rencontre encore *Podocarpus milanjanus* tandis que les pentes et les bords des plateaux sont occupés par la forêt claire.

Les changements que le couvert végétal a subis au Shaba au cours du Pléistocène supérieur et à l'Holocène sont inscrits dans les assemblages palynologiques issus des séquences sédimentaires relevées dans la région.

A la Kamoa, les différents profils décrits par CAHEN (1975) et par MOYERSONS (1975) présentent une superposition de deux types de sédiments : des nappes graveleuses inférieures et des terrains de couverture sableux. Au cailloutis grossier formant la base des nappes graveleuses est associée une industrie lithique d'âge de la pierre ancien, antérieure à 35 000 ans B.P. tandis que le gravier fluviatile plus fin, peu développé du sommet enferme une industrie d'âge de la pierre moyen se situant entre 30 000 et 15 000 B.P. (CAHEN, 1975). Le dépôt sableux de couverture, d'épaisseur variable (0,60 à 2,50 m) est constitué de deux couches de sables ocres séparées par une stone line. La couche inférieure contient une industrie de transition annonçant l'âge de la pierre récent retrouvé dans la couche supérieure, daté de c.6 000 B.P. et surmonté d'une industrie d'âge du fer remontant à c.1 800 B.P.

D'après MOEYERSONS, les dépôts graveleux se seraient formés sous un climat assez aride à phases contrastées et à courtes saisons de pluies. L'analyse palynologique de ces niveaux confirme ce point de vue : elle atteste une importante extension des milieux ouverts steppiques ou savanicoles et un faible développement des zones forestières à *Brachystegia* limitées vraisemblablement à quelques milieux à microclimat favorable (MBENZA et ROCHE, 1980).

Lors du dépôt de la couche inférieure des sables ocres holocènes dans laquelle ont été repérées des traces de paléosols humifères, le milieu aurait été soumis à une érosion pluviale et l'humidification du climat aurait favorisé le développement d'une pédogenèse (MOEYERSONS, 1975). Cette humidification climatique se perçoit dans l'assemblage pollinique qui indique une évolution de la forêt claire à *Brachystegia*, *Isobertia*, *Combretum*, *Monotes*, *Protea*, *Uapaca* ... vers un stade plus fermé avec développement de massifs plus denses à *Entandrophragma* et expansion de galeries forestières à *Syzygium* et *Phoenix*.

Pour MOEYERSONS (1975), le dépôt des sables ocres supérieurs serait dû à une reprise du colluvionnement sous un climat à saisons contrastées. L'analyse palynologique de ces sables permet de constater une évolution régressive de la forêt claire où persistent encore des massifs denses à *Entandrophragma* et *Erythrophleum* mais où *Brachystegia* est en recul. La progression concomi-

tante du *Podocarpus* annonce l'installation d'un climat plus froid et plus sec qui, par ailleurs, favorise une savanisation soulignée par l'augmentation des graminées (ROCHE, 1975, 1987).

Dans la Haute Luilu, sur le plateau de la Manika culminant à 1450 m d'altitude à l'ouest du Lualaba, une séquence sédimentaire constituée d'une couverture argilo-limono-sableuse épaisse de 2,50 à 4,00 m surmontant un niveau graveleux reposant sur une cuirasse altérée a été relevée par DE DAPPER (1978). Les résultats de l'analyse palynologique du manteau de couverture le situent dans un espace-temps de quelque 4 000 ans (ROCHE, 1987). L'assemblage sporopollinique de sa base témoigne d'une expansion importante de la savane à *Gramineae*, *Combretum*, *Croton*, *Protea* ... tandis que les forêts galeries apparaissent assez réduites et que la forêt claire à *Brachystegia* semble peu développée. De plus, la représentation importante de *Podocarpus* (20 %) attesterait d'un climat plus froid et plus sec que l'actuel, ce qui correspondrait à ce que l'on observe ailleurs en Afrique centrale pour la période avoisinant 4 000-3 000 ans B.P. L'analyse d'un niveau daté au ^{14}C de c.2 000 B.P. souligne une reprise du développement de la forêt claire à *Brachystegia* où progressent des massifs plus denses à *Entandrophragma*, *Erythrophleum*, *Rauwolfia*. On constate également une extension des galeries forestières. Le recul simultané de *Podocarpus* et des *Gramineae* indique un retour à des conditions climatiques plus chaudes et plus humides. Enfin, pour la période postérieure à 2 000 B.P., on constate une régression forestière et un développement des milieux ouverts savanicoles probablement consécutifs à l'action anthropique. Au plateau des Bianco qui, à plus de 1 500 m d'altitude, occupe entre le Lualaba et la Lufira une position relativement centrale par rapport aux autres plateaux du Shaba, les phénomènes climatiques quaternaires ont, selon ALEXANDRE-PYRE (1971), oscillé autour d'une position moyenne proche de l'actuelle. Une analyse palynologique de VAN ZINDEREN BAKKER (non publiée), complémentaire de l'étude géomorphologique de la région, montre l'existence d'une flore sèche pré-holocène. Deux profils de la rivière Katentania ont été étudiés par MBENZA MUAKA (1983); des échantillons datés respectivement de c.35 000 B.P. et de c.23 000 B.P. ont livré des spectres palynologiques où dominent les graminées et les essences de savanes. Les taxons de la forêt claire à *Brachystegia* sont moins fréquents. Par contre, le *Podocarpus* semble favorisé, surtout à 35 000 B.P., par des conditions climatiques qui devaient être plus froides et plus sèches que celles que l'on connaît actuellement.

L'évolution ancienne de la plaine de la Lupembashi, à l'est de la Lufira, est liée directement à une alternance de conditions climatiques sèches et humides ainsi que l'ont montré ALEXANDRE (1979) et ALEXANDRE et STREEL-POTELLE (1979) dans l'étude de la coupe

du Pont de Mose. Celle-ci laisse apparaître trois complexes sédimentaires suggérant une succession de remblaiements et de déblaiements de la vallée qui ont eu lieu au Pléistocène supérieur et à l'Holocène.

Le premier complexe, assez grossier, correspondrait à une sédimentation de lit mineur de la rivière, produite dans des conditions climatiques xériques, tandis que le second, plus fin, serait dû à un remblaiement de la vallée sous un climat à saisons contrastées. L'important pourcentage de *Gramineae* et de *Compositae* relevé dans ces deux premiers complexes en association avec un cortège de taxons de milieux ouverts tels *Acacia*, *Combretum*, *Euphorbia*, *Protea*, ... atteste l'expansion savanicole caractérisant la fin du Pléistocène.

Des débris résiduels séparant les deux premiers complexes du troisième indiquent qu'avant le dépôt de ce dernier une incision se serait produite au cours d'une phase climatique de transition se situant au début de l'Holocène. Le remblaiement de la vallée par les sédiments du troisième complexe aurait ensuite débuté sous un climat à caractère chaud et humide marqué. Les sables stratifiés gleyifiés qui en forment la base sont, en effet, riches en matière organique et ont livré des associations sporopolliniques révélant que vers 7 000 B.P. (datation ^{14}C : $6\,760 \pm 150$ B.P.) s'est produit un important développement de la forêt claire à *Brachystegia* avec son cortège de genres représentatifs des formations zambéziennes : *Isobertinia*, *Acacia*, *Albizzia*, *Combretum*, *Dipterocarpaceae*, *Erythrophleum*, *Uapaca*, *Vitex*. Conjointement, on observe l'extension des galeries forestières et de massifs denses guinéo-congolais à *Entandrophragma* et *Allophylus* (MBENZA, ROCHE et DOUTRELEPONT, 1984). Dans les niveaux supérieurs du troisième complexe, les taxons forestiers sont en recul et le pourcentage des graminées augmente, soulignant une nouvelle progression savanicole due à assèchement climatique succédant à l'optimum humide. Celui-ci a été reconnu dans des dépôts plus récents formés dans une dépression située en aval (MBENZA et ROCHE, 1980). Le spectre pollinique des couches inférieures de ces derniers témoigne d'une dominance de taxons de savanes et aussi d'une expansion importante de *Podocarpus* correspondant vraisemblablement à la phase froide holocène de c.4 000-3 000 B.P. Les couches alluvionnaires supérieures renferment, par contre, des assemblages palynologiques qui indiquent un recul du *Podocarpus* et un regain du *Brachystegia* et des taxons de forêts galeries provoqués par le réchauffement du climat en évolution vers son stade actuel.

Enfin, l'analyse sporopollinique (MBENZA, 1983) d'une séquence sableuse humifère de la rivière Lofoi sur le plateau des Kundelungu situé plus au nord, révèle qu'à l'Holocène s'y est développée une mosaïque de savanes boisées, de galeries forestières et de forêts claires dont *Podocarpus*, témoin de la période froide pléistocène, disparaît progressivement.

En Zambie, à l'extrême sud du Lac Tanganyika, une

séquence couvrant quelque 50 000 ans dans le site préhistorique de Kalambo Falls a été étudiée par CLARK et VAN ZINDEREN BAKKER (1964). A 1 200 m d'altitude, le site se trouve actuellement à la limite inférieure d'une forêt claire à *Brachystegia* et surmonte des groupements xériques thermophiles à marécages et galeries forestières qui descendent jusqu'au lac. Les mouvements des zones de végétation sur les pentes montagneuses, consécutifs aux variations de climat, ont été déterminés pour différentes périodes définies par des datations ^{14}C et par les industries reconnues dans les couches archéologiques. Avant 40 000 ans B.P., le climat était chaud et sec, puis, jusqu'à 33 000 B.P., il s'est refroidi. Une pulsation chaude plus humide que VAN ZINDEREN BAKKER a qualifiée de "*Kalambo interstadial*", particulièrement sensible c.28 000 B.P. se manifeste entre 33 000 et 26 000 B.P. Le climat se dégrade ensuite entre 26 000 et 14 000 B.P. présentant une période d'aridité maximale c.18 000 B.P. Une phase chaude et humide marquée s'amorce c.10 000 B.P. et atteint un maximum c.8 000-7 000 B.P. Vers 3 000 B.P., l'expansion du *Podocarpus* traduit un rafraîchissement climatique.

Toujours dans la zone sud du Tanganyika, l'analyse palynologique réalisée par VINCENS (1989) d'une carotte de 10 m prélevée dans le bassin même du lac met en évidence la permanence des associations de forêts claires zambéziennes depuis 25 000 ans B.P. D'extension plutôt réduite entre 25 000 et 12 000 B.P., elles atteignent leur maximum de développement entre 12 000 et 6 000 B.P. à la faveur de l'amélioration thermique et hydrologique holocène.

Des études conjointes géomorphologiques, sédimentologiques et palynologiques, on peut conclure à l'existence d'une phase climatique xérique de 50 000 à 15 000 B.P. ayant favorisé l'extension des milieux ouverts savanicoles en région zambézienne avec intensification du phénomène vers le sud. Ensuite, à l'Holocène, une phase chaude et humide de c.10 000 à c.6 000 B.P. a permis une vaste expansion forestière avant que ne s'installe la situation actuelle, il y a environ deux millénaires.

Les analyses polliniques semblent indiquer que la forêt claire constitue bien le climax forestier de la région zambézienne. Au sein de cette dernière, le Shaba peut, selon DUVIGNEAUD, être considéré comme un carrefour où la flore locale a été façonnée par diverses influences extérieures : guinéo-congolaise, zambézienne et afro-orientale. De l'avis de STREEL, l'influence afro-orientale résulterait de l'effet climatique sec du Pléistocène supérieur tandis que la pénétration d'éléments guinéo-congolais de forêt dense dans les forêts claires serait, d'après SCHMITZ, consécutive de la phase humide holocène. L'assèchement du climat, postérieur à 5 000 B.P., aurait provoqué le recul de la forêt dense qui se serait modifiée en acquérant un caractère plus tropical. SCHMITZ considère toutefois que c'est l'action anthropique qui, au cours des deux derniers millénaires, a été

principalement responsable de la régression des formations forestières denses en milieu zambézien.

D. La région Kivu-Tanganyika

L'étude des fluctuations lacustres du Kivu et du Tanganyika ainsi que l'analyse palynologique de dépôts tourbeux de la crête Zaïre-Nil séparant au Rwanda et au Burundi les bassins des deux fleuves ont permis la reconstitution des paléoenvironnements du Quaternaire supérieur de cette partie du rift occidental africain.

Sans ignorer les phénomènes tectoniques qui ont souvent ébranlé le rift et qui ont influé sur le régime lacustre du Kivu et du Tanganyika, il faut, à n'en pas douter, considérer les phénomènes climatiques comme un facteur important responsable des variations de niveau que ces lacs ont subies au cours des vingt derniers millénaires.

L'examen des sédiments d'eau profonde du lac Kivu révélant notamment la présence d'anciennes terrasses, de dépôts à diatomées, de couches sapropéliques liées à des activités hydrothermales a mis en évidence l'évolution paléoclimatique au cours des 15 000 dernières années (DEGENS et HECKY, 1974; HECKY, 1978).

Sous un climat à la fois plus froid et plus sec que l'actuel, le Kivu se serait trouvé c.14 000 B.P. nettement en-dessous de son niveau d'aujourd'hui, constituant de la sorte un bassin fermé à forte salinité. Entre 12 000 et 10 000 B.P., le lac aurait subi une série d'oscillations puis, une importante montée des eaux, à faible salinité, conséquence de conditions optimales d'humidité, se serait produite entre 10 000 et 5 000 B.P. Vers 9 500 B.P. le seuil de Bukavu aurait été franchi, la Ruzizi servant d'exutoire vers le Tanganyika. De 4 000 à 2 500 B.P., une phase climatique xérique attestée par une nouvelle augmentation de la concentration en sel, l'aurait fait redescendre sous son niveau récent, bloquant temporairement l'écoulement vers la Ruzizi. Le climat redevenu ensuite plus humide, mais sans atteindre l'optimum antérieur, aurait amené progressivement le Kivu à son stade actuel et permis la réouverture de la communication avec le Tanganyika.

HECKI (1978) souligne que les phénomènes climatiques révélés au Kivu ont influé sur le Tanganyika. Ainsi, vers 14 000 B.P., le niveau de ce dernier aurait été tellement bas qu'il se serait formé des bassins séparés réunis par un détroit. CAPART (1949, 1952) qui, au cours d'une mission au Tanganyika, avait repéré par échosondages l'existence de vallées sous-lacustres à profil en V estimait que celles-ci avaient été creusées par des rivières lorsque le climat était beaucoup plus sec et donc le niveau du lac nettement plus bas. Certains auteurs (LIVINGSTONE, 1965; ILUNGA, 1982) estiment toutefois que l'aridité de la fin du Pléistocène n'aurait pas été suffisante pour provoquer de tels phénomènes.

L'évolution de la salinité du Tanganyika, tributaire des conditions climatiques, a été établie par HABERYAN (1980, 1987) sur base d'analyses chimiques et d'études

de diatomées. De 13 500 à 9 500 B.P. une forte salinité traduit les effets d'une phase sèche sur un bassin encore à l'état endoréique. De 9 500 à 6 000 B.P. une importante dilution est favorisée par une sensible humidification du climat. Celle-ci aurait provoqué une montée du lac attestée par d'anciennes lignes de rivage dans la basse plaine de la Ruzizi. C.4 000 B.P., une brusque montée de la concentration en sel correspond à un pic d'aridité. Enfin, c.2 000 B.P. s'installe le climat actuel amenant progressivement le lac à son niveau récent. L'étude de POUCKET (1978) confirme l'existence de bas niveaux lacustres à la fin du Pléistocène et durant la dernière phase sèche holocène (4 000 B.P.). Le niveau actuel du Tanganyika aurait été atteint par abaissement du seuil de la Lukuga, exutoire du lac vers le bassin du Zaïre.

Dans une recherche pluridisciplinaire (lithologie, chronostratigraphie, minéralogie, sismique, palynologie, analyse de diatomées), TIERCELIN *et al.* (1988, 1989) ont reconstitué l'histoire du lac au-delà de 15 000 ans B.P., mettant ainsi en évidence la période de régression de la fin du Pléistocène, sans toutefois pouvoir estimer de façon précise la baisse de niveau. Il semblerait toutefois qu'au sud du bassin, la quasi-totalité de la baie de Cameroun devait être émergée entre 25 000 et 15 000 B.P.

L'analyse pollinique de sondages effectués sur la dorsale Zaïre-Nil dans les tourbières de Rugezi-Rwagambavu (NW Rwanda), Kamiranzovu (SW Rwanda), Kashihi-Ijenda, Kuruyange-Gisozi et Gishubi-Matana (Burundi) a mis en évidence des modifications phytosociologiques reflétant les changements climatiques intervenus à la fin du Pléistocène et au cours de l'Holocène (HAMILTON, 1982; BONNEFILLE et RIOLLET, 1984; ROCHE, BIKWEMU et NTAGANDA, 1988; BIKWEMU, NTAGANDA, études en cours). Par ailleurs, l'étude de courtes séquences sédimentologiques relevées dans des fonds de vallées du Rwanda central a permis d'évaluer l'évolution du paléoenvironnement de la région des collines au cours des trois derniers millénaires (ROCHE et VAN GRUNDERBEEK, 1987; NTAGANDA, étude en cours).

Les datations ^{14}C attestent qu'au Rwanda et au Burundi des dépôts tourbeux se développent en haute altitude depuis près de 40 000 ans. Au Rwanda, les tourbières les plus importantes de la crête Zaïre-Nil sont situées dans des vallées synclinales étendues fermées par des seuils quartzitiques; au Burundi, où l'aplanissement de la dorsale forme un paysage de plateau faiblement ondulé, elles occupent de faibles dépressions dans le cours supérieur des rivières.

Dans la région des collines (aussi appelée plateau Central) située à l'est de la crête, la désorganisation du drainage due aux mouvements tectoniques a donné naissance dans les vallées encaissées à des fonds plats alluviaux. Les coupes géologiques y révèlent l'existence de séquences sédimentaires constituées d'éléments grossiers graveleux surmontés de dépôts plus fins argilo-sableux,

conséquence des alternances de climats de la fin du Quaternaire. La formation de dépôts argilo- et sablo-tourbeux au fond de ces vallées semble limitée dans le temps; elle se situe entre c.6 000 et c.3 000 B.P., période durant laquelle des conditions climatiques plus fraîches ont favorisé une sédimentation riche en matières organiques. Ces sédiments tourbeux sont généralement surmontés de dépôts plus grossiers, sableux et parfois même graveleux, dus à une pulsation climatique sèche ultérieure mais aussi à une action humaine ayant dégradé le milieu collinéen environnant (ROCHE et VAN GRUNDERBEEK, 1987). Les rivières entaillent souvent les fonds de vallées sur 1 à 1,5 m de profondeur; ce phénomène serait lui aussi d'origine anthropique (BATTISTINI et PRIOUL, 1982).

Enfin, pour les vastes marécages orientaux situés sous 1 600 m d'altitude où la tourbe est moins compactée qu'en haute montagne et atteint souvent des épaisseurs importantes (plus de 30 m), il semblerait, comme l'indiquent les datations ^{14}C , que l'activité turfigène n'y soit pas antérieure à la période holocène.

En haute altitude, la variation dans les spectres polliniques des taxons représentatifs des différentes associations montagnardes (milieux afro-alpins à *Alchemilla*, *Ericaceae*, *Lobelia*, ...; forêt ombrophile à *Cassipourea*, *Ekebergia*, *Entandrophragma*, *Ficalhoa*, *Ilex*, *Olea*, *Podocarpus*, ...; forêt submontagnarde à *Afrocania*, *Dombeya*, *Macaranga*, *Polyscias*, ...; milieux ouverts savanicoles à *Gramineae*, ...) dont la distribution altitudinale est soumise aux conditions de température et d'humidité, permet d'apprécier les changements intervenus au sein de la végétation et d'en déduire les influences climatiques qui ont façonné celle-ci au cours du temps.

Sur le plateau Central par contre, les variations climatiques sont perçues par l'importance que prennent alternativement au sein d'un assemblage pollinique caractéristique d'un milieu plus ou moins densément boisé, les taxons forestiers occidentaux à écologie humide ou les éléments xérophiles issus des savanes orientales.

L'évolution du paléoenvironnement sur la dorsale au cours des 30 derniers millénaires peut être schématisée comme suit :

Entre 30 000 et 23 000 B.P. environ, une forêt mixte, mélange de formations primaires et secondaires, occupait le terrain sous un climat plus froid et plus sec que l'actuel.

De c.22 000 à c.18 000 B.P., une phase climatique particulièrement aride a provoqué un recul sensible des formations forestières et une expansion des formations ouvertes, savanes et landes. La forêt ombrophile a probablement persisté, quasi en continu, sur la dorsale du Rwanda alors qu'au Burundi, il se peut qu'elle se soit fractionnée en massifs plus ou moins étendus selon les conditions climatiques locales.

A partir de 15 000 B.P., une nouvelle expansion forestière prend progressivement de l'ampleur, le milieu

étant d'abord recolonisé par des taxons héliophyles de formations de transition hétérogènes puis, dès 9 000 B.P., plus franchement par des essences de forêt ombrophile. La grande expansion de la forêt dense de montagne se situe entre 9 000 et 6 000 B.P. avec un optimum marqué c.7 000-6 000 B.P.

Entre 5 000 et 1 500 B.P., les fluctuations forestières suggèrent une succession de deux phases sèches, une assez longue et incisive (4 000-3 000 B.P.) et une brève (1 600-1 500 B.P.), séparées par une pulsation humide (2 000-1 700 B.P.). Après 1 500 B.P. une recolonisation du milieu par les groupements forestiers se manifeste à la faveur de l'installation du climat actuel. Cette recolonisation temporaire a été rapidement annihilée au cours des derniers mille ans par une action anthropique devenue particulièrement agressive.

L'environnement végétal du Rwanda central constitué de savanes boisées collinéennes à *Acacia*, *Allophyllus*, *Combretum*, *Erythrina*, *Euphorbia*, *Fagara*, *Ficus*, *Olea*, *Parinari*, ... entourant des dépressions marécageuses à *Papyrus* frangées de galeries forestières à *Chaetacme*, *Myrica*, *Phoenix*, *Syzygium*, ... a subi, au cours des trois derniers millénaires, des modifications dues à la fois aux effets climatiques et à l'influence humaine.

Avant 2 000 B.P., la flore du plateau Central reflète un refroidissement climatique attesté par une composante ligneuse à dominance xérophile. Après 2 000 B.P., on perçoit une alternance de pulsations humides et sèches mise en évidence par l'étude floristique et par l'analyse des minéraux argileux des dépôts de fonds de vallée. A la réhumidification de 1-200 A.D. succède une pulsation sèche c.300-400 A.D. puis, *post* 500 A.D. l'évolution vers le climat actuel, à nouveau plus humide.

Au cours des deux derniers millénaires, les modifications climatiques ne sont cependant plus seules responsables de l'évolution du milieu. Ce sont les effets cumulatifs du climat et de l'action anthropique qui ont façonné l'environnement; cette dernière semble même être l'élément prépondérant ayant entraîné sa dégradation. On peut penser que les activités agro-pastorales et artisanales (métallurgie, céramique) des populations du Premier Age du Fer ont provoqué un important déboisement surtout souligné c.1 500 B.P. par l'extension des *Gramineae* et des taxons rudéraux nitrophiles : *Vernonia*, *Cucumis*, *Cleome*, *Chenopodium*, ...

Les conditions climatiques plus favorables à un regain forestier qui se sont installées ultérieurement n'ont pas suffi à rétablir l'équilibre naturel que des siècles d'occupation humaine ont alors définitivement rompu, transformant la savane boisée originelle en un milieu dégradé où ne subsistent actuellement que quelques reliques de végétation naturelle (VAN GRUNDBEEK, ROCHE et DOUTRELEPONT, 1982; ROCHE et VAN GRUNDBEEK, 1987).

Bien que l'influence humaine se marque de plus en plus sur le milieu à partir de 2 000 B.P., l'impact des phases

climatiques sèches de c.4 000-3 000 B.P. et de c.1 600-1 500 B.P. reste encore marqué dans la végétation actuelle, notamment dans le Rwanda oriental. Ainsi, LIBEN (1961) pense que l'ancien climax du Bugesera devait être une forêt claire tropophile à affinités zambéziennes dont la régression serait due à un climat antérieur plus sec dont on percevait encore les effets. De même, TROUPIN (1966) constate que les communautés végétales en évolution progressive du Rwanda oriental n'ont pas atteint un stade climacique et que la végétation savanicole, point de départ de cette évolution, ne serait pas uniquement la résultante d'une action anthropique mais dépendrait aussi d'anciennes conditions climatiques défavorables dont les effets sur la végétation ne seraient pas encore entièrement dissipés.

E. Le domaine oriental

Bien que relativement anciens pour la plupart, les travaux réalisés par les auteurs anglo-saxons sur l'Afrique de l'est apportent de précieuses informations sur l'évolution paléoclimatique de cette région au Quaternaire terminal.

Dans l'Est africain, l'étude des variations des lignes de rivages des lacs, supportées par des datations ¹⁴C, a permis d'établir des corrélations objectives sur le plan régional. A la suite des premières recherches de KENDALL (1969) sur le lac Victoria, BUTZER *et al.* (1972) ont réalisé une synthèse relative aux fluctuations lacustres dans le rift oriental (Turkana, Nakuru, Naivasha).

Au Pléistocène supérieur, le niveau du Turkana a dû être assez bas, quelques dépôts carbonatés indiquant l'existence d'une phase aride antérieure à 10 000 ans B.P. Entre 10 000 et 8 000 B.P., le lac atteint des cotes élevées attestées par des couches à diatomées, à mollusques et à ossements de mammifères. Avec des fluctuations d'amplitude, les hauts niveaux se maintiennent jusqu'à 3 000 B.P.; après quoi, la régression des eaux s'est manifestée jusqu'à nos jours. Plus au sud, les bassins du Naivasha et du Nakuru ont subi la même évolution : bas niveaux pendant la période aride fini-pléistocène et hauts niveaux holocènes persistants jusqu'à c.4 500 B.P.; ensuite, régression progressive jusqu'au stade actuel.

L'étude de KENDALL sur le Victoria, basée sur des recherches palynologiques et limnologiques, a montré qu'avant 14 000 B.P. le lac, qui était entouré de savanes, était au plus bas et n'avait pas d'exutoire. A partir de 12 000 B.P., le niveau s'est mis à monter et, après une pulsation sèche c.10 000 B.P., il a atteint sa cote maximale entre 9 500 et 6 500 B.P. A cette époque, une végétation dense se développait sur ses rives. Après 6 000 B.P., le climat, de chaud et humide, est devenu plus sec avec des saisons plus contrastées et la végétation dense a progressivement régressé, cédant la place à des forêts semi-décidues. A partir de 3 000 B.P., l'accentuation du phénomène a provoqué un recul forestier intensifié par l'action anthropique qui devient surtout sensible après 2 000 B.P.

Bien que les fluctuations lacustres aient pu être influencées par des mouvements tectoniques, leur amplitude ne peut s'expliquer, selon BUTZER *et al.*, que par des modifications climatiques induisant des changements dans les précipitations et dans l'évaporation. C'est le climat particulièrement chaud et humide qui a régné sur toute l'Afrique centrale entre 9 000 et 6.000 B.P. qui a été la cause de la montée généralisée des lacs à l'Holocène.

Dans tous les massifs montagneux importants de l'Est africain, on peut observer des moraines bien développées en dessous des limites glaciaires actuelles. Au mont Kenya, la stratigraphie du Quaternaire récent, couvrant environ 40 000 ans, est bien établie par les méthodes de datations absolues. Pour les périodes plus anciennes du Pléistocène, la chronologie est moins fiable car on ne dispose que d'arguments insuffisamment étayés.

Sur base de diverses méthodes d'investigation (datations ^{14}C , thermoluminescence, amino-acides, topographie, épaisseur des loess, vitesses de sédimentation, analyse des minéraux argileux, pédologie), des dépôts appartenant à cinq phases glaciaires ont pu être différenciés (MAIANEY, 1989, 1990).

Au-delà de 10 000 ans B.P. (Interglaciaire Teleki-Liki), le mont Kenya aurait connu trois glaciations; deux dites de pré-Teleki, qui remonteraient au-delà de 500 000 ans, séparées par un interglaciaire d'une phase glaciaire plus récente, antérieure à 150 000 ans, dite de Teleki.

Pour le Pléistocène supérieur, la chronologie des phénomènes glaciaires est nettement plus précise : la glaciation de Liki, qui marque la fin de la période, a été subdivisée en trois phases :

- Liki I : phase initiale de glaciation, de c.26 000 à c.21 000 B.P.
- Liki II : MAXIMUM GLACIAIRE, descente des glaciers jusqu'à 3 200 m, de c.21 000 à c.15 000 B.P.
- Liki III : période de déglaciation, recul des glaciers jusqu'à 4 000 m, de c.15 000 à c.12 500 B.P.

Avec l'Holocène s'installe un réchauffement climatique qui se traduit par un recul généralisé des glaciers qui remontent au-dessus de 4 000 m d'altitude. Entre 8 000 et 5 000 ans B.P., le réchauffement et l'humidification du climat atteignent leur optimum. Après 3 500 ans B.P., des conditions climatiques plus froides et plus sèches ont provoqué le développement de dépôts dunaires sur le flanc N.E. du mont Kenya ainsi qu'une réactivation des glaciers. Dans la période dite Néoglaciale (de c.1 000 à c.200 B.P. au mont Kenya), on constate deux résurgences glaciaires, l'une c.1 000 B.P. (avancée de Tyndall), l'autre durant les derniers siècles, au "Petit Age glaciaire" (avancée de Lewis).

La séquence des phénomènes glaciaires et interglaciaires mise en évidence au mont Kenya se retrouve, quoique moins bien précisée chronostratigraphiquement, sur la

plupart des montagnes de l'Afrique orientale : Elgon, Ruwenzori, Kilimanjaro (DOW NIE, 1964; HAMILTON, 1982; HAMILTON et PERROTT, 1978; LIVINGSTONE, 1962; OSMASTON, 1989a et b).

Les études palynologiques de séquences sédimentaires lacustres ou marécageuses relevées sur les reliefs montagneux orientaux ont abouti aux mêmes conclusions paléoclimatiques.

Dans son analyse d'un sondage provenant d'un marais situé à Kaisungor à 2 926 m d'altitude dans les Cherangani Hills (N.O. du Kenya), VAN ZINDEREN BAKKER (1962) a mis en évidence les incidences climatiques qui ont déterminé l'évolution du milieu à l'Holocène. L'assemblage pollinique daté de 12 000 B.P. révèle la présence d'un maximum d'herbacées et de genres de l'étage à *Ericaceae* indiquant l'existence d'un climat sec et assez froid. Ce dernier a persisté jusqu'à 10 000 B.P. puis s'est réchauffé tout en restant sec, favorisant le maintien d'une végétation ouverte jusqu'à 8 500 B.P. C'est entre 8 500 et 5 000 B.P., avec l'accroissement sensible de l'humidité que la forêt a connu son développement maximum. Le léger recul forestier perceptible actuellement serait dû à un refroidissement postérieur à 3 000 B.P.

La séquence la plus complète connue jusqu'à présent pour les reliefs de l'Est africain est celle qu'a étudiée COETZEE (1967) au Sacred Lake, à 2 438 m d'altitude sur les flancs du mont Kenya. L'échantillonnage a atteint 11 m de profondeur et l'évolution de la végétation a pu être suivie pour une période de 35 000 ans. De 31 000 à 26 000 B.P. (Kalambo interstadial), le climat devait être plus froid que l'actuel (t° de 2° à 3° C plus basse) mais il semblerait que la température diurne ait été suffisante pour permettre le développement d'une forêt à *Hagenia* et *Podocarpus*, favorisée par la présence de brouillards. Entre 25 000 et 14 000 B.P., on assiste à une chute des taxons forestiers et à une progression des landes à *Ericaceae*. Durant cette période définie par COETZEE comme "l'Hypothermal du mont Kenya", la température a pu atteindre 8° C de moins qu'actuellement. Le climat était froid et très sec. Après 14 000 B.P., on retrouve le schéma établi pour Kaisungor : c.11 000 B.P., les herbacées étaient dominantes mais la présence d'*Hagenia* atteste une remontée de la limite supérieure des arbres. A partir de 10 000 B.P., le climat est devenu plus chaud et plus humide, provoquant, entre 8 500 et 4 000 B.P., une expansion maximale de la forêt dense de montagne à *Afrocrania*, *Cassipourea*, *Celtis*, *Dombeya*, *Ilex*, *Macaranga*, *Neoboutonia*, *Rhus*, *Trema* ... en mélange avec les bambous. Dans cette forêt, *Podocarpus* n'occupait pas une place prépondérante; ce n'est qu'à partir de 4 000 B.P. environ qu'il a pris de l'importance en même temps que d'autres composantes forestières plus sèches comme *Olea* tandis que se manifestait un déclin d'éléments humides tels *Macaranga* et *Neoboutonia*. Après 3 000 B.P., la progression nette de *Podocarpus* souligne le retour à

des conditions climatiques froides et l'évolution vers une forêt d'altitude de type plus sec quoique se développant dans une atmosphère humide entretenue par les brouillards.

Au Kilimanjaro, où la séquence étudiée par COETZEE (1967) est nettement plus courte, se remarque un développement de la forêt d'altitude c.5 000 B.P., le *Podocarpus* prenant ici aussi de l'importance après 3 000 B.P. L'étude faite par LIVINGSTONE (1967) de sédiments du lac Mahoma situé à 2 960 m d'altitude sur les pentes du Ruwenzori a mis en évidence différentes phases de peuplement végétal : d'herbacée à arbustive entre 15 000 et 12 000 B.P., la végétation devient ensuite plus arborée : la forêt humide de montagne prend progressivement de l'extension pour atteindre un maximum de développement c.6 000 B.P. Après 2 000 B.P., une régression se manifeste et se poursuit au cours des deux derniers millénaires.

Le Muchoya swamp (+ 2 256 m), dans les Rukiga Highlands (Uganda), a fait l'objet d'investigations de la part de MORRISON (1961) qui a observé des fluctuations concomitantes de celles relevées sur le Ruwenzori : vers 24 000 B.P., la forêt à *Hagenia* se trouvait à proximité du site mais, c.17 000 B.P., un climat nettement plus sec a favorisé le développement d'une végétation à dominance de *Gramineae* et *Ericaceae*. Après 11 000 B.P. et jusqu'à 4 000 B.P., des conditions climatiques redevenues plus humides et plus chaudes ont entraîné l'expansion de la forêt dense de montagne. (Fig. 3 a-b)

III. INFLUENCE ANTHROPIQUE

L'influence de l'homme dans les équilibres biologiques date de l'apparition sur terre des premiers hominidés dont les traces les plus anciennes ont été découvertes dans l'Est africain. Comme les animaux, l'homme a une action sur les communautés naturelles dont il fait partie mais il présente la particularité de s'adapter aux conditions du milieu, modifiant son mode de vie en fonction du climat et de l'environnement.

L'homme primitif ne disposait cependant pas de moyens techniques suffisants pour que son impact sur la nature dépasse certaines limites étroites. Toutefois, l'amélioration progressive de son outillage lithique lui a permis d'accentuer ses activités prédatrices. C'est à l'Holocène, au Néolithique tout d'abord, puis avec l'acquisition de techniques métallurgiques, que s'installe la véritable révolution technologique donnant à l'homme la possibilité de dominer un environnement qui en gardera des traces indélébiles. En faisant l'inventaire de son biotope pour mieux l'exploiter, l'homme a cessé petit à petit de s'en remettre aux aléas de la chasse et de la cueillette pour assurer sa subsistance et s'est efforcé de produire intentionnellement sa nourriture en pratiquant l'agriculture et l'élevage.

Du fait de l'importance prise par les plantes d'origine

étrangère dans son économie, on a cru longtemps que l'Afrique noire n'avait jamais pu développer une agriculture originale, mais les études entreprises sur l'origine des plantes cultivées ont permis de découvrir que la zone des savanes qui traverse l'Afrique d'ouest en est entre le Sahara et la forêt équatoriale avait été le berceau d'une agriculture typiquement africaine dont il ne faut pas nier l'importance (CLARK *et al.*, 1964; HARLAN, 1972; STEMLER *et al.*, 1975; HARLAN *et al.*, 1976; EHRET, 1979; HILU *et al.*, 1979; CLARK, 1980; STEMLER, 1980; SOWUNMI, 1985). Le développement d'activités agricoles et pastorales, dont certaines remontent à des temps très anciens, ont donc pu avoir, déjà à l'Holocène moyen, un effet non négligeable sur le milieu en Afrique au nord de l'équateur.

Trois foyers principaux ont vu la naissance de plantes cultivées en Afrique : les foyers abyssin, est-africain et ouest-africain. (Fig.4)

Le foyer ouest-africain, le plus riche en cultigènes, a produit, dans la zone des savanes, des mils (*Pennisetum*, *Digitaria*), divers sorghos, le riz africain et, en lisière forestière, l'elaeis et les ignames. Une agriculture rudimentaire a même été développée au Sahara et au Sahel par des pasteurs transhumants au cours du maximum humide holocène qui a permis l'entretien dans ces régions de rivières et de lacs permanents et favorisé l'avancée vers le nord d'éléments floristiques soudano-guinéens (MALEY, 1977, 1983; NICHOLSON, 1980; TALBOT, 1980; SERVANT et SERVANT-VILDARY, 1980; MUZZOLINI, 1982; LEZINE, 1989). Mais à partir de 4 000 B.P., une dégradation climatique entraînant l'aridification progressive du milieu a poussé les populations sahariennes à émigrer vers le sud. La croissance démographique qui s'ensuit dans les régions soudaniennes et soudano-guinéennes nécessita une augmentation de la production agricole pour subvenir aux besoins nutritifs croissants des populations. Ce fait est observable aux lisières de la forêt équatoriale où un recul forestier dû au défrichement pratiqué pour étendre l'exploitation de l'elaeis et des ignames a été mis en évidence (SOWUNMI, 1985).

Selon les linguistes, la pression démographique amorcée en Afrique occidentale a dû inciter les populations bantouphones, installées originellement dans la région des savanes situées aux confins du Cameroun et du Nigéria, à émigrer à la recherche de nouvelles terres exploitables. Il apparaît, comme l'atteste l'archaïsme de la langue dite "interlacustre" (MEEUSSEN, 1980; BASTIN, COUPEZ et DE HALLEUX, 1979, 1982) par rapport aux autres langues du domaine bantou, que le flux migratoire initial aurait conduit ces populations, peu habituées à la vie en milieu forestier, d'ouest en est vers la région des Grands Lacs qu'elles ont atteinte en contournant la forêt équatoriale par les savanes soudaniennes. Après une fixation assez longue en région interlacustre, la progression se serait poursuivie vers le sud et vers l'ouest en région zambézienne. Certains groupes auraient cepen-

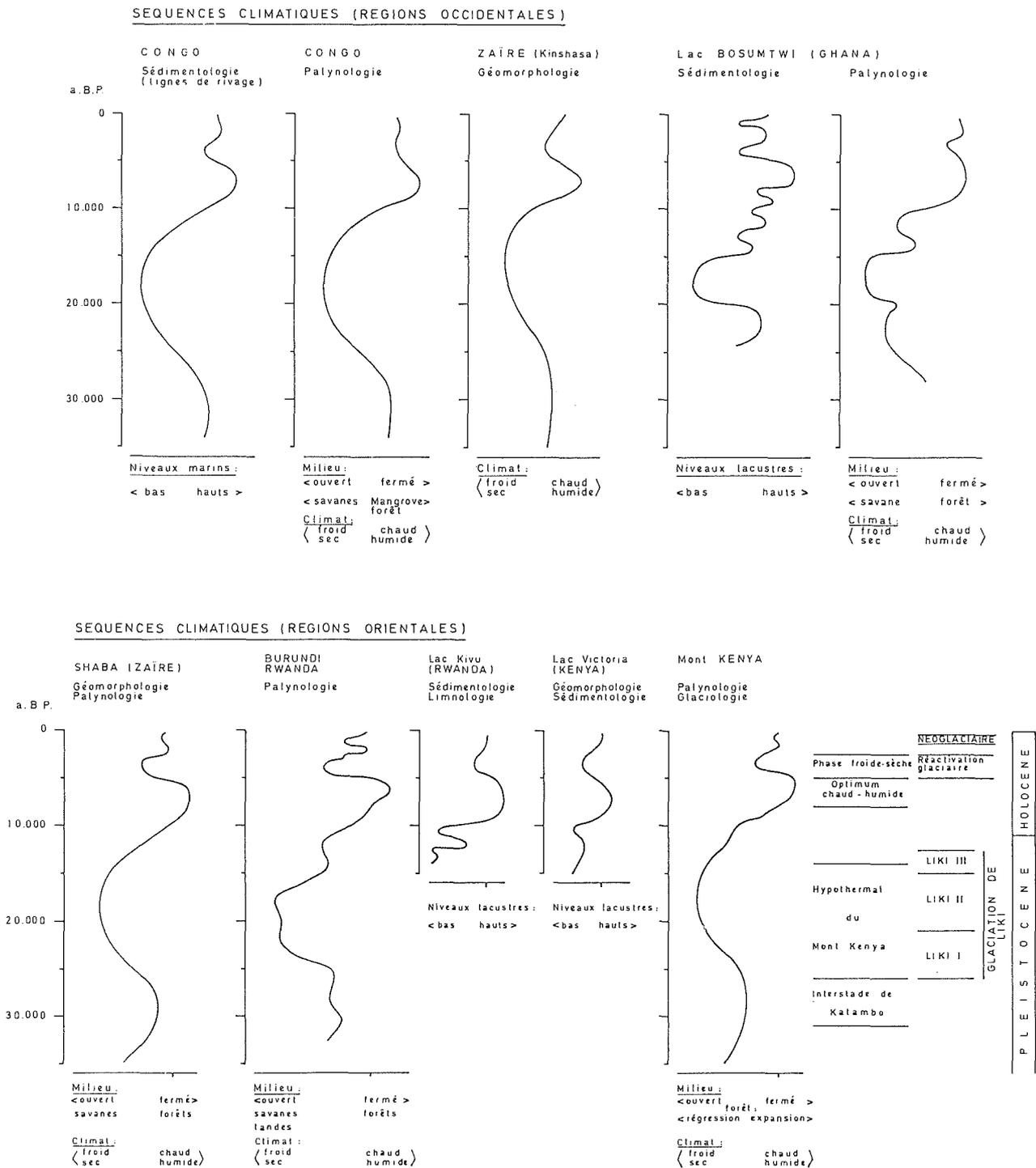


Figure 3 a-b : Evolution du paléoenvironnement en Afrique centrale et orientale au Quaternaire supérieur. Reconstitution de séquences climatiques d'après les travaux de : ALEXANDRE (1979), CARATINI (1979), COETZEE (1967), DE DAPPER (1981), DE PLOEY (1963, 1969), FAURE et ELOUARD (1967), GIRESSÉ (1978), HECKI (1978), KENDALL (1969), LIVINGSTONE (1980), MAHANEY (1990), MALEY (1983, 1987), MBENZA (1983), MBENZA et ROCHE (1980), MOEYERSONS (1975), ROCHE (1987), ROCHE, BIKWEMU et NTAGANDA (1988).

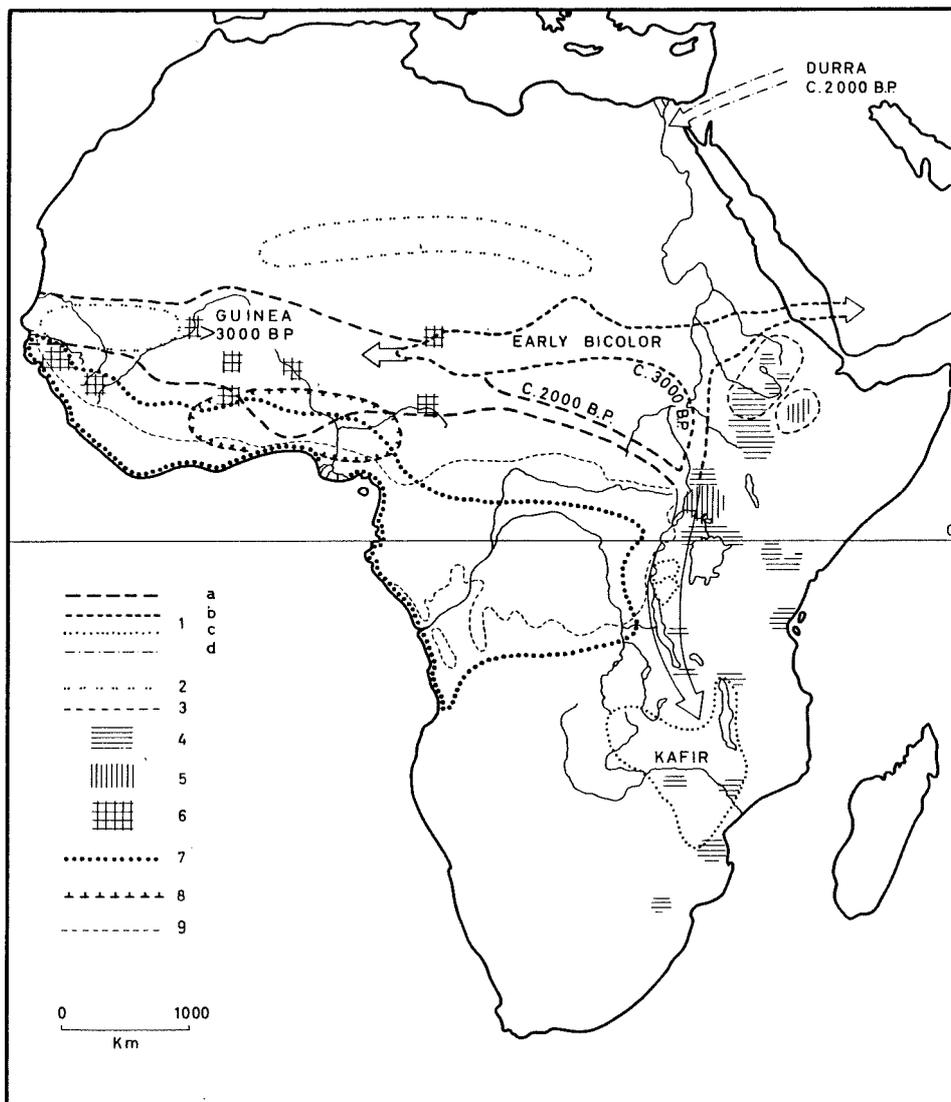


Figure 4 : Origine et diffusion des plantes cultivées africaines. 1. Sorgho : a. var. Guinea, b. var. Early bicolor, c. var. Kafir, d. var. Durra; 2. Pennisetum; 3. Teff; 4. Ensete; 5. Eleusine; 6. Riz africain; 7. Palmier à huile; 8. Ignames; 9. Extension de la forêt dense (c.2 000 B.P.); d'après : Agricultural origins in Africa (The Cambridge Encyclopedia of Archaeology, 1980).

dant pénétré directement (BASTIN, 1978; DAVID, 1980), quoique plus tardivement, dans la forêt dense et auraient progressé, à la faveur de savanes intraforestières formées lors de la dernière pulsation sèche holocène, vers la région des forêts claires et des savanes méridionales où les deux courants migratoires, l'occidental et l'oriental, se seraient rencontrés.

Dans le nord-est de l'Afrique, des états bien organisés exerçaient déjà des activités agro-pastorales plus de 3 000 ans avant notre ère : l'Égypte, en contact avec le Proche et le Moyen-Orient, la Nubie dont l'influence s'étendit jusqu'au Bahr-el-Gazal et la Corne de l'Afrique qui entretenait des relations avec les royaumes du sud de l'Arabie.

C'est dans le foyer abyssin qu'ont été domestiqués l'éleusine, le tef (*Eragrostis abyssinica*), l'ensete, le café. L'éleusine y aurait déjà été cultivée au troisième millénaire avant Jésus-Christ. A partir de ce centre de développement agricole, des pasteurs initiés à la culture de l'éleusine et du sorgho (MURDOCK, 1959) seraient descendus dans le rift oriental vers 1 000 avant Jésus-Christ, auraient atteint la région du Lac Victoria et y auraient développé une activité agro-pastorale complétée par la chasse et la cueillette (COLE, 1954). (Fig. 5)

Si l'Afrique a pu se constituer une agriculture originale en utilisant bon nombre de cultigènes locaux, par contre quasi toutes les espèces animales domestiquées (vaches, chèvres, moutons, porcs, ...) lui sont venues de

l'extérieur. La pénétration des bovins en Afrique s'est faite selon un mouvement nord-sud qui aurait mis près de 4 000 ans pour atteindre la zone équatoriale. Deux groupes de bovins domestiques venus du Proche et du Moyen-Orient caractérisent le bétail africain originel : les vaches "sans bosse" à distribution centrale et occidentale et les vaches "à bosse" de type zébu, largement répandues en Afrique orientale (EPSTEIN, 1971). Ce bétail aurait été introduit dans la région des Grands Lacs au cours du 1^{er} millénaire avant Jésus-Christ par des pasteurs nomades venus des régions nord-orientales.

On ne sait qui furent les premiers occupants de la région interlacustre, agriculteurs venus de l'ouest ou pasteurs orientaux, ou un mélange des deux, les uns et les autres ayant commencé leur migration vers celle-ci au cours du second millénaire avant Jésus-Christ. Ce qui est certain, c'est que la connaissance de pratiques agro-pastorales typiquement africaines a permis à des populations bantouphones de coloniser des régions où seule une occupation temporaire était possible antérieurement. De plus, la technologie du fer, acquise semble-t-il très tôt, vers le 10^e s. av. J.-C. (VAN GRUNDERBEEK), vraisemblablement du Proche-Orient via la Corne de l'Afrique, a sensiblement accru leur potentialité d'adaptation à leurs nouveaux biotopes. Des rives occidentales du lac Victoria aux collines du Rwanda et du Burundi, ceux-ci présentaient des qualités telles (climat favorable, sols propices à l'agriculture, réserves en minerai de fer et en bois de chauffe) qu'elles leur ont permis de franchir les barrières écologiques, représentées par la forêt dense à l'ouest et par la steppe tanzanienne à l'est, et de gagner les régions méridionales du continent (PORTERES et BARREAU, 1980). (Fig.6)

Armées techniquement pour s'attaquer à l'environnement, les populations du Premier Age du Fer (culture "Urewe" : céramique dite "à fossette basale") ont eu dans la région des Grands Lacs un impact particulièrement incisif sur le milieu, surtout au cours des premiers siècles de notre ère, au point que les effets cumulés d'une exploitation exagérée de leur biotope et d'une pulsation climatique sèche ont, au 5^e siècle, entraîné des effets néfastes qui ont menacé leur survie. Après une réduction sérieuse de l'occupation du terrain, surtout perceptible au Rwanda (VAN GRUNDERBEEK, ROCHE et DOUTRELEPONT, 1982), qui s'est prolongée pendant environ deux siècles et a permis au milieu de se régénérer, on remarque un nouvel apport culturel dit de l'Age du Fer récent, caractérisé par l'utilisation de nouvelles techniques métallurgiques et artisanales (céramique décorée à la roulette) et par l'élevage d'un nouveau type de bétail (bovins de grande taille et à longues cornes de race Sanga) qui aurait été introduit par une nouvelle vague de pasteurs nilotiques venus s'infiltrer à l'est dans le domaine bantou (MURDOCK, 1959). A partir de cette époque, la recherche toujours plus grande de pacages pour le bétail et de nouvelles terres agricoles n'a fait qu'augmenter la

pression sur l'environnement tant en région interlacustre que dans la zone des forêts claires zambéziennes y provoquant une savanisation de type essentiellement anthropique.

Le développement de la métallurgie dans l'ouest africain est plus récent : le peuple de Nok au Nigéria aurait travaillé le fer au 5^e siècle avant Jésus-Christ. Des sites d'Age du Fer ancien datés du 5^e au 2^e ont été mis à jour dans la région de Yaoundé au Cameroun (ESSOMBA, 1989). Au Gabon, les datations les plus anciennes remontent au 3^e siècle B.C. (PEYROT et OSLISLY, 1987; DIGOMBE *et al.*, 1988). Celles du Congo, quoique plus récentes (SCHWARTZ *et al.*, 1990), sont cependant contemporaines de la rapide extension de la métallurgie qui s'est produite en Afrique centrale entre c.2 100 et c.2 000 B.P. (CLIST, 1989). Par contre, un hiatus subsiste avec le Bas-Zaïre où les débuts du travail du fer ne semblent pas remonter au-delà du 1^{er} siècle A.D. (DE MARET, 1985, 1989).

La présence sur les sites archéologiques du Mayumbe congolais de charbons de bois de taxons savanicoles, la mise en évidence de phénomènes érosifs et la rapidité de la diffusion de la métallurgie du fer en Afrique centrale plaident en faveur d'une plus grande extension, entre 3 000 et 2 000 ans B.P. de savanes d'origine paléo-climatiques, aujourd'hui disparues ou en voie de reforestation qui ont vraisemblablement constitué le deuxième axe de migration bantou (DE FORESTA *et al.*, 1990; SCHWARTZ *et al.*, 1990) entre la région d'origine au nord de la forêt dense et les savanes zambéziennes au sud.

IV. CONCLUSION

Malgré certains problèmes qui restent en suspens, notamment en ce qui concerne la cuvette du Zaïre, les nombreuses études réalisées sur l'Afrique centrale et orientale ont permis de préciser les événements climatiques et les influences anthropiques qui ont façonné le paléoenvironnement de ces régions au cours des quarante derniers millénaires.

Au Pléistocène supérieur, l'époque correspondant en Afrique au Würm terminal est caractérisée par une importante aridité se situant entre 20 000 et 15 000 ans B.P. (hypothermal du mont Kenya), celle-ci étant précédée d'une période de sécheresse moins sensible entre 31 000 et 25 000 B.P. (interstade de Kalambo).

Durant l'hypothermal soulignant la fin du Pléistocène, l'influence du courant froid de Benguela remontant vers le nord et l'intensification des *upwellings* côtiers ont eu sur le continent des effets aridifiants qui se traduisent par une baisse des niveaux lacustres, une expansion des savanes au détriment des forêts et une progression des glaciers dans les zones montagneuses.

étendus occupant des zones refuges sur les bordures occidentales et orientales de la cuvette du Zaïre ainsi que des refuges de type fluvial au sein de celle-ci. Entre ces refuges s'étendaient vraisemblablement des formations boisées formées par l'imbrication d'éléments forestiers planitiaires et montagnards, ensemble hétérogène formant écran entre la flore soudanienne au nord et la flore zambézienne au sud. Dans les régions montagneuses orientales où la forêt primaire a persisté dans des refuges privilégiés, les associations afro-alpines, les landes à *Ericaceae* et les groupements xérophiles ont pris de l'extension tandis que les glaciers connaissaient une importante avancée.

La fin du Pléistocène et le début de l'Holocène (c.

12 000 > c.9 000 B.P.) constituent une période de transition au cours de laquelle le réchauffement et l'humidification progressive du climat ont provoqué une montée des niveaux lacustres et la recolonisation des savanes par des éléments arboréens, prélude à la grande expansion forestière de l'Holocène moyen.

C'est entre c.8 000 et c.6 000 B.P. que l'optimum humide a été atteint, entraînant l'extension de la forêt dense équatoriale vers le nord et vers le sud et de la forêt primaire en montagne. Au cours de cette période, des éléments guinéens ont progressé très largement en régions soudanienne et zambézienne tandis qu'en haute altitude, les glaciers connaissaient une régression maximale.

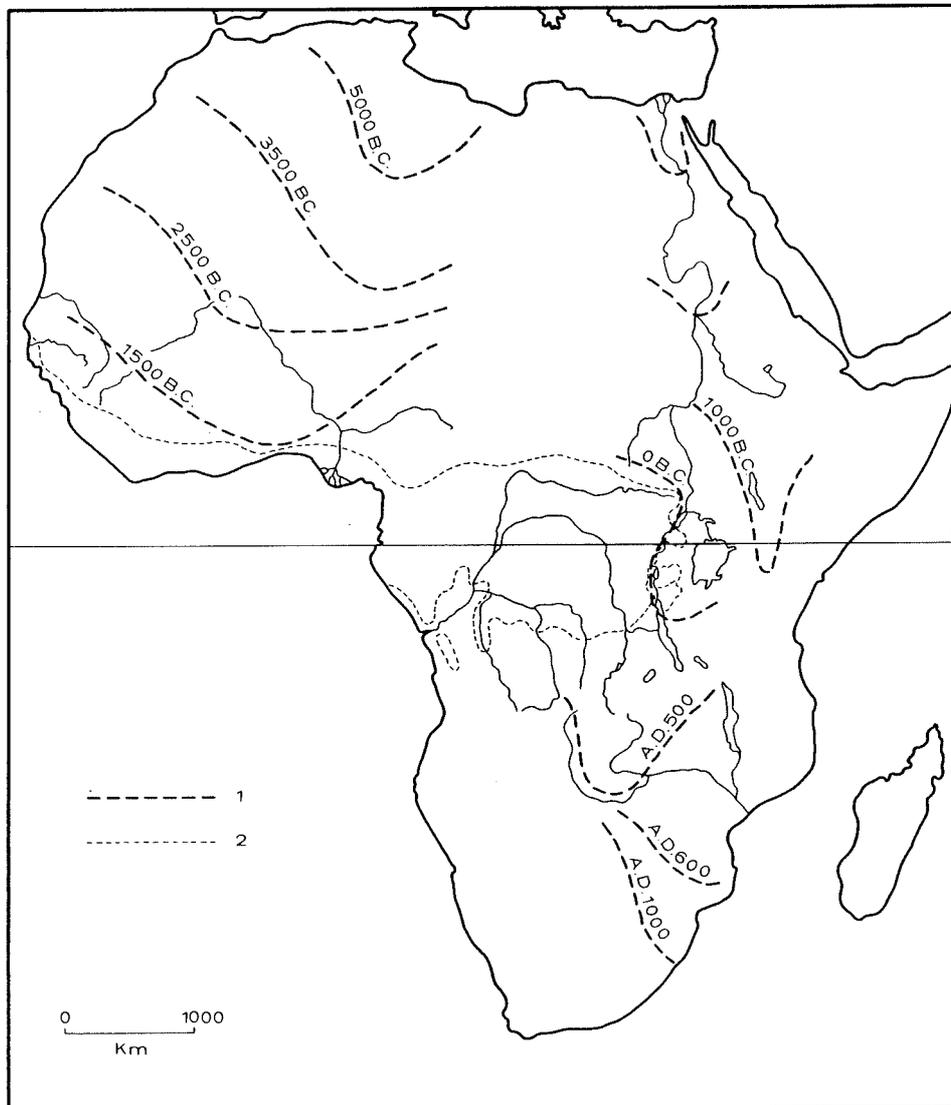


Figure 5 : Propagation de l'élevage en Afrique. 1. Différentes périodes de progression; 2. Extension de la forêt dense (c.2 000 B.P.).

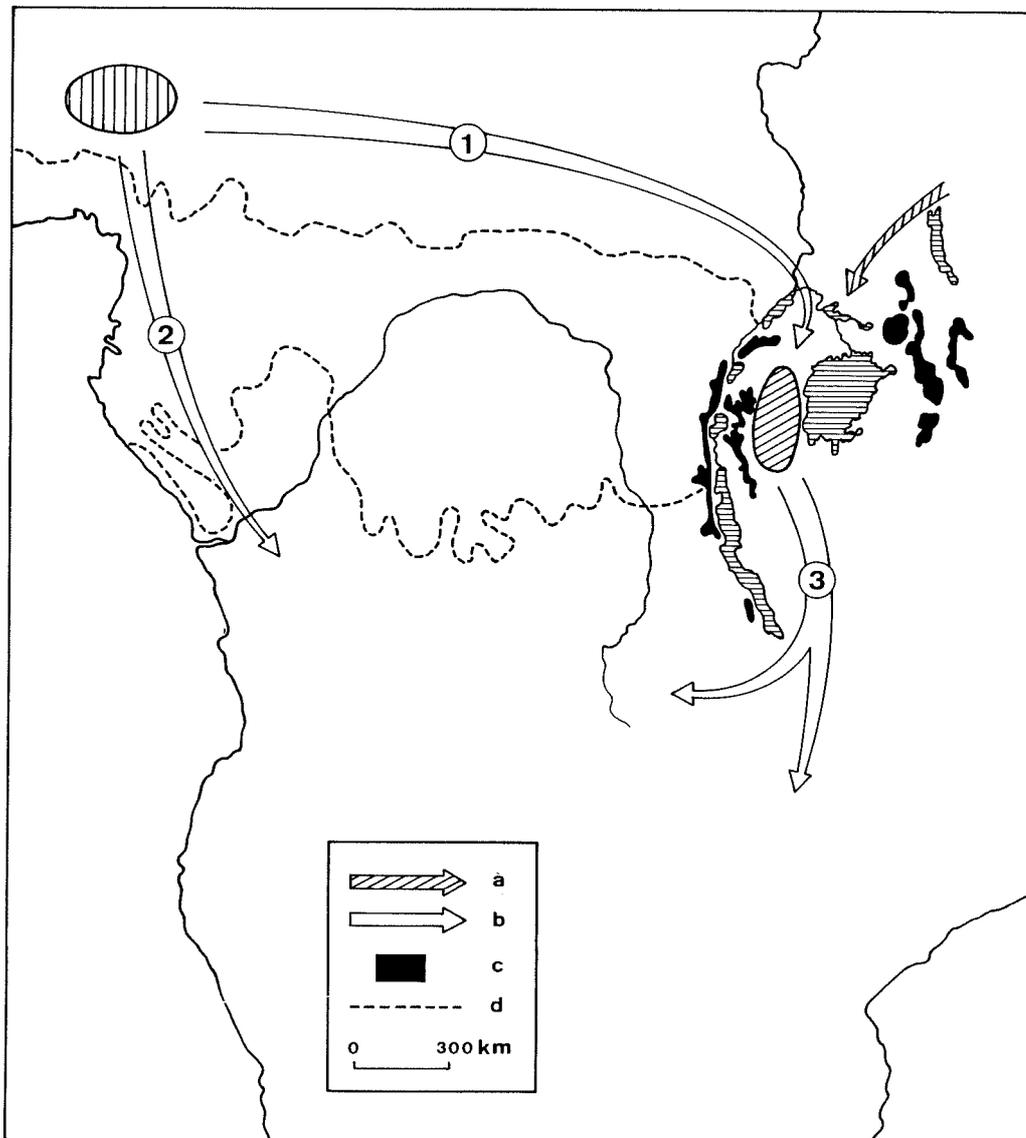


Figure 6 : Migrations humaines en Afrique centrale et orientale (c.1 000 B.C. > c.500 A.D.). a. Populations nilotiques venues du nord-est, b. Populations bantouphones originaires de l'ouest; 1. flux migratoire initial W-E via les savanes soudaniennes; 2. axe migratoire occidental intraforestier; 3. progression vers le sud et l'ouest en région zambézienne zone striée verticalement : région d'origine zone striée obliquement : région de fixation (région interlacustre); c. Régions orientales de haute altitude, d. extension de la forêt ombrophile (c.2 000 B.P.).

Une nouvelle phase sèche généralisée s'est amorcée ensuite vers 5 000 B.P. Elle a atteint son maximum entre c.4 000 et c.3 000 B.P., provoquant un nouveau recul forestier. A l'ouest, des savanes se sont développées au sein de la forêt dense du Congo et du Gabon tandis que dans les régions orientales la forêt ombrophile de montagne, en recul, a subi des modifications dans sa composition, des taxons tels *Podocarpus* et *Olea* (*sp. hochstetteri*), plus aptes à répondre à une sécheresse édaphique et à des conditions atmosphériques froides et humides entretenues par des brouillards, y prenant plus d'importance.

Après 2 500 B.P., le climat évolue vers son stade actuel, plus chaud et plus humide avec toutefois deux pulsations sèches, l'une c.1 600-1 500 B.P., l'autre au petit âge glaciaire (c.400 > c.200 B.P.).

Les effets du climat actuel, plus humide, sont concrétisés par certains faits particuliers, entre autres au Gabon et au Mayumbe par la recolonisation des savanes par la forêt, au Shaba par la vitalité des *muulu*, éléments forestiers denses qui, mis à l'abri du feu, regagnent du terrain sur la forêt claire et au Rwanda oriental par l'évolution progressive des communautés végétales vers un stade climacique non encore atteint.

Les évolutions régressives que l'on perçoit par ailleurs sont essentiellement d'origine anthropique.

En Afrique centrale et en région interlacustre, l'influence humaine sur le milieu s'est marquée beaucoup plus tard que dans la zone des savanes soudaniennes où la présence de populations s'adonnant à des activités agro-pastorales remonte à plusieurs millénaires avant Jésus-Christ.

C'est avec les migrations des peuples bantouphones originaires de l'ouest et de populations nilotiques venues du nord-est qu'une expansion démographique s'est produite dans la zone équatoriale et les régions méridionales du continent. Les techniques agro-pastorales dont ils étaient détenteurs et l'acquisition de la métallurgie du fer leur ont permis d'avoir sur l'environnement une action agressive dont les effets ont commencé à se faire sentir sérieusement dès le début de notre ère.

V. BIBLIOGRAPHIE

- ALEXANDRE, J., 1979. Les dépôts de Lupembashi (Shaba) et leur signification climatique. *Géo-Eco-Trop.*, 3 (2).
- ALEXANDRE, J. et STREEL-POTELLE, A., 1979. Les alluvions anciennes de la Lupembashi inférieure (Shaba-Zaïre) et l'évolution d'une plaine alluviale de région intertropicale à saison sèche pendant la fin du Quaternaire. *Géo-Eco-Trop.*, 3 (3) : 169-184.
- ALEXANDRE-PYRE, S., 1971. Le Plateau des Bianco (Katanga). Géologie et géomorphologie. *Mém. Acad. roy. Sc. O.M.*, n.s., 18 (3) : 151 p.
- ALEXANDRE-PYRE, S. et SERET, G., 1969. Etude comparative des dépôts de fonds de vallée dans trois régions de la zone de savane. *Bull. Soc. belge Géol., Paléont., Hydrol.*, 78 (1) : 49-55.
- BASTIN Y., 1978. Statistique grammaticale et classification des langues bantoues. *Linguistics in Belgium*, 2 : 17-37.
- BASTIN Y., COUPEZ, A. et de HALLEUX, B., 1979. Statistique lexicale et grammaticale pour la classification des langues bantoues., *Bull. Acad. roy. Sc. O.M.*, 3 : 375-387.
- BASTIN Y., COUPEZ, A. et DE HALLEUX, B., 1982. Classification lexicostatistique des langues bantoues (214 relevés). *Bull. Acad. roy. Sc. O.M.*, 27, 2 : 173-199.
- BATTISTINI, R. et PRIOUL, C., 1982. Problèmes morphologiques du Rwanda. *Trav. Doc. Géogr. trop. - CEGET*, 42 : 10-31.
- BONNEFILLE, R. et RIOLLET, G., 1984. L'histoire forestière du Burundi d'après l'étude des tourbières. *Cahiers d'Histoire n°2. Cahiers du C.R.A.*, n°4 : 82-83
- BUTZER, K.W., ISAAC, G.L., RICHARDSON, J.L. and WASHBOURN-KAMAU, C., 1972. Radiocarbon dating of East African Lake levels. *Science*, 175, 4027: 1069-1076.
- CAHEN, D., 1975. Le site archéologique de la Kamoa (Shaba-Zaïre). De l'Age de la Pierre ancien à l'Age du Fer. *Ann. Mus. roy. Afr. centr.*, sér. in-8°, Sc. hum., n°84, Tervuren.
- CAPART, A., 1949. Exploration hydrobiologique du Lac Tanganyika (1946-1947); sondages et carte bathymétrique. *Inst. roy. Sc. nat. Belgique* 2 (2) : 1-16.
- CAPART, A., 1952. Exploration hydrobiologique du Lac Tanganyika (1946-1947); le milieu géographique et géophysique. *Inst. roy. Sc. nat. Belgique*, 1 : 1-27.
- CARATINI, C. et GIRESSE, P., 1979. Contribution palynologique à la connaissance des environnements continentaux et marins du Congo à la fin du Quaternaire. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 288 D : 379-382.
- CLARK, J.D., 1980. Human populations and cultural adaptations in the Sahara and the Nile during prehistoric times. *The Sahara and the Nile*, Balkema (Rotterdam) : 527-582.
- CLARK, J.D. and VAN ZINDEREN BAKKER, E.M., 1962. Pleistocene climates and cultures in North-Eastern Angola. *Nature*, 196,4855 : 639-642.
- CLARK, J.D. and VAN ZINDEREN BAKKER, E.M., 1964. Prehistoric cultures and Pleistocene vegetations at the Kalambo Falls, Northern Rhodesia. *Nature*, 210: 971-975.
- CLIST, B., 1989a. La campagne de fouilles 1989 du site Age du Fer ancien d'Oveng, province de l'estuaire (Gabon). *NSI*, 5 : 15-18.
- CLIST, B., 1989b. Vestiges archéologiques de fonte du fer dans la province du Woleu-Ntem au Gabon. *NSI*, 6 : 79-96.
- COETZEE, J.A., 1967. Pollen analytical studies in East and Southern Africa. *Palaeoecology of Africa*, 3 : 1-146.
- COLE, S., 1954. *The Prehistory of East Africa*. Harmondsworth - Pinguin Books.
- COLYN, M., 1987. Les primates des forêts ombrophiles de la cuvette du Zaïre : interprétations zoogéographiques des modèles de distribution. *Rev. Zool. afr.*, 101 : 183-196.
- DAVID, N., 1980. Early Bantu expansion in the context of Central African Prehistory : 4.000-1 B.C. Colloque C.N.R.S. "L'expansion bantoue", v.s., 3 : 609-647.
- DE DAPPER, M., 1978. Couvertures limono-sableuses, stone line, indurations ferrugineuses et action des termites sur le Plateau de la Manika (Kolwezi, Shaba-Zaïre). *Géo-Eco-Trop.*, 2 : 265-278.
- DE DAPPER, M., 1979a. Le microrelief des surfaces de sommet des plateaux à couverture sableuse aux environs de Kolwezi (Shaba-Zaïre). *Bull. Soc. belge Géol.*, 88 (2) : 97-104.
- DE DAPPER, M., 1979b. The microrelief of the sandcovered plateaux near Kolwezi (Shaba-Zaïre). I. The

- microrelief of the over-all dilungu. *Géo-Eco-Trop.*, 3 (1) : 1-18.
- DE DAPPER, M., 1981a. The microrelief of the sand-covered plateaux near Kolwezi (Shaba-Zaire). II. The microrelief of the crest-dilungu. *Géo-Eco-Trop.*, 5 (1) : 1-12.
- DE DAPPER, M., 1981b. Geomorphologische studie van het plateaucomplex rond Kolwezi (Shaba-Zaire). *Ver. Kon. Acad. Wet. Lett. Sch. Kunst. België*, 43 (172), 203 p. Brussel.
- DE FORESTA, H., SCHWARTZ, D., DECHAMPS, R. et LAFRANCHI, R., 1990. Un premier site de métallurgie de l'Age du Fer ancien (2 110 B.P.) dans le Mayumbe congolais et ses implications sur la dynamique des écosystèmes. *NSI*, 7 : 10-12.
- DEGENS, E.T. and HECKY, R.E., 1974. Paleoclimatic reconstruction of late Pleistocene and Holocene based on biogenic sediments from the Black Sea and a tropical African Lake. *Coll. internat. C.N.R.S.*, 219 : 13-24.
- DE MARET, P., 1985. Recent archaeology research and dates from Central Africa. *J. of African History*, 26 : 129-148.
- DE MARET, P., 1989. Le contexte archéologique de l'expansion bantou en Afrique centrale. *Colloque "Les peuples bantou"* - Ciciba, Libreville. L'Harmattan, Paris, 1 : 118-138.
- DE PLOEY, J., 1963. Quelques indices sur l'évolution morphologique et paléoclimatique des environs du Stanley-Pool. *Studia Universitatis Lovanium*, 17.
- DE PLOEY, J., 1965. Position géomorphologique, genèse et chronologie de certains dépôts superficiels au Congo occidental. *Quaternaria*, 7 : 131-154.
- DE PLOEY, J., 1969. Report on the Quaternary of the Western Congo. *Palaeoecology of Africa*, 4 : 65-68.
- DIGOMBE, L., SCHMIDT, P.R., MOULEINGUI BOU - KOSSO, V., MOMBO, J.B. and LOCKO, M., 1988. The development of an Early Iron Age in Gabon. *Current Anthropology*, 29, 1 : 179-184.
- DOWNIE, C., 1964. Glaciations of Mount Kilimanjaro, Northeast Tanganyika. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 75 : 1-16.
- DUVIGNEAUD, P., 1949. Voyage botanique au Congo belge à travers le Bas-Congo, le Kwango, le Kasai et le Katanga; de Banana à Kasenga. *Bull. Soc. roy. Bot. Belg.*, 21 (1-2) : 15-33.
- DUVIGNEAUD, P., 1951. La flore et la végétation du Congo méridional. *Lejeunia*, 16 : 95-121.
- DUVIGNEAUD, P., 1953. Les formations herbeuses (savanes et steppes) du Congo méridional. *Les Naturalistes belges*, 34 (3-4) : 66-75.
- DUVIGNEAUD, P., 1955. Etudes écologiques de la végétation en Afrique tropicale. *Colloque du CNRS (Paris) : les divisions écologiques du monde*. CNRS, 31 (5-6) : 375-392.
- DUVIGNEAUD, P., 1958. La végétation du Katanga et de ses sols métallifères. *Bull. Soc. roy. Bot. Belg.*, 90 (2) : 127-278.
- EHRET, C., 1979. On the antiquity of agriculture in Ethiopia. *J. of African History*, 20 : 161-177.
- EPSTEIN, H., 1971. *The origin of the domestic animals in Africa*. Africana Publishing Corporation, New York, London, Munich, 1-2 : 1292 p.
- ESSOMBA, J.M., 1989. Dix ans de recherches archéologiques au Cameroun méridional (1979-1989). *NSI*, 6 : 33-57.
- FAURE, H. et ELOUARD, P., 1967. Schéma des variations du niveau de l'Océan atlantique sur la côte de l'ouest de l'Afrique depuis 40.000 ans. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 265 D : 784-787.
- GIRESE, P., 1975. Nouveaux aspects concernant le Quaternaire littoral et sous-marin du secteur Gabon-Congo-Cabinda-Zaire et accessoirement de l'Angola. *Ass. sénégal. Et. Quatern. Afr. - Bull. liaison*, 46 : 45-52.
- GIRESE, P., 1978. Le contrôle climatique de la sédimentation marine et continentale à la fin du Quaternaire - Problèmes de corrélations. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 23 : 57-77.
- GIRESE, P. et KOUYOUMONTZAKIS, G., 1974. Observations sur le Quaternaire côtier et sous-marin du Congo et des régions limitrophes. Aspects eustatiques et climatiques. *Ass. sénégal. Et. Quatern. Afr. - Bull. liaison*, 42-43 : 45-61.
- GRUBB, P., 1982. Refuges and dispersal in the speciation of African forest mammals. in Prance, G.T. Ed. — *Biological diversification in the tropics*. Columbia University Press, N.Y. : 537-553.
- HABERIAN, K.A., 1980. *The diatoms of Lake Tanganyika. A paleolimnological record*. Thesis Duke University - Abstract : 20 p.
- HABERIAN, K.A. and HECKY, R.E., 1987. The late Pleistocene and Holocene stratigraphy and palaeolimnology of lakes Kivu and Tanganyika. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 61 : 169-197.
- HAMILTON, A., 1974. The significance of patterns of distribution shown by forest plants and animals in Tropical Africa for the reconstruction of Upper Pleistocene palaeoenvironments : a review. *Palaeoecology of Africa*, 9 : 63-97.
- HAMILTON, A., 1982. *Environmental History of East Africa. A study of the Quaternary*. Academic Press, 328 p.
- HAMILTON, A. and PERROTT, R.A., 1978. Date of deglaciation of Mount Elgon. *Nature*, 273 : 49.
- HARLAN, J.R., 1972. L'origine de l'agriculture. *La Recherche*, 29 : 1035-1044.

- HARLAN, J.R., DE WET, J.M.J. and STEMLER, A.B.L., 1976. *Origins of African plants domestication*. Mouton Publishers, Den Haag, Paris, 498 p.
- HECKY, R.E., 1978. The Kivu-Tanganyika Basin : the last 14.000 years. *Polskie Archiwum Hydrobiologii*, 25, 1-2 : 159-165.
- HILU, K.W., DE WET, J.M.J. and HARLAN, J.R., 1979. Archaeobotanical studies of *Eleusine coracana* ssp *coracana* (Finger Millet). *Amer. Journ. Botany*, 66, 3 : 330-333.
- ILUNGA LUTUMBA, 1982. Contribution à la connaissance des paléoenvironnements de la région comprise entre les lacs Kivu et Tanganyika (Plaine de la Ruzizi). *Striolae (Inqua newsletter nr 4)*, 1 : 27-33.
- IMAGAWA, T. and KADOMURA, H., 1989. The "320 m-Beach Ridge" and Ancient Erg in Northern Cameroon : A preliminary note. *Zambia Geographical Association : occasional study*, 17 : 159-168.
- KENDALL, R.L., 1969. An Ecological History of the Lake Victoria Basin. *Ecological Monographs*, 37, 1, 173 p.
- KINGDON, J.S., 1980. The role of visual signals and face patterns in Africa forest monkeys (guenons) of the genus *Cercopithecus*. *Trans. Zool. Soc. Lond.*, 35 : 425-475.
- LADMIRANT, H. and ROCHE, E., 1988. Important Quaternary climatic changes as evidenced from remote sensing data (satellite Landsat) and from palaeobotanical studies, examples from Central Africa. Scope Belgium - *Acad. roy. Sc. Belgique*, v.s.: 996.
- LEZINE, A.M., 1989. Le Sahel : 20.000 ans d'histoire de la végétation. *Bull. Soc. géol. France*, 8, 5, 1 : 35-42.
- LIBEN, L., 1961. Les bosquets xérophiles du Bugesera. *Bull. Soc. roy. Bot. Belgique*, 93, 1-2 : 93-111.
- LIVINGSTONE, D.A., 1962. Age of deglaciation in the Ruwenzori Range, Uganda. *Nature*, 194: 859-860.
- LIVINGSTONE, D.A., 1965. Sedimentation and the history of water level change in Lake Tanganyika. *Limnology and Oceanography*, 10, 4 : 607-610.
- LIVINGSTONE, D.A., 1967. Postglacial vegetation of the Ruwenzori Mountains in Equatorial Africa. *Ecological Monographs*, 37, 1 : 25.
- LIVINGSTONE, D.A., 1980. Environmental changes in the Nile headwaters. *The Sahara and the Nile*, Balkema (Rotterdam) : 339-360.
- MAHANEY, W.C., 1989. Quaternary glacial geology of Mount Kenya. in : *Quaternary and Environmental research on East African Mountains*, (Mahaney Ed.), Balkema (Rotterdam) : 121-140.
- MAHANEY, W.C., 1990. Cadre stratigraphique, géochronologique et paléoclimatique de la fin du Pléistocène et de l'Holocène dans les régions montagneuses de l'Est africain. *L'Anthropologie*, 94 (2) : 211-228.
- MALEY, J., 1977. Analyses polliniques et paléoclimatologie des douze derniers millénaires du bassin du Tchad (Afrique centrale). *Bull. AFEQ*, 1, 50 : 187-197.
- MALEY, J., 1982. Dust, clouds, rain types and climatic variations in Tropical North Africa. *Quat. Research*, 18 : 1-16.
- MALEY, J., 1983. Histoire de la végétation et du climat de l'Afrique nord-tropicale au Quaternaire récent. *Bothalia*, 14, 3-4 : 377-389.
- MALEY, J., 1987. Fragmentation de la forêt dense humide africaine et extension des biotopes montagnards au Quaternaire récent : nouvelles données polliniques et chronologiques. Implications paléoclimatiques et biogéographiques. *Palaeoecology of Africa*, 18 : 307-334.
- MALEY, J., 1989. Paleoclimatology and paleometeorology : modern and past patterns of global atmospheric transport. *NATO ASI Series, C*, 282: 585-614.
- MALEY, J. et LIVINGSTONE, D.A., 1983. Extension d'un élément montagnard dans le sud du Ghana au Pléistocène supérieur et à l'Holocène inférieur : premières données polliniques. *C.R. Acad. Paris*, 296, 2 : 1287-1292.
- MARTIN, L., 1973. *Morphologie, sédimentologie et paléogéographie au Quaternaire récent du plateau continental ivoirien*. Thèse en Sciences, Paris, 340 p.
- MARTIN, L. et TASTET, J.R., 1972. Le Quaternaire du littoral et du plateau continental de Côte d'Ivoire. Rôle des mouvements tectoniques. *Bull. Assoc. sénég. Et. Quatern. Ouest Afr.*, 33-34 : 17-32.
- MBENZA-MUAKA, 1983. *Evolution de l'environnement géomorphologique de fonds de vallées au cours du Quaternaire dans une région tropicale humide*. Thèse de doctorat. Univ. de Liège, Lab. de Géographie physique, 238 p.
- MBENZA-MUAKA et ROCHE, E., 1980. Exemple d'évolution paléoclimatique au Pléistocène terminal et à l'Holocène au Shaba (Zaïre). Symposium "Palynologie et Climats" (Paris). *Mém. Museum nat. Hist. nat.*, B, 27 : 137-148.
- MBENZA-MUAKA, ROCHE, E. et DOUTRELEPONT, H., 1984. Notes sur les apports de la palynologie et de l'étude des bois fossiles aux recherches géomorphologiques sur la vallée de la Lupembashi. *Rev. Paléobiol.* (Genève), v.s.: 149-154.
- MEEUSSEN, A., 1980. Apports nouveaux en matière de classification et du degré d'archaïsme des langues bantoues. Colloque du C.N.R.S. "L'expansion bantoue", n.s. 2 : 457-472.
- MIX, A.C., RUDIMAN, W.F. and Mc INTYRE, A., 1986. Late Quaternary paleoceanography of the Tropical Atlantic. The seasonal cycle of sea surface temperatures, 0-20.000 years. *Paleoceanography*, 1 : 339-353.

- MOEYERSONS, J., 1975. Evolution paléogéographique du site de la Kamoa. *Ann. Mus. roy. Afr. centr.*, sér. in-8°, Sc. hum., 84 : 18–46.
- MOEYERSONS, J. et ROCHE E., 1978. Evolution paléogéographique et phytosociologique en Afrique centrale durant le Pléistocène supérieur. *Etudes d'Histoire africaine*, 9–10 : 37–48.
- MORLEY, J.J. and HAYS, J.D., 1979. Comparison of glacial and interglacial oceanographic conditions in the south Atlantic from variations in calcium carbonate and radiolarian distributions. *Quat. Research.*, 12 : 396–408.
- MORRISON, M.E.S., 1961. Pollen analysis in Uganda. *Nature*, 190 : 483–486.
- MURDOCK, G.P., 1959. *Africa, its peoples and their culture History*. New York.
- MUZZOLINI, A., 1982. Les climats sahariens durant l'Holocène et la fin du Pléistocène. *Trav. Lab. Anthrop. Préhist. Ethnologie des pays de la Méditerranée occidentale*, 2 : 1–38.
- NICHOLSON, S.E., 1980. Saharan climates in historic times. *The Sahara and the Nile*, Balkema (Rotterdam) : 173–200.
- OSMASTON, H., 1989a. Glaciations and equilibrium line altitudes on Kilimanjaro. in : *Quaternary and Environmental Research on East African Mountains*, Balkema (Rotterdam) : 7–30.
- OSMASTON, H., 1989b. Glaciations and equilibrium line altitudes on the Ruwenzori. in : *Quaternary and Environmental Research on East African Mountains*, Balkema (Rotterdam) : 31–104.
- PETIT, M., 1975. Les paysages du calcaire dans la vallée du Niari et de la Nyanga. *Trav. Doc. Géogr. trop. CEGET*, 22 : 111–143.
- PEYROT, B., 1989. Paléoécologie du Gabon à 15 000 ans B.P. : situation théorique et implications sur la paléoécologie de la fin du Pléistocène. *NSI*, 6 : 115–125.
- PEYROT, B. et OSLISLY, R., 1987. Paléoenvironnement et archéologie au Gabon (1985-1986). *NSI*, 1 : 13–15.
- PORTERES, R. et BARREAU, J., 1980. Débuts, développements et expansion des techniques agricoles. in : *Histoire générale de l'Afrique*. Jeune Afrique, Stock, UNESCO, I : 725–744.
- POUCLET, A., 1978. Les communications entre les grands lacs d'Afrique centrale. Implications sur la structure du rift occidental. *Mus. roy. Afrique centrale. Dép. Géol. Min., rapport annuel 1977* : 145–155.
- PRELL, W.L., GARDNER, J.V., BE, A.W.H. and HAYS, J.D., 1976. Equatorial Atlantic and Caribbean foraminiferal assemblages temperatures and circulation : interglacial and glacial comparisons. *Geol. Soc. of America, Memoir* 145 : 247–266.
- PREUSS, J.G.J., 1986. Jungpleistozäne Klimaänderungen im Kongo-Zaire-Becken. *Geowissenschaften in unserer Zeit*, 4J, 6 : 177–187.
- ROCHE, E., 1975. Analyse palynologique du site archéologique de la Kamoa. *Ann. Mus. roy. Afr. centr.*, sér. in-8°, Sc. hum., 84 : 331–337.
- ROCHE, E., 1977. Végétation ancienne et actuelle de l'Afrique centrale. *African Economic History*, 7 : 30–37.
- ROCHE, E., 1985. Analyse palynologique de quatre sondages effectués dans les dépôts de surface quaternaires au Rwanda. Interprétation paléoclimatique. *Mus. roy. Afr. centr. — Dép. Géol. Min., rapport annuel (83-84)* : 153–159.
- ROCHE, E., 1987. Paléoenvironnement du Quaternaire supérieur au Shaba (Zaire). Datation de deux stone lines par la palynologie : Kamoa et Haute-Luilu. *Géo-Eco-Trop.*, 11 (1-4) : 171–183.
- ROCHE, E. et VAN GRUNDEBEEK, M.C., 1987. Apports de la palynologie à l'étude du Quaternaire supérieur au Rwanda. E.P.H.E. *Mém. et Trav. Institut de Montpellier*, 17 : 111–127.
- ROCHE, E., BIKWEMU, G. et NTAGANDA, C., 1988. Evolution du paléoenvironnement quaternaire au Rwanda et au Burundi. Analyse des phénomènes morphotectoniques et des données sédimentologiques et palynologiques. *Inst. franç. Pondichéry. Trav. sect. scient. et techn.*, 25 : 105–123.
- SCHMITZ, A., 1962. Les muulu du Haut-Katanga méridional. *Bull. Jard. bot. Etat*, Bruxelles; 32, 3 : 221–299.
- SCHMITZ, A., 1963. Aperçu sur les groupements végétaux du Katanga. *Bull. Soc. roy. bot. Belg.*, 96 : 233–447.
- SCHMITZ, A., 1971. La végétation de la plaine de Lubumbashi. *Publ. INEAC*, sér. sc., 113 : 11–388.
- SCHMITZ, A., 1988. Révision des groupements végétaux décrits du Zaire, du Rwanda et du Burundi. *Mus. roy. Afr. centr., Ann. Sc. économ.*, Tervuren, 315 p.
- SCHWARTZ, D., DECHAMPS, R. et GUILLET, B., 1989. Une flore holocène (8.000 B.P.) découverte à Ngidi (Congo). *NSI*, 5 : 9–14.
- SCHWARTZ, D., DE FORESTA, H., DECHAMPS, R. et LAFRANCHI, R., 1990. Découverte d'un premier site de l'Age du Fer ancien (2.110 B.P.) dans le Mayumbe congolais. Implications paléobotaniques et pédologiques. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 310, 2 : 1293–1298.
- SERVANT, M. et SERVANT-VILDARY, S., 1980. L'environnement quaternaire du Tchad. *The Sahara and the Nile*, Balkema (Rotterdam) : 133–162.
- SOWUNMI, M.A., 1985. The beginnings of Agriculture in West Africa : botanical evidence. *Current Anthropology*, 26 (1) : 127–129.

- STEMLER, A.B.L., 1980. Origins of plant domestication in the Sahara and the Nile Valley. *The Sahara and the Nile*, Balkema (Rotterdam) : 503-526.
- STEMLER, A.B.L., HARLAN, J.R. and DE WET, J.M.J., 1975. Caudatum Sorghums and Chari-Nile languages. *J. of African History*, 16, 2 : 161-183.
- STREEL, M., 1963. *La végétation tropophile des plaines alluviales de la Lufira moyenne*. Ed. FULREAC (Univ. Liège) : 5-242.
- TALBOT, M.R., 1980. Environmental responses to climatic change in West African Sahel over the past 20.000 years. *The Sahara and the Nile*, Balkema (Rotterdam) : 37-62.
- TIERCELIN, J.J., MODEGUER, A., GASSE, F., HILLAIRE-MARCEL, C., HOFFERT, M., LARQUE, P., LEDEE, V., MARESTANG, P., RAVENNE, C., RAYNAUD, J.F., THOUVENY, N., VINCENS, A. et WILLIAMSON, D., 1988. 25.000 ans d'histoire hydrologique et sédimentaire du Lac Tanganyika, rift est-africain. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 307, 2 : 1375-1382.
- TIERCELIN, J.J., SCHOLZ, C.A., MODEGUER, A., ROSENDAHL, B.R. et RAVENNE, C., 1989. Discontinuités sismiques et sédimentaires dans la série de remplissage du fossé du Tanganyika, rift est-africain. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 307, 2 : 1599-1606.
- TROUPIN, G., 1966. Etude phytocénologique du Parc national de l'Akagera et du Rwanda oriental. *I.N.R.S. Butare*, Publ. n° 2 : 293.
- VAN GRUNDERBEEK, M.C., ROCHE, E. et DOUTRELEPONT, H., 1982. L'Age du Fer ancien au Rwanda et au Burundi. Archéologie et environnement. *J. Africanistes*, 52, 1-2 : 5-58.
- VAN ZINDEREN BAKKER, E.M., 1962. A Late-Glacial and Post-Glacial climatic correlation between East-Africa and Europe. *Nature*, 194, 4824: 201-203.
- VAN ZINDEREN BAKKER, E.M., 1974. Tentative vegetation maps of Africa south of the Sahara during a glacial and an interglacial maximum. *Palaeoecology of Africa*, 9 : 4.
- VINCENS, A., 1989. Les forêts claires zambéziennes du bassin sud-Tanganyika. Evolution entre 25.000 et 6.000 ans B.P. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 308, sér. 2 : 809-814.
- WHITE, F., 1986. *La végétation de l'Afrique*. ORSTOM-UNESCO, 383 p.

Adresse de l'auteur : Emile ROCHE
 Paléobotanique, paléogéographie et micropaléontologie
 Université de Liège
 Place du 20-Août, 7
 B - 4000 LIEGE