

LES CADRES PALÉOENVIRONNEMENTAUX DE L'ÉVOLUTION HUMAINE EN AFRIQUE CENTRALE ATLANTIQUE⁽¹⁾

par

D. SCHWARTZ* et R. LANFRANCHI**

Résumé. — L'Afrique centrale atlantique, telle qu'elle est définie ici, comprend le Sud du Cameroun et du Centrafrique, la Guinée Équatoriale, le Gabon, le Congo, le Nord de l'Angola et la moitié occidentale du Zaïre.

Dans cette région, les archives paléogéographiques et préhistoriques ne deviennent abondantes que pour les 70 derniers millénaires. Pendant cette période, la région a connu quatre épisodes climatiques : une phase à tendance sèche entre 70 000 (?) et 40 000 BP, un court épisode plus humide entre 40 000 et 30 000 BP, une phase sèche entre 30 000 et 12 000 BP (avec un maximum "d'aridité" entre 20 000 et 15 000 BP), une phase à nouveau plus humide depuis 12 000 BP. Vers 3-4 000 BP le climat a connu un assèchement que des travaux récents permettent d'envisager comme plus important que ce qui était reconnu jusqu'à présent. Depuis peu, nous sommes à nouveau dans une pulsation plus humide.

Sous l'effet des variations paléoclimatiques, le couvert végétal de l'Afrique centrale a considérablement évolué. Pendant les périodes les plus humides, les forêts ont connu une extension importante ; à l'inverse elles étaient cantonnées à des zones refuges, que l'on commence à mieux cerner, pendant les périodes sèches. Les savanes incluses qui trouent localement le manteau forestier sont des reliques témoignant des climats plus secs passés. On constate actuellement en de nombreux endroits une progression de la forêt, preuve d'un climat humide. Cette progression est toutefois souvent entravée par les actions anthropiques, brûlis notamment. Mais contrairement à des pays comme le Burundi et le Rwanda, les défrichements ont ici été peu importants, à l'exception notable de quelques zones du Cameroun.

Les variations paléoclimatiques ont également joué un rôle fondamental dans la dynamique des formations superficielles. Les phénomènes érosifs ont été plus importants en périodes sèches, en raison d'un couvert végétal réduit ; plus particulièrement, le passage d'un épisode sec à un épisode humide semble constituer un moment charnière. Sur matériau sableux, l'érosion est cependant plus importante pendant les épisodes humides, en raison d'une infiltration par nature rapide, qui ne permet qu'un très faible ruissellement. L'érosion éolienne, contrairement à ce qui a été parfois écrit, n'a été réellement active que sur le littoral : les climats de l'Afrique centrale atlantique n'ont pas été suffisamment secs pour cela. Pendant les périodes humides, les phénomènes géochimiques et pédologiques sont accélérés. Certains processus, comme la podzolisation semblent même ne s'exercer que pendant ces périodes. Par contre, la ferrallitisation s'est poursuivie, certes ralentie, pendant les phases plus sèches.

Les faunes quaternaires sont encore peu connues. Les quelques faunes étudiées s'intègrent bien dans le cadre paléogéographique reconstitué essentiellement par des données paléobotaniques.

L'Homme préhistorique est surtout connu par ses industries ; les gisements avec ossements sont d'une grande rareté. Les industries forment une sorte de continuum post-acheuléen, et ce jusqu'à l'arrivée des techniques les plus récentes : céramique, métallurgie, agriculture, attribuées aux populations bantu. Dans ce domaine, le progrès récent des connaissances est considérable. Des axes nouveaux de migration se dessinent, liés sans doute à la progression des savanes lors de l'assèchement de 4 000-3 000 BP.

(1) Cet article constitue un abrégé de l'ouvrage de synthèse : Paysages quaternaires de l'Afrique Centrale Atlantique publié sous la direction des auteurs en 1990 aux éditions de l'ORSTOM (cf. bibliographie). Pour simplifier, les références extraites de cet ouvrage seront mentionnées par la suite sous la forme (auteur, in RL-DS).

* Pédologue, ORSTOM, B.P. 1286, Pointe Noire, CONGO.

** Archéologue, Mission Française de Coopération B.P. 934, BANGUI, RCA.

D.R.S.T.O.M. Fonds Documentaire

N° : 39460

Cote : B

29 AVRIL 1994

Abstract. — **Palaeoenvironmental context of human evolution in West Central Africa.** West Central Africa, as defined here, comprises the south of Cameroon, the south of the Central African Republic, Equatorial Guinea, Gabon, Congo, northern Angola and the western half of Zaïre.

In this region, paleogeographic and prehistoric records are abundant only for the last 70 millenia. During this period, the area has undergone four climatic regimes: a dryish period between 70,000 and 40,000 BP; a short humid period between 40,000 and 30,000 BP; a dry period between 30,000 and 12,000 BP; a wet period since 12,000 BP. Around 3-4,000 BP the climate became drier, and the most recent studies show that this dryness was more significant than recognized up to now. More recently, the climate has tended to be humid.

The vegetation of West Central Africa varied significantly as a result of paleoclimatic changes. During the most humid periods, forest was more widespread; during the drier periods it was confined to small areas or refugia which are becoming better known. The isolated enclosed savannas are relics from drier climates. Forest encroachment which is a proof of humid climate, can be noticed in numerous places. This encroachment is often blocked by human activity, especially burning. However, compared with countries such as Burundi or Rwanda, forest clearing was in this area not important, except for some areas in the Cameroon.

Paleoclimatic variation also played a fundamental role in the dynamics of surface formations. Erosion was more important during dry periods linked with sparse vegetation cover and the transition from a dry period to a humid one seems have to been crucial. However, on sandy substrate, erosion was more important during moist periods, resulting from the rapid infiltration of water into soils which only permit weak runoff. Contrary to what has been formerly published, eolian erosion was only active in ocalal areas: the climates of West Central Africa were never dry enough. During humid periods, geochemical and pedological phenomena were more important. Some processes such as podzolisation seem only to have occurred during these humid periods. However, ferrallitization continued, albeit more slowly, during the dry periods.

Quaternary fauna is as yet relatively unknown. Only a limited number have been studied. They were well integrated into the paleogeographic setting, essentially reconstructed by paleobotanical records.

Prehistoric man is essentially known by his industries. Prehistoric sites with human bones are very rare. His industries form a sort of post-Acheulean continuum, up to the emergence of the most recent technologies: pottery, metallurgy, agriculture, which are believed to be associated with bantu populations. In this field of study, recent progress in knowledge is considerable. New migration routes are becoming evident, certainly linked with the savanna expansion as a consequence of the dryness around 3-4,000 BP.

1. CADRE PHYSIOGRAPHIQUE ET DIVERSITÉ DES PAYSAGES

1.1. Généralités

On définit habituellement l'Afrique centrale comme le domaine soumis aux influences climatiques équatoriales, et formé des sept pays suivants: Cameroun, Centrafrique, Guinée Equatoriale, Gabon, Congo, Zaïre, Angola. Nous nous restreindrons ici à la partie centrale de cette zone (fig. 1) et excluons les régions les plus externes qui appartiennent à d'autres domaines biogéographiques et culturels. Ainsi, le Nord du Cameroun et du Centrafrique, ainsi que la majeure partie de l'Angola font partie du domaine soudano-guinéen défini par Troupin (1966), tandis que l'Est

du Zaïre est partie intégrante de l'Afrique montagnarde de la zone des grands lacs.

1.2. Géologie et géomorphologie

On distinguera très schématiquement trois ensembles:

- *Les formations précambriennes* comprennent des chaînes de montagne, des étendues de plaines et de socles, des structures tabulaires. Mises en place au cours de différentes orogénèses, elles ont été maintes fois remaniées, tant au cours du Précambrien (Giresse, *in* RLDS), que pendant le Mésozoïque et le Cénozoïque, périodes qui ont vu la formation de plusieurs surfaces d'aplanissement liées à des phases tectoniques de soulèvement, suivies

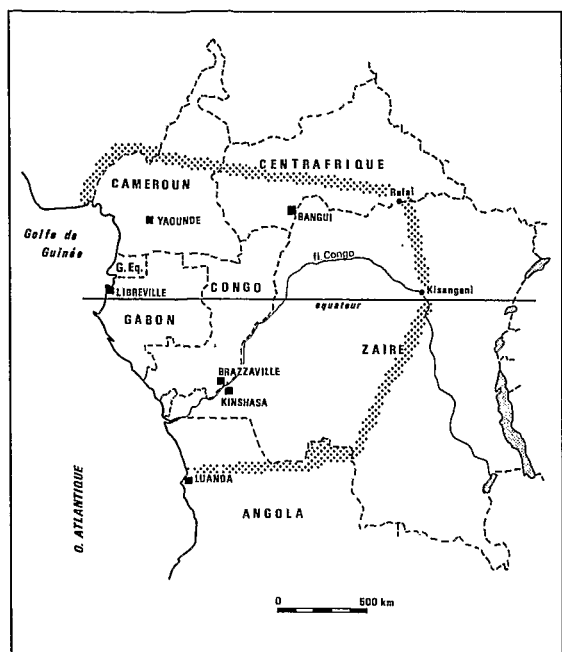


Fig. 1. — Les limites de la zone d'étude.

Fig. 1. — Limits of the study area.

par une intense érosion géologique (Petit, *in* RL-DS).

Sur la façade atlantique, le Mayombe est une chaîne appalachienne, rajeunie au Miocène (Cornen *et al.*, 1977), qui culmine vers 900-1 000 m et s'étend de l'Angola au Gabon. Le Mayombe est séparé du batholite granitique du Chaillu, pays de hautes terres et de collines culminant vers 1 200 m, par le synclinorium du Niari-Nyanga, formé de grès, schistes et calcaires. Au nord-ouest, les ensembles précambriens sont moins nettement individualisés. Ils constituent le soubassement, en partie magmatique, en partie métamorphique, des "plateaux" du sud-Cameroun. Au nord-est, la dorsale oubanguienne est un paysage de collines et de plateaux de moyenne altitude (600-700 m), encadré par deux massifs granitiques (fig. 2).

- *Les formations de couverture* se sont mises en place du Jurassique au Plio-Pléistocène. Dans le domaine côtier, la sédimentation marine commence au Jurassique. Elle se poursuit au Crétacé par des séries salifères, puis pétrolifères connues sur toute la zone d'étude, du Cameroun à l'Angola. Cette sédi-

mentation s'interrompt après le Miocène. Sur la côte congolo-gabonaise, ces dépôts sont le plus souvent recouverts par des formations sableuses continentales Plio-Pléistocène (série des Cirques), qui résultent de l'érosion du Mayombe (Cahen, 1954; Dadet, 1969; Giresse, *in* RL-DS).

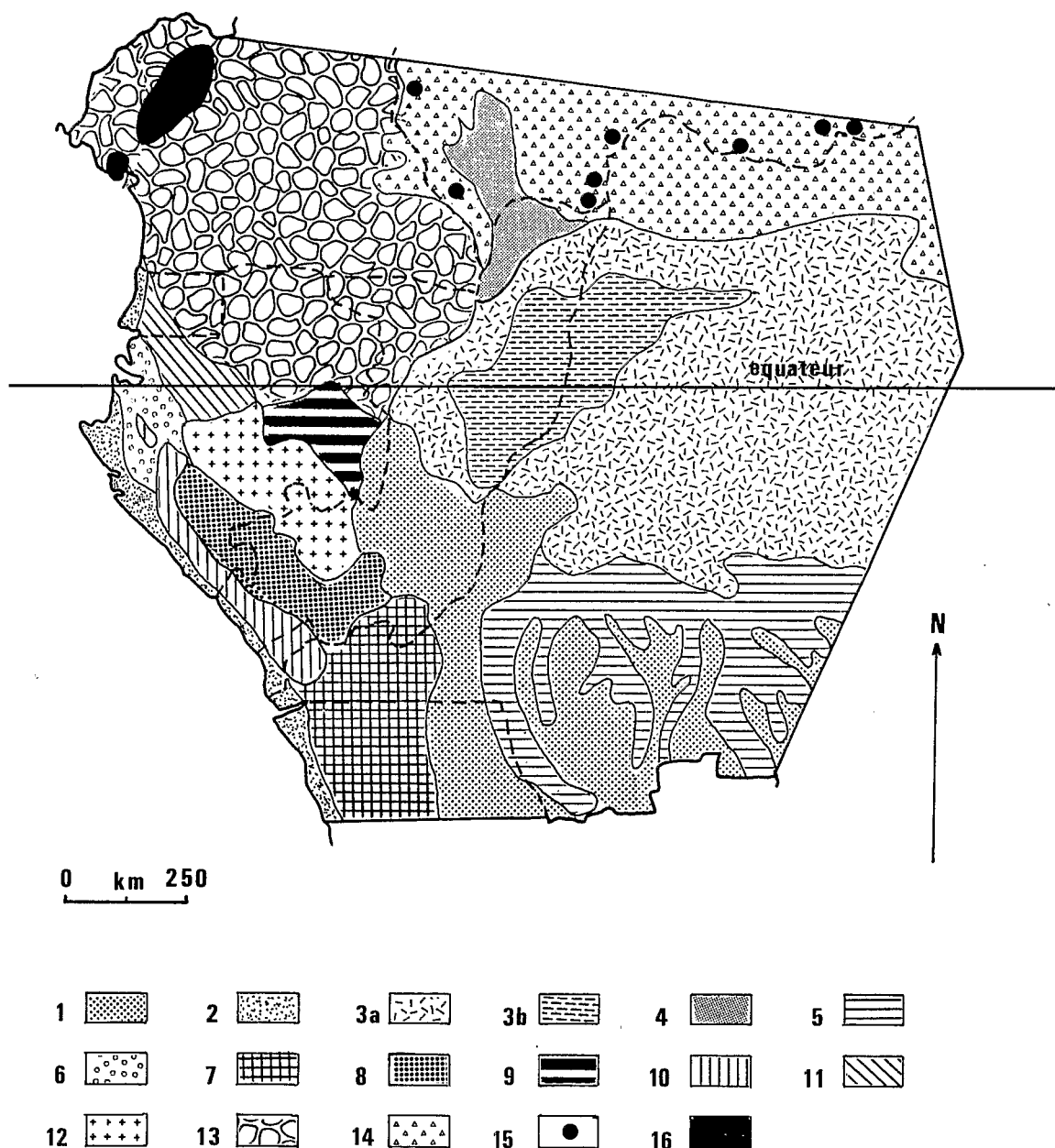
Dans le bassin interne du Congo, une érosion intense des chaînes anciennes provoque l'accumulation de sédiments variés. Les dépôts lacustres ou alluviaux du Kwango (Crétacé) affleurent vers le sud du Zaïre. Les dépôts tertiaires sont constitués à la base de grès polymorphes d'origine éolienne, recouverts de sables néogènes qui semblent provenir d'une reprise aquatique de ces grès (Le Maréchal, 1966; De Ploey *et al.*, 1968). Au Gabon, Congo et Zaïre s'y individualise le paysage de plateaux et collines Bateke. La partie la plus interne du bassin est constituée par la Cuvette congolaise, vaste zone marécageuse où la sédimentation se poursuit encore de nos jours.

- *Les formations volcaniques* se développent au Cameroun le long d'une grande zone de fracture de direction SSW-NNE. L'histoire de cette zone compartimentée est très complexe (Gèze, 1943; Deruelle *et al.*, 1987). Elle s'étend du Crétacé au Quaternaire. Il s'agit de la zone la plus montagneuse de la zone d'étude, qui culmine à 4 070 m au Mont Cameroun.

1.3. Climatologie et hydrologie

Le climat de la région est sous l'influence de différents facteurs: aux facteurs climatiques généraux (basses pressions intertropicales, dépressions thermiques continentales, hautes pressions des anticyclones, courants marins), s'ajoutent les effets de la latitude, de la continentalité, de l'influence océanique et de l'altitude (Mpounza et Samba-Kimbata, *in* RL-DS).

Les saisons sont essentiellement pluviométriques, et s'inversent de part et d'autre de l'équateur. Les saisons sèches sont en même temps les plus fraîches. L'amplitude annuelle demeure toutefois inférieure à 5°. L'humidité relative de l'air est toujours très élevée. La moyenne annuelle varie de 85 à 74%. Cette humidité est une conséquence de la régularité avec laquelle soufflent alizée et mousson dans cette partie du monde. Les précipitations sont dans l'ensemble élevées, avec d'importantes différences selon les régions: elles dépassent



11 000 mm au Cameroun, dans le golfe du Biafra, et s'abaissent à 344 mm/an à Lohito en Angola. On peut en fait opposer des secteurs fortement arrosés (plus de 2 000 mm/an: frange côtière de la baie du Biafra, et centre de la Cuvette congolaise), aux secteurs modérément arrosés (1 400-2 000 mm/an), qui s'étendent sur la plus grande partie du domaine, et à des secteurs faiblement arrosés. Ceux-ci comprennent la dépres-

sion du Niari-Nyanga, où la faiblesse (1 000-1 400 mm/an) des précipitations résulte de sa position d'abri en arrière du Mayombe, et la côte méridionale, au Sud de l'embouchure du fleuve Congo, où elle est une conséquence de l'influence prolongée du courant froid du Benguela (344-1 400 mm/an). Celui-ci remonte saisonnièrement au Nord de l'équateur, et est à ce titre responsable de la saison sèche plus ou moins

Fig. 2. — Les grands ensembles géologiques et morphologiques.

- 1: sables ocres néogènes des plateaux et collines Bateke, et leurs prolongements vers le Sud, les sables du Kalahari.
- 2: sables Plio-Pléistocène de la série des Cirques de la plaine côtière et leurs équivalents.
- 3: Pliocène et Pléistocène de la cuvette congolaise; 3a: zone externe, paysages de plateaux largement ondulés; 3b: zone interne, dépressive, marécageuse.
- 4: grès mésozoïque de Carnot, formant le plateau de Gadzi.
- 5: vastes vallées alluviales du sud de la Cuvette congolaise (formations crétacées recouvertes d'alluvions quaternaires).
- 6: grès, argilites et marnes du bassin sédimentaire côtier gabonais (Crétacé), alternance de collines et de zones dépressives hydromorphes.
- 7 grès rouge de l'Inkisi (Précambrien supérieur) formant le plateau des Cataractes et son prolongement vers le sud.
- 8: synclinorium du Niari-Nyanga. Schistes, calcaires et grès précambriens. Paysage de collines et de cuesta s'étendant de part et d'autre des vallées du Niari et de la Nyanga.
- 9: cuvette sédimentaire (Précambrien moyen) de Franceville, avec des paysages très variés.
- 10: chaîne appalachienne du Mayombe, formée de roches métamorphiques précambriennes (schistes, quartzites). Paysage de chaînons parallèles, aux pentes raides.
- 11: Monts de Cristal gabonais. Migmatites et granites du Précambrien inférieur. Région de collines très accidentées.
- 12: batholite granitique du Chaillu. Région de moyenne montagne incluant des collines et des zones tabulaires.
- 13: roches métamorphiques et magmatiques précambriennes des "plateaux", disséqués en collines, nord-gabonais et sud-camerounais.
- 14: dorsale centrafricaine (Précambrien cristallophyllien et cristallin indifférencié).
- 15: zones particulièrement riches en inselbergs et/ou cuirasses ferrugineuses affleurant.
- 16: zone volcanique de la dorsale camerounaise.

Fig. 2. — Main geological and geomorphological features.

- 1: Neogene ochre sands from Bateke plateaus and hills, and their continuation to the South;
- 2: Plio-Pleistocene sands from the "série des Cirques", or equivalent, from coastal plains;
- 3: Pliocene and Pleistocene deposits from the Congolese basin; 3a: outer zone, landscape of undulating plateaus; 3b: marshy inner zone;
- 4: Gadzi plateau, formed with the Mesozoic Carnot sandstone;
- 5: wide alluvial valleys from the south of the Congolese basin (Cretaceous layers covered with alluvial Quaternary deposits);
- 6: Cretaceous sandstones, argillites and marl from the Gabonese coastal basin (hills alternating with hydromorphic depressive areas);
- 7: Inkisi red sandstone from upper-Precambrian ("plateau des Cataractes" and its continuation to the South);
- 8: Niari-Nyanga synclinorium: Precambrian shales, limestones and sandstones (landscape comprising intermittent hills and cuestas stretching on either side of the Niari and the Nyanga valleys);
- 9: middle-Precambrian sedimentary basin of Franceville (very variable landscape);
- 10: The Mayombe, an appalachian mountain chain, formed by Precambrian shales and quartzites (steeply sloping parallel crests and valleys);
- 11: Gabonese Cristal Mountains. Lower-Precambrian granites and migmatites (very uneven hilly area);
- 12: granitic batholite of the "Chaillu", a moderately mountainous area including hills and plateaus;
- 13: Precambrian metamorphic and magmatic rocks from the southern Cameroon and northern Gabon "plateaus", dissected into hills;
- 14: Central African ridge (cristallophyllian and cristalline undifferentiated rocks);
- 15 inselberg or both ferruginous cuirasse-rich areas;
- 16 volcanic area of the Cameroon ridge.

rigoureuse, centrée sur juin-août, qui affecte l'ensemble du secteur.

D'une manière générale, les précipitations l'emportent largement sur l'évapotranspiration dans tout le domaine étudié. Il s'ensuit un drainage climatique important, qui représente globalement 25 % des précipitations. Les fleuves ont ainsi des débits importants: le module de la Sanaga, principal fleuve du Cameroun, long de 1 043 km,

et drainant 131 000 km², est de 2 072 m³ (Bricquet, *in* RL-DS), soit à longueur et superficie de bassin versant équivalentes, plus du double de celui de la Loire (respectivement, 1 021 km, 115 000 km², 871 m³/s). L'Ogooué, fleuve au régime typiquement équatorial, draine environ 210 000 km² pour une longueur de 1 200 km. Son module est de 4 400 m³/s. Quant au Congo, s'il n'est par la longueur que le cinquième fleuve du

monde, il se place juste derrière l'Amazone pour le débit: 41 000 m³/s en moyenne à Brazzaville, dernière station de jaugeage (pour 3 700 000 km²). Le gigantisme de ce fleuve est également celui de ses principaux affluents: l'Oubangui draine environ 500 000 km², le Kassai à peu près autant. Le Congo se prolonge en mer par un canyon sous-marin de plus de 200 km de long.

Bon an mal an, ce sont environ 1 600 milliards de m³ d'eau qui arrivent à l'océan par les fleuves d'Afrique centrale, dont 90 % par les trois fleuves pré-cités, et 76 % pour le seul Congo. On peut estimer la quantité de sédiments apportés ainsi à l'océan à environ 60 millions de tonnes par an (Bricquet, *in* RL-DS).

1.4. La couverture pédologique

La plupart des grands types de sols définis dans la classification française des sols (CPCS, 1967) sont représentés dans l'espace étudié. Toutefois, seuls les sols ferrallitiques, les sols hydromorphes et les podzols occupent des surfaces conséquentes.

La ferrallitisation est le type d'altération caractéristique des régions intertropicales humides. Elle se caractérise par une hydrolyse complète de tous les minéraux primaires autres que le quartz et quelques minéraux lourds, l'élimination d'une partie de la silice et de la majeure partie des bases (Ca, Mg, K, Na,...) solubilisées lors de cette hydrolyse, et la néoformation d'argile de type kaolinite ainsi que de sesquioxydes de fer et d'aluminium: goethite, hématite, gibbsite. Les sols ferrallitiques, qui sont de très loin les sols les plus représentés dans la zone d'étude, sont des sols en général très âgés. Selon Duchaufour (1983) qui cite Troy (1979), et Bourgeat et Ratsimbazafy (1975), une durée minimale de 100 000 ans est nécessaire pour obtenir une ferrallitisation complète d'un matériau. Schwartz (*in* RL-DS) indique à partir des vitesses d'altération calculées par Corbel (1951), Sieffermann (1969), Gac et Pinta (1973), Boulad *et al.* (1977), des âges minima de 300 000 à 200 000 années pour un ensemble altérité-sol de 20 m d'épaisseur, ce qui est courant. Deux types de sols ferrallitiques seront plus particulièrement étudiés dans la suite de cet article: les sols ferrallitiques remaniés, et les sols ferrallitiques indurés. Les premiers sont des sols qui contiennent, en général juste au-dessus des horizons d'altération (mais ce n'est pas une règle absolue), un niveau riche en éléments grossiers, et appelé stone-line ou nappe de gravats. Quartz résiduels, gravillons et nodules ferrugineux en compo-

sent la partie inférieure, tandis qu'à la partie supérieure apparaissent en plus des fragments de roches pour partie allochtones et, parfois, de l'industrie préhistorique. Les horizons de sols situés au-dessus de la stone-line sont appelés horizons de recouvrement. Les seconds sont les sols qui comprennent, à profondeur variable, une cuirasse ferrugineuse plus ou moins épaisse. On distinguera les cuirasses de nappe, formées par accumulation absolue de fer, et les cuirasses de plateau, formées par accumulation relative, c'est-à-dire par soustraction préférentielle des autres éléments. Si la formation des cuirasses de nappe est assez rapide, par durcissement d'une plinthite (Van Wambeke, 1973), celle des cuirasses de plateau se chiffre en millions d'années (Bocquier *et al.*, 1984; Martin et Volkoff, *in* RL-DS).

Les sols hydromorphes sont les sols dont l'évolution est dominée par l'effet, saisonnier ou permanent, des excès d'eau. Il s'y produit des phénomènes de réduction du fer, qui s'accompagnent par sa mobilisation et sa redistribution dans le sol, voire par son élimination dans les eaux de nappe et les eaux courantes. Présents sur des surfaces en général réduites dans les plaines alluviales, ils sont très représentés dans la cuvette congolaise, associés à des sols peu évolués d'apport alluvial. On les trouve également sur le littoral, recouverts alors de mangroves ou de forêts hydromorphes. Les plus intéressants pour le quaternariste sont les tourbes.

Les podzols sont présents en taches de superficie réduite sur les sables littoraux, du Cameroun à l'Angola, et sur les formations Bateke au Gabon, Congo et Zaïre. Ce sont des sols très évolués, à profil très contrasté. Les horizons supérieurs, de couleur blanche, sont entièrement sableux (sables blancs des anciens géologues), tandis que les horizons inférieurs, enrichis en matière organique, par percolation puis insolubilisation, ont une teinte sombre, brun à noir (grès tourbeux des mêmes géologues). Cette très forte différenciation est entièrement liée à des processus pédogénétiques, qui aboutissent à la formation de sols pouvant atteindre plusieurs mètres d'épaisseur ("podzols géants": Jenny, 1948). Les conditions de leur genèse (Schwartz, 1985, 1987, 1988; Schwartz *et al.*, 1985, 1986a et b) seront discutées plus loin. On verra que ces sols présentent un grand intérêt en tant que marqueurs paléocéologiques.

1.5. La couverture végétale

La plus grande partie de la région appartient à la zone phytogéographique guinéo-congolaise définie par Troupin (1966). Cette région est gros-

so-modo limitée longitudinalement par l'Océan Atlantique à l'Ouest, et par les grands lacs africains à l'Est, et en latitude par les parallèles 8°N et 6°S. Elle comprend différents types de forêts denses humides (forêts ombrophiles) selon le caractère plus ou moins caducifolié ou sempervirant des espèces qui les composent (Namur, *in* RL-DS; Monod, 1957; White, 1985). Il s'agit de forêts à forte diversité spécifique, sauf lorsque les caractères hydromorphes sont marqués, dans lesquelles les arbres dominants atteignent une hauteur de 40 à 50 m. On y rencontre, en enclaves, des savanes "dont la présence sous un climat humide favorable à la forêt est souvent inattendue" (Schnell, 1976).

Ces savanes sont de deux types: des petites savanes complètement incluses dans des massifs forestiers (Haut-Ogooué, Mayombe, Chaillu, ...) dont l'origine sera discutée plus loin, et des grands blocs d'un seul tenant, particulièrement développés sur les sols sableux du littoral congolobanais, et sur les formations Bateke. Ces grands blocs constituent des extensions du domaine soudano-zambézien à l'intérieur du massif forestier équatorial.

Ce domaine soudano-zambézien, défini par Troupin (1966), borde le précédent au Nord et au Sud. La végétation climacique est la forêt sèche, le plus souvent remplacée par des savanes parcourues par les feux de brousse. Ce domaine biogéographique correspond à des zones climatiques déjà plus sèches.

Deux autres domaines phytogéographiques n'ont qu'une faible extension sur la zone d'étude. Le domaine montagnard africain n'est représenté ici que par le Sud-Ouest de la dorsale camerounaise. On y reconnaît une forêt toujours verte d'altitude entre 800 et 2 800/3 000 m, puis, au-dessus de cette limite, une prairie afro-alpine d'extension limitée au Mont Cameroun (4 070 m) et au Mont Oku (3 008 m) (Letouzey, 1968). Le domaine littoral est essentiellement représenté par des mangroves montrant différentes zonations (Namur, *in* RL-DS; Schnell, 1977). Les mangroves ne sont guère abondantes qu'autour de l'embouchure du Congo, sur la côte gabonaise à proximité de Port-Gentil et au nord de Libreville, et au Cameroun dans la région de Douala.

2. LE CADRE THÉORIQUE DES VARIATIONS PALÉOCLIMATIQUES

Dans la zone intertropicale, le rythme saisonnier des pluies est étroitement contrôlé par l'insolation, elle-même sous la dépendance de la couverture nuageuse. Les variations des radiations solaires reçues par le globe terrestre sont la cause principale des changements climatiques. Ces variations semblent liées à des facteurs astronomiques (Milankovitch, 1920; Bernard, 1962; Berger, 1986). Les éléments astronomiques qui contrôlent l'insolation sont l'obliquité de l'écliptique, l'excentricité de l'orbite terrestre, et la position du périhélie par rapport au point vernal correspondant. Or, pendant le Quaternaire, l'insolation estivale aux hautes latitudes a été parfois déficitaire de 3 à 5% sur l'insolation actuelle par le jeu de ces trois éléments. Cette baisse de l'insolation a provoqué des chutes de températures de 6 à 11°C, qui suffisent à expliquer la genèse des énormes calottes glaciaires des hautes latitudes, auxquelles correspondent aux basses latitudes des chutes importantes de la pluviométrie.

En région tropicale, les régimes pluviométriques sont issus de deux cycles hydrologiques conjugués: un cycle externe océan-continent (la vapeur évaporée des océans est attirée vers le continent surchauffé par les grands courants de mousson), et un cycle régional de précipitation-réévaporation alimenté par le cycle externe, prépondérant en régions continentales, où il est responsable des averses tropicales. C'est l'insolation qui régit l'intensité des deux cycles. Pendant l'évolution de la position du périhélie par rapport au point vernal correspondant, la position longitudinale de l'équateur calorifique balance de part et d'autre de l'équateur géographique. L'amplitude du balancement augmente avec l'excentricité. Pendant ce balancement l'équateur calorifique joue le rôle d'un parallèle de référence des régimes d'insolation des latitudes. Dans son glissement à la surface du globe, il entraîne avec lui le système de ces régimes en les déformant quelque peu. Les glissements en latitude des régimes d'insolation entraînent des glissements corrélatifs dans la distribution zonale des types de régime pluviométriques.

Pendant une glaciation, l'avancée des banquises vers de basses latitudes, accompagnée de hauts gradients thermiques méridiens, entraîne une circulation océanique plus vive, donc un brassage plus fort des eaux froides avec les eaux tropicales. Les océans tropicaux, refroidis, évaporent moins. Le flux de vapeur au-dessus des continents diminue ainsi que, par suite, les précipitations. Pendant un interglaciaire, l'inverse se produit. Ceci implique que les états climatiques quaternaires des calottes polaires ont régi ceux

des basses latitudes par l'intermédiaire de la circulation, de la température et de l'évaporation océaniques. Les périodes pluviales correspondent donc aux interglaciaires, et les interpluviaux aux glaciaires.

La théorie astronomique fixe non seulement la séquence des événements climatiques, mais leur assigne un âge dans l'échelle chronologique absolue. Un pluvial apparaît comme un événement bien net, de durée relativement courte (environ 10 000 ans). Une série de phases pluviales non séparée par des phases plus arides correspond à un pluvial au sens long des quaternaristes. Ceci est en opposition avec les idées classiques qui admettent pour l'ensemble du Pléistocène quelques grandes alternances de pluviaux et interpluviaux évoluant lentement, et étalant leurs effets synchrones sur d'immenses régions du continent. Il y a en fait plusieurs niveaux de pluviaux et d'interpluviaux, se produisant en fonction de l'association des effets de l'obliquité, de l'excentricité et de l'angle du périhélie, d'une manière discontinue à l'échelle du Quaternaire en sa totalité. Cette conclusion semble davantage en accord avec les observations stratigraphiques.

Partant de là, Van Zinderen Bakker (1967) décrit des hyper- et des hypothermaux, correspondant à des changements dans le régime général des vents et des courants océaniques. Pendant un hyperthermal (comme la période actuelle), le front des eaux froides antarctiques est assez éloigné du Sud de l'Afrique. Pendant l'été boréal, le courant de Benguela se manifeste jusqu'à Luanda, et jusqu'au Cap Lopez (Gabon) pendant l'hiver. Ces eaux froides sont à l'origine des vents secs d'Ouest qui atteignent les côtes et qui ont une grande influence sur le bilan climatique du continent voisin. Pendant l'été austral, les eaux chaudes du contre-courant équatorial descendent vers le Sud et refoulent les eaux froides. Les vents humides de mousson viennent du golfe de Guinée et sont aspirés par la dépression atmosphérique continentale. Les pluies tropicales sont poussées vers le Sud par l'anticyclone du Sahara (très sec) pendant l'été austral, et vers le Nord par l'anticyclone d'Afrique du sud (moins sec) pendant l'hiver austral. Au-dessus de l'océan sud-Atlantique existe un anticyclone dont la latitude est solidaire de celle du courant de Benguela. Cependant, une part des précipitations du continent est issue du cycle interne de l'évaporation locale. Pendant un hypothermal, la convergence polaire antarctique se rapproche du Sud de l'Afrique. L'anticyclone sud-Atlantique et le cou-

rant de Benguela sont alors voisins de l'équateur. Les alizées secs s'étendent vers le Nord, faisant remonter également la bande côtière aride. Le va-et-vient des pluies tropicales demeure, mais la zone des pluies se trouve rétrécie surtout pendant l'hiver boréal, quand les influences arides augmentent. Le sud de l'Afrique est alors soumis aux pluies froides d'origine cyclonique.

En Afrique Centrale, le climat a donc connu des écarts thermiques et pluviométriques au cours du Quaternaire, mais la région n'a jamais été un désert. Les plus fortes amplitudes se sont produites sur le littoral.

3. CADRE PALÉOCLIMATIQUE

1. Généralités

Historiquement, c'est la découverte de terrasses alluviales (Asselberghs, 1919; Lebedeff, 1932; Lepersonne, 1937, ...), bientôt rattachées au Quaternaire par la présence d'industries préhistoriques (Babet, 1934, 1936; Droux, 1941; Breuil, 1944...) qui constitue les premiers indices de changements climatiques importants au Quaternaire: pendant les phases climatiques relativement sèches (interpluviaux) se déposent les alluvions que les rivières n'ont plus la force de charrier; pendant les phases climatiques humides (pluviaux), ces dépôts sont incisés. L'étude de ces dépôts et de niveaux lacustres allait aboutir à l'édification de systèmes climato-stratigraphiques (par ex.: Mortelmans et Monteyne, 1962), calqués sur l'Afrique de l'Est (Layland, 1952), que nous ne reprendrons pas ici. En raison de nombreuses difficultés (faible extension des terrasses, auxquelles ont souvent été assimilés de simples replats, discontinuité des dépôts, difficultés de corrélation entre terrasses même proches, ...) l'intérêt de ces formations pour des reconstitutions climatiques est très limité par rapport aux renseignements fournis par l'étude des sédiments marins et par la palynologie.

3.2. Les archives océaniques

Les données océaniques sont surtout abondantes pour la période qui recouvre les quarante derniers millénaires; avant, elles sont très fragmentaires.

Au pied du canyon sous-marin du Congo, Van Wering et Van Iperen (1984) distinguent un "older fan", où les dépôts se sont surtout accumulés il y a plus de 400 000 ans, et un "recent

fan", où les turbidités sont rares. Jansen *et al.* (1984, 1986) ont mis en évidence une rupture de la sédimentation vers 400 000/350 000 ans, en plein milieu de la période de Brunhes; à cette date on assiste à une diminution de la sédimentation d'origine terrigène et à une augmentation du taux de smectites bien cristallisées, ce qui est interprété par les auteurs comme le reflet du passage d'un climat aride à un climat plus humide en Afrique centrale. Des changements climatiques en sens inverse à celui-ci ont également été observés vers 70 000/60 000, et peut-être vers 150 000/100 000 ans (Jansen, *in* RL-DS; Jansen *et al.*, 1984). Van Leeuwen (1988) montre à partir de l'étude des foraminifères planctoniques que la température de surface de la mer pendant les périodes glaciaires des 150 derniers millénaires a été plus froide qu'actuellement, la décroissance ayant été de 3°C au maximum (Olaussen, 1984). On note enfin que pendant les fluctuations glaciaire-interglaciaire des 250 derniers millénaires, les accumulations carbonatées ont été importantes dans le cône deltaïque sous-marin du Congo, sans que l'on sache cependant s'il s'agit de production de carbonates des périodes glaciaires, liée à la productivité des upwellings, ou d'une productivité primaire liée aux nutriments du fleuve Congo, comme c'est le cas actuellement (Jansen *et al.*, 1984; Jansen *in* RL-DS). Entre 70 000 (?) et 40 000 BP, un refroidissement correspond à la montée vers l'équateur du courant froid de Benguela, et à une régression marine (Giresse, 1978).

A ces données ponctuelles s'opposent les données plus continues sur les périodes récentes. Des travaux variés, portant sur l'étude de sédiments organiques de la plateforme continentale (Malounguila, 1983; Malounguila *et al.*, *in* RL-DS), sur les associations de foraminifères (Kouyoumontzakis, 1979 et *in* RL-DS), sur les caractères superficiels de grains de quartz (Giresse et Le Ribault, 1981), etc, ont, entre autres, permis de dresser une carte des variations du niveau marin (Delibrias, 1986) de la côte congolo-gabonaise. Ces variations (fig. 3), peuvent être corrélées à des événements climatiques particuliers, et sont synchrones de celles connues par ailleurs (Giresse, 1987).

Entre 40 000 et 35 000 BP, la mer stationnait entre - 35 et - 47 m par rapport à sa position actuelle. Cette période correspond à un optimum climatique corrélable avec les interstades de Denekamp-Arcy et de Paudorf (Giresse, 1978; Delibrias, 1986). A partir de 30 000 BP, des conditions climatiques plus rigoureuses ont régné, provoquant un

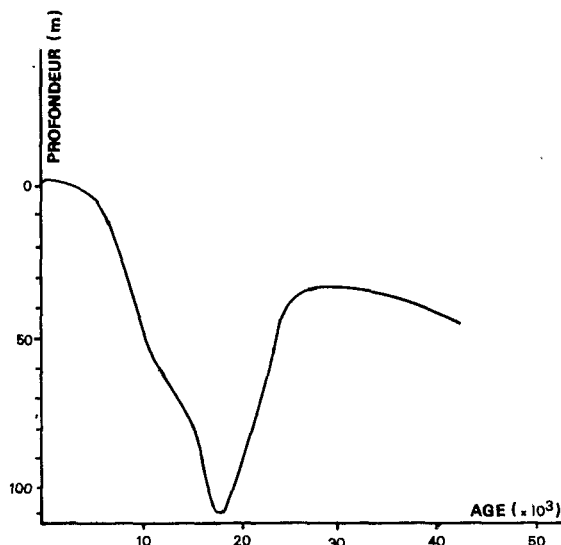


Fig. 3. — Les variations du niveau marin de la côte ouest-africaine depuis 40 000 ans (d'après Delibrias, 1986).

Fig. 3. — Sea-level variation of the West-African coast since 40 000 BP (from : Delibrias, 1986).

abaissement du niveau marin jusqu'à la cote - 110 à - 120 m. Celle-ci a été atteinte vers 18 000 BP, période considérée comme la plus aride qu'ait connue l'Afrique centrale, et d'ailleurs l'Afrique en général (Faure, 1980; Petit-Maire, 1984). Elle correspond également à une remontée du courant froid du Benguela vers l'Équateur (Giresse, 1978). A cette date, pratiquement tout le plateau continental, large de 25 à 40 km était émergé. Des traces d'action éolienne sont la preuve de l'existence d'un couvert végétal réduit à cette époque (Giresse et Le Ribault, 1981). Après un bref stationnement d'environ 2 000 ans, le niveau de la mer remonte, ce qui correspond à une amélioration, toute relative, du climat. La cote - 40 m est atteinte vers 12 000 BP, le 0 actuel vers 5 000 BP. L'extension de l'océan sur le plateau continental entre 17 000 et 7 000 BP a pour conséquence une augmentation de la température de surface de la tranche d'eau qui s'étale sur le littoral, ce qui entraîne une augmentation de la nébulosité sur le continent (Giresse *et al.*, *in* RL-DS).

Cette remontée de la mer de 120 m en 12 000 ans correspond à une moyenne de 1 cm par an, et, latéralement, à une avancée de la mer sur le continent de 2 à 3,5 m par an, phénomène perceptible à l'échelle humaine. Vers 13 000/11 000 BP, on

assiste à une extension des eaux chaudes guinéennes au large du Gabon et du Congo (Giresse *et al.*, in RL-DS), caractérisée par une faune à cachet récifal. Vers 11 500 BP on note également une brutale augmentation de la sédimentation d'origine terrigène au large du fleuve Congo, ce qui est interprété comme une intensification de l'érosion, elle même conséquence d'une reprise des précipitations sur des sols encore peu protégés par la couverture végétale (Giresse *et al.*, 1982). Quelques siècles avant 10 000 BP, un pic $\delta^{18}\text{O}$ négatif traduirait l'arrivée de masses d'eaux de pluie continentales (Giresse *et al.*, 1982). Enfin, vers 4 000/3 000 BP, une faible régression de moins d'un mètre coïnciderait avec une tendance moins humide du climat, et notamment avec une recrudescence des actions de déflation éolienne sur le littoral (Cornen *et al.*, 1977; Giresse et Kouyoumontzakakis, in RL-DS).

3.3. Les données de la paléobotanique

Les données paléobotaniques, et plus précisément palynologiques, sont encore très fragmentaires dans la zone étudiée. Elles ne seront abordées ici que sous l'angle paléoclimatique: la dynamique de la végétation est discutée plus loin (§ 6).

Au Congo, des sédiments marins ont été prélevés en discontinu (Caratini et Giresse, 1979, et in RL-DS). Ils permettent d'avoir une vue ponctuelle des variations climatiques des 20 derniers millénaires. Vers 20 000 BP, les pollens d'essences forestières sont peu représentés, tandis que ceux d'origine savanicole, graminées et cypéracées, abondent. On notera également la plus grande abondance de pollens de *Podocarpus*, une essence forestière afro-montagnarde témoignant d'un climat plus frais et moins pluvieux que l'actuel. Vers 12 000 BP et 8 000 BP, les pollens de *Podocarpus* et de graminées régressent, tandis que ceux de forêt ombrophile augmentent. Vers 3 000 BP, ceux-ci sont toujours très abondants, mais les pollens de graminées et de cypéracées réapparaissent, ce qui est interprété par les auteurs comme le signe d'une légère aridification. Sur les plateaux Bateke, il est possible d'analyser en continu depuis 11 000 BP une carotte de sédiments tourbeux (Elenga, 1987; Elenga *et al.*, 1987; Elenga et Vincens, in RL-DS). Les taxons afromontagnards (*Podocarpus milanjianus*, mais aussi *Ilex mitis* et *Olea welwitschii*) sont très représentés sur le site avant 11 000/10 500 BP. Les conditions climatiques qui régnaient à ce moment-là étaient celles qui règnent actuellement 800 à 1000 m plus haut (nous sommes à 700 m d'altitude): on peut envisager pour l'époque des

températures plus basses de 5° à 6°C. Vers 11 000/10 500 BP cette flore est remplacée par des taxons plus humides à affinités guinéo-congolaise, qui marquent une nette amélioration des conditions thermiques et pluviométriques au cours de l'Holocène inférieur. Plus récemment, on note une légère augmentation des pollens de graminées, à une époque encore indéterminée par absence de datation ^{14}C , mais selon toute vraisemblance corrélable avec le léger assèchement climatique connu vers 4 000/3 000 BP (Giresse et Lanfranchi, 1984). Tous jours au Congo, de nombreux restes racinaires *in situ* ont été découverts dans des alios humiques de podzols. Dans le pays Bateke, ces restes sont datés d'entre 40 000 et 30 000 BP (Schwartz, 1985; Schwartz *et al.*, 1985; Dechamps *et al.*, 1988b) et de 8 000 BP (Schwartz *et al.*, 1989). Sur le littoral ponténégrin, ils sont datés de 5 800 à 3 000 BP (Dechamps *et al.*, 1988a; Schwartz *et al.*, in RL-DS). Parmi ces restes figurent de nombreux fragments de *Monopetalanthus letestui* et de *M. durandii*, deux Césalpiniaceae de forêt ombrophile qui ont une signification climatique: elles ne sont actuellement abondantes que dans les Monts de Cristal gabonais et les zones avoisinantes, et sont totalement absentes des zones où elles ont été récoltées à l'état fossile. On peut raisonnablement estimer que le climat actuel des Monts de Cristal gabonais est proche de celui qui régnait dans le sud du Congo entre 40 000 et 30 000 ans, et 6 000 - 3 000 BP, ce qui témoignerait alors d'une chute importante de la pluviosité: 2 000-2 500 mm/an pour ces périodes contre 1 300-1 400 actuellement à Brazzaville et Pointe Noire, et d'une augmentation tout aussi importante de la saison sèche, qui serait passée dans le même laps de temps de 2-3 mois à 3,5-5,5 mois. Cette permanence d'une saison sèche même pendant les périodes climatiques humides est attestée de différentes manières: processus de podzolisation, impliquant un battement de nappe (Schwartz, 1985), présence dans les alios de podzols de *Monopetalanthus microphyllus*, qui est une tropophyte (Léonard, 1952), c'est-à-dire une plante des forêts ombrophiles à saison sèche marquée (Dechamps *et al.*, 1988b; Schwartz, 1985), présence d'espèces de savanes sur sables Bateke (Dechamps *et al.*, 1988b).

Au Cameroun, une campagne de carottage récente effectuée dans le lac Barombi-Mbo a permis de prélever et analyser une épaisseur de 23,50 m de sédiments, correspondant à 25 000 ans de dépôts (Maley *et al.*, in RL-DS). En ce qui concerne la palynologie, les premiers résultats permettent de distinguer un épisode climatique humide et frais entre 25 000 et 20 000 BP, puis un épi-

sode plus sec et frais entre 20 000 et 14 000 BP, et un climat à nouveau plus humide, mais également plus chaud depuis 14 000 BP. On notera également la permanence sur ce site d'une végétation forestière même pendant les épisodes climatiques les plus secs (Maley et Brenac, 1987; Brenac, 1988; Maley *et al.*, in RL-DS).

Ce sont là l'essentiel des données dont on dispose pour l'Afrique centrale atlantique. D'autres données proviennent de zones limitrophes. Elles sont tout à fait convergentes avec les résultats exposés ici. Au lac Bosumtwi (Ghana), un épisode frais et humide est mis en évidence entre 28 000 (base de la carotte) et 19 000 BP. Entre 19 000 et 15 000 BP, la forêt disparaît complètement: le pourcentage de pollens de graminées et cypéracées atteint 91 à 94% du total. Entre 15 000 et 9 000 règne à nouveau un climat frais et humide (-2° à -3°C au minimum par rapport aux températures actuelles). Depuis 9 000 BP, un climat plus chaud et plus humide permet l'extension de la forêt dense semi-décidue (Maley et Livingstone, 1983; Maley, 1987; Talbot *et al.*, 1984). Au Burundi, Bonnefille (1987) a pu étudier en continu une tourbière depuis 30 000 BP, et conclut à l'existence d'une phase climatique froide et humide il y a plus de 29 000 ans, d'une phase froide et plus sèche (-3°C par rapport à l'actuel) entre 29 000 et 13 000 BP, et d'une phase plus humide et plus chaude depuis 13 000 BP, avec cependant une légère décroissance de l'humidité depuis 4 300 ans. Au Shaba (Sud-Est du Zaïre), M'Benza-Muaka et Roche (1980) concluent, grâce à la présence de pollens de *Podocarpus* à l'existence d'un climat plus froid et plus sec que l'actuel ante 12 000 BP. Vers 7 000 BP par contre, un épisode chaud et humide est mis en évidence dans cette même région (M'Benza-Muaka *et al.*, 1984). Dans la région de Lunda (Nord-Est de l'Angola), Clark et Van Zinderen Bakker (1962) montrent une reprise humide entre 10 000 et 5 000 BP. Les mêmes auteurs mettent en évidence en 1964 des oscillations humides vers 43 000 et 28 000 BP, au sein d'un ensemble relativement sec entre 50 000 et 10 000 BP, et depuis cette dernière date une nette reprise de l'humidité en Zambie (site de Kalambo Falls).

4. DYNAMIQUE DES FORMATIONS SUPERFICIELLES

1. Les processus pédogénétiques

L'altération ferrallitique consiste en une hydrolyse de tous les éléments primaires de la

roche, quartz et quelques minéraux lourds exceptés. L'hydrolyse aboutit à l'exportation, sous forme soluble, d'une partie des constituants de la roche (jusqu'à 80% sur roche mère basique: Bocquier *et al.*, 1984), tandis que la fraction restante se recombine pour donner des minéraux de néoformation: la silice étant éliminée prioritairement, les minéraux de néoformation sont riches en fer et aluminium. Il s'agit de goéthite, hémattite, gibbsite et de kaolinite, qui est l'argile quasi-exclusive des sols ferrallitiques. Ces composés forment avec le quartz le cortège minéralogique très simplifié des sols ferrallitiques (Millot, 1964; Duchaufour, 1983; Bocquier *et al.*, 1984).

L'épaisseur de l'ensemble altérite-sol est souvent considérable: 10 à 20 m sont des épaisseurs courantes. La raison en est l'intensité des phénomènes d'altération, accélérés par les températures élevées et l'abondance des précipitations, mais surtout le fait que l'évolution des sols procède de la longue durée. Différentes mesures ont été données de la vitesse d'altération (Corbel, 1951; Leneuf, 1959; Leneuf et Aubert, 1960; Sieffermann, 1969; Gac et Pinta, 1973; Bourgeat et Ratsimbazafy, 1975; Boulad *et al.*, 1977; Owens et Watson, 1979; Troy, 1979). Une durée de 100 000 ans semble nécessaire pour la disparition complète des minéraux primaires dans un sol ferrallitique, et des âges minimum de 300 000 à 2 000 000 années peuvent être donnés à des ensembles altérite-sol de 20 m d'épaisseur en se fondant sur les calculs des auteurs précédents (Schwartz, in RL-DS). Il s'agit bien d'âges minima, dans la mesure où, en même temps que le sol s'approfondit par altération, une partie non mesurable est enlevée par soutirage chimique d'éléments en solution, par entraînement des kaolinites dans les eaux de nappe et encore par décapage superficiel (érosion).

A l'exception notable de Heinzelin (1952, 1954), Stoops (1967) pour les temps quaternaires, et celle de Chatelin (1964) pour une échelle de temps non précisée, les pédologues ayant travaillé en Afrique centrale ont toujours considéré que la formation des sols ferrallitiques s'est effectuée de façon continue, sans changements notables, depuis des laps de temps immémoriaux. Segalen (1965) admet que les sols ferrallitiques des régions sèches ne sont pas placés dans les conditions climatiques qui leur ont donné naissance, mais estime par ailleurs que dans les zones humides l'action possible des périodes sèches antérieures est rapidement oblitérée par celles du climat actuel. Au Congo, Muller *et al.* (1980/81) observent deux lignées génétique-

ment différentes de nodules ferrugineux dans un sol, et en concluent à la "complexité du développement historiques des profils", sans plus de précisions. A l'inverse, les géomorphologues, très imprégnés des idées de Erhart (1967), ont souvent opposé des phases sèches érosives à des phases humides ferrallitisantes (ainsi: Peyrot, 1983; Peyrot et Lanfranchi, 1984). Les deux attitudes, opposées et extrêmes, ne peuvent guère être retenues: il est certain que la durée d'évolution des sols ferrallitiques est telle qu'elle s'étend sur plusieurs phases climatiques; à l'inverse, l'arrêt de la pédogenèse eût nécessité des climats à la limite du désertique, ce qui n'a pas été. En fait, il est vrai que la pédogenèse s'est exercée de façon plus ou moins continue depuis des temps très anciens, mais avec de nettes phases d'accélération ou de ralentissement selon les variations climatiques. Une étude en cours sur les sédiments du lac Barombi-Mbo (Cameroun) le montre de façon très démonstrative (Giresse, comm. pers.). La caractéristique essentielle de la pédogenèse est en fait l'absence d'opposition entre les phases anciennes de la pédogenèse et les phases récentes: les processus demeurent les mêmes. C'est une différence fondamentale avec les sols des régions tempérées, où les sols ont des "cycles d'évolution" (Duchaufour, 1983) bien plus courts. On peut alors reconnaître dans certains sols développés sur matériaux anciens des cycles très différents qui se superposent: brunification post-würmienne sur matériaux glaciaires cryoturbés du Würm (Duchaufour *et al.*, 1973), ou sur matériaux fersiallitiques ("terra rossa") témoignant des climats plus chauds de l'interglaciaire Riss-Würm (Leneuf et Lamouroux, 1974).

Un autre type de pédogenèse ne se développe que sur matériau sableux, et encore, très localement: il s'agit de la podzolisation, processus qui consiste en une destruction des silicates du sol par la matière organique abondante et acide libérée par les humus (acidocomplexolyse: Pedro, 1979). Cette destruction a lieu lors de la migration en profondeur de composés solubles, qui complexent au passage le fer et l'aluminium libérés par l'altération des silicates, puis s'insolubilisent lorsque les conditions physicochimiques du sol le permettent. Les sols qui en résultent ont des horizons supérieurs constitués entièrement de sables blancs, seul matériau à avoir résisté à la destruction, tandis que les horizons inférieurs, de teinte sombre, sont enrichis en matière organique, fer et/ou aluminium. En régions équatoriales, les profils peuvent atteindre plusieurs mètres d'épaisseur (Klinge, 1968; Brammer,

1973, Schwartz, 1987, Schwartz *et al.*, 1986a). Bien que résultant exclusivement de processus de différenciation internes au sol, pédogénétiques, ils n'en ont pas moins été souvent décrits dans la littérature comme la superposition de deux couches géologiques différentes, sables blancs et grès tourbeux (ou humifères) (Lepersonne, 1945; Cahen et Lepersonne, 1948; Baud, 1954; Ladmirant, 1964; Mortelmans et Monteyne, 1962; De Ploey et Van Moorsel, 1963; Cahen et Mortelmans, 1973; Chevallier *et al.*, 1972), témoignant de conditions climatiques différentes, humides pour le dépôt des grès, arides pour celui des sables. Ce point de vue est totalement à proscrire.

En fait, en milieu équatorial, la podzolisation est un phénomène stationnel lié à la conjonction de trois facteurs: un matériau très sableux, une nappe battante et un couvert forestier. Ces deux derniers sont sous la dépendance des facteurs climatiques. Au Congo, on a ainsi pu montrer que la podzolisation s'est exclusivement effectuée pendant les phases climatiques humides, sous le couvert d'une forêt ombrophile à tendances hydromorphes, au Njilien et au Kibangien pour les sables Bateke (Schwartz, 1985, Schwartz *et al.*, 1985, 1986b, et *in* RL-DS), au Kibangien pour les matériaux sableux plus récents côtiers (Dechamps *et al.*, 1988a, Schwartz *et al.*, *in* RL-DS). Ces résultats peuvent être extrapolés au Zaïre et au Gabon, où se rencontrent les mêmes formations.

4.2. La formation des stone-lines et de leur recouvrement

La "stone-line", terme créé par Sharpe (1938), encore appelée "nappe de gravats" (Heinzelin, 1955) est un niveau très riche en éléments grossiers que l'on trouve dans de nombreux sols ferrallitiques et ferrugineux (Vogt et Vincent, 1966; Bocquier *et al.*, 1984). Dans les sols à stone-line on distingue trois niveaux successifs, aux transitions toujours brutales:

- les horizons supérieurs du sol, A et B, dépourvus d'éléments grossiers, et dont l'épaisseur varie de 0 (sols érodés) à plus de 10 m (couverture, recouvrement, horizons ou niveaux de recouvrement);
- le niveau médian, formé du même matériau fin, mais considérablement enrichi en éléments grossiers, qui représentent plus de 50 % du poids total. Son épaisseur varie de quelques centimètres à plus d'un mètre (stone-line, stonelayer, nappe de gravats).
- les horizons inférieurs, B et C, ou plus généralement seulement C. La stone-line repose en

effet le plus souvent directement sur les horizons d'altération. Dans d'autres cas, elle est intercalée au sein d'horizons B identiques au-dessus et en-dessous d'elle, et plus rarement, il existe 2, voire 3, stone-lines superposées (voir Lanfranchi et Schwartz, *in* RL-DS).

La genèse des stone-lines et de leur recouvrement a donné lieu à de nombreuses discussions. Différentes hypothèses ont ainsi été émises pour expliquer leur genèse: remontée en surface du sol d'éléments fins par les termites, avec pour corollaire un enfouissement progressif et une concentration des éléments grossiers au préalable dispersés dans le sol (Lévêque, 1969, 1979); recouvrement d'une stone-line préexistante par les termites (Ollier, 1959; Grassé et Noirot, 1959; Stoops, 1967; De Ploey, 1964); enfouissement sur place, sous l'action de leur propre poids, des éléments grossiers (Laporte, 1962); formation d'un pavage d'érosion ultérieurement recouvert par des éléments fins (Gras, 1970; Ruhe, 1959; Segalen, 1967, 1969), processus multiple, cumulant en général remaniements latéraux et action des termites (Vogt et Vincent, 1966; Bourgeat et Petit, 1966; Lanfranchi et Schwartz, *in* RL-DS), formation sur place par soutirage chimique (Collinet, 1969).

Quatre faits d'observation doivent être notés en préalables à toute discussion:

- la grande parenté (mais pas forcément l'identité parfaite) souvent relevée entre le matériau des horizons de recouvrement et celui des horizons d'altération (Mortelmans et Monteyne, 1962; Boineau et Nicolini, 1959; Laporte, 1962; Lévêque, 1979; Collinet, 1969; Jamet, 1975-1978);
- à l'inverse, selon d'autres observations, il existerait parfois des différences notables entre ces deux matériaux (Marchesseau, 1965; Boissezon *et al.*, 1969; Ab'Saber, 1962);
- la présence dans la partie supérieure de la stone-line d'éléments complètement étrangers au sol, provenant parfois de plusieurs kilomètres de distance (Lanfranchi et Schwartz, à paraître), sans qu'il soit toujours possible de leur attribuer une origine précise (Riquier, 1969). Il s'agit de roches altérées allochtones, de galets roulés;
- enfin, de nombreuses stone-lines contiennent dans leur partie supérieure, ou plus souvent, à leur surface, de l'industrie préhistorique (Stoops, 1967 et *in* RL-DS; Vogt et Vincent, 1966; Riquier, 1969; Lanfranchi et Schwartz, à paraître et *in* RL-DS; Lanfranchi, *in* RL-DS; Locko *in* RL-DS).

Ces faits, quelques peu antagonistes, montrent toute la complexité du problème des stone-lines, dont l'étude précise est ardue, mais rendue nécessaire de par ses possibles implications pédogénétiques, géomorphologiques, stratigraphiques et archéologiques. Les observations contradictoires qui ont été faites suggèrent de toute évidence qu'il n'y a pas un type de stone-line, mais des "styles" très différents comme le rappellent Vogt et Vincent (1966). Ceci permet également de rendre compte du relatif échec des théories explicatives qui font appel à un mécanisme unique: des remontées par les termites ou une dissolution chimique ne peuvent en aucun cas expliquer la formation de trois stone-lines superposées sur 10 m d'épaisseur (Lanfranchi et Schwartz, *in* RL-DS), pas plus que les remaniements latéraux expliquent l'adéquation de la stone-line au relief ou l'identité entre matériau de l'altérite et du recouvrement, ou la présence de 4 à 5 m de recouvrement en sommet de colline. On comprend ainsi pourquoi la plupart des auteurs se sont ralliés à des théories médianes, faisant appel à des processus multiples, dont le risque est de marquer notre ignorance. Nos propres observations, effectuées au Congo dans le Mayombe, la Sangha, le Niari, nous amènent à envisager une formation par étapes, rejoignant ainsi des conclusions déjà formulées pour les mêmes régions par Stoops (1967), Riquier (1969) et Gras (1970): formation d'un pavage d'érosion en période à tendance xérique, puis formation du recouvrement lors d'un retour à un climat plus humide par mobilisation le long des versants (colluvionnement) de matériaux remontés par les termites (Lanfranchi, 1990; Lanfranchi et Schwartz, *in* RL-DS). D'autres phénomènes, comme le soutirage chimique ont pu contribuer à approfondir la stone-line par la base, mais ne constituent certainement pas le phénomène primordial.

Un point délicat est celui de la datation des stone-lines. Rappelons d'abord avec Riquier (1969) qu'une stone-line a pu être plusieurs fois dégagée par l'érosion puis recouverte, et qu'elles incorporent parfois des éléments très anciens, (galets d'origine alluviale en sommet de collines, par exemple). Des éléments de réponse existent toutefois: dans toutes les stone-lines que nous avons pu observer, nous avons toujours trouvé la même industrie préhistorique, rapportée au faciès Sangoen du MSA. Pas d'industries plus anciennes, jamais d'industries plus récentes, si l'on excepte la trouvaille ponctuelle d'une armature de flèche, mais dans une stone-line remise au jour par le jeu de l'érosion: cette pièce a ainsi très bien pu être incorporée tardivement à la stone-line. Riquier (1969) a également

trouvée une pièce lupembienne dans une stone-line, mais là également il s'agissait d'une stone-line affleurant en surface du sol. Au Zaïre, Stoops (1967) a fait des observations semblables : on trouve le Sangoen à la surface des stone-lines, et les industries plus récentes exclusivement dans le recouvrement. Des pièces identiques ont été trouvées au Gabon. Elles sont également attribuées au Sangoen par Locko (in RL-DS). Au Cameroun, Hori (1982) a lui aussi trouvé du Sangoen dans les stone-lines, mais peut-être également des industries plus récentes, qui deviennent très abondantes dans le recouvrement. De cette présence d'industries plus récentes dans le recouvrement, Hori (1982), Kadomura *et al.* (1986), Stoops (1967 et in RL-DS) estiment que ce recouvrement est Holocène. Nous ne partageons pas du tout ce point de vue : avec une stone-line formée au Maluekien (70 000-40 000 BP) et un recouvrement qui ne se serait mis en place que pendant l'Holocène, nous aurions une stone-line qui serait restée une surface de sol pendant au moins 30 000 ans. Il est alors difficilement compréhensible qu'on ne trouve pas d'industrie lupembienne, voire tshitoliennne au sommet de la stone-line. A l'inverse, la présence fréquente d'industries sangoennes à la base du recouvrement (Lanfranchi et Schwartz, in RL-DS) fait que selon toute vraisemblance la formation du recouvrement a suivi de peu celle de la stone-line. Il nous semble probable que ce niveau se soit mis en place lors du renversement climatique Maluekien-Njilien, vers 40 000 BP, au moment de la réhumidification climatique, mais alors que les sols n'étaient pas encore protégés par une végétation très dense. La présence d'industries lupembiennes et tshitoliennes dans le recouvrement s'explique sans doute plutôt par des remaniements au sein d'un ensemble déjà en place.

4.3. Les phénomènes d'érosion

Entre le ruissellement diffus et les phénomènes de grande ampleur, comme la formation des cirques ou des lavakas, il existe toute une gamme de phénomènes érosifs, dont la formation des stone-lines et de leur recouvrement, précédemment décrite, n'est qu'un aspect.

A quelques exceptions près, comme la formation et la dynamique des cirques (Sautter, 1970), le fonctionnement des vallées sèches (Guillot et Peyrot, 1979), la mise en place des sables "proluviaux" (De Ploey et Van Moorsel, 1963) de la plaine de Kinshasa, la pédimentation dans le sud-Cameroun (Embrechts et De Dapper, in RL-DS), les phénomènes érosifs ont été peu étudiés en

Afrique centrale. En particulier, la connaissance précise des mécanismes fait à peu près totalement défaut (à l'inverse de l'Afrique de l'Ouest, où l'ORSTOM dispose depuis plus de 30 ans de parcelles d'étude : voir Roose, 1977). De même l'intégration des phénomènes dans un cadre climatique fait le plus souvent défaut, ou alors il s'agit d'études anciennes qu'il convient de relire à la lecture des données plus récentes.

A l'exception du littoral (Giresse et Le Ribault, 1981), il ne semble pas y avoir d'érosion éolienne au cours du Pléistocène supérieur en Afrique Centrale, bien que de nombreuses publications anciennes en fassent état (De Ploey et Van Moorsel, 1963 ; De Ploey, 1965). Ainsi, sur sables Bateke, des formes de relief comme les dépressions et dolines pseudokarstiques ont été attribuées à ce mode de formation (De Ploey, 1965). Les analyses morphoscopiques (De Ploey *et al.*, 1968, Cahen et Lepersonne, 1973) et exoscopiques (Schwartz et Rambaud, 1983) ont cependant montré une absence totale de marques de chocs éoliens fraîches sur ces sables. De plus, la formation des dolines et dépressions s'explique par les seuls phénomènes pédologiques et géochimiques (Bocquier et Boissezon, 1959 ; Schwartz et Lanfranchi, in RL-DS). En clair, l'absence d'érosion éolienne signifie que les surfaces de déflation offertes au vent n'ont jamais été suffisantes ; le couvert végétal a toujours été suffisamment dense pour éviter ce type d'action.

A l'inverse, l'érosion hydrique a été importante. De multiples exemples en témoignent. Cette érosion est liée directement à la quantité d'eau qui ruisselle sur le sol après les pluies, elle-même dépendant de l'état de saturation du sol en eau et de divers autres facteurs comme la pente, le couvert végétal, la nature du matériau. En particulier, il apparaît d'après les expériences menées en Côte d'Ivoire, que l'érosion est pratiquement nulle sous forêt, même sur pente très forte (Roose, 1977). Il est donc a priori logique d'attribuer aux phases climatiques plus sèches un rôle important dans ce type d'érosion, puisqu'il s'agit des périodes où le couvert végétal est le plus réduit. Encore faut-il que le régime des pluies soit suffisant pour engendrer de l'érosion. Les enregistrements marins (§III) montrent qu'une période est cruciale : le passage d'une période climatique sèche à une période humide ; c'est alors que se conjuguent deux facteurs, pluviosité importante, couvert végétal encore réduit. C'est ainsi que s'explique la multiplication par 6 des dépôts terrigènes dans les sédiments marins du delta sous-marin du Congo il y a environ 11 500 ans (Gires-

se *et al.*, 1982). Il reste cependant à relier d'une manière générale atterrissements marins et phénomènes érosifs sur le continent. La formation des stone-lines et de leur recouvrement il y a quelque 40 000 ans ne semble pas pour l'heure avoir de correspondance au niveau de la sédimentation marine. Il reste à en déterminer la raison.

Sur matériau sableux, il semble que les phénomènes érosifs s'inscrivent au contraire au sein des phases climatiques humides. On constate en effet qu'une forte corrélation entre phénomènes érosifs et périodes climatiques se dégage d'une série de 46 datations de remaniements établies sur ce type de matériau aux environs de Brazzaville et Kinshasa (Schwartz et Lanfranchi, *in* RL-DS). La figure 4 présente de manière très explicite ces résultats : sur 46 datations, seules trois dates ($14\,840 \pm 80$ BP, $15\,080 \pm 480$ BP, $27\,240 \pm 280$ BP) peuvent être rattachées avec certitude à "l'aride" Léopoldvillien (30 000-12 000 BP), et trois autres s'y raccordent peut-être ($12\,100 \pm 180$ BP, $12\,230 \pm 250$ BP, $>26\,000$ BP). Pour une période de 12 000 ans, située au cœur du Léopoldvillien, il n'y a aucune datation. Pour une durée équivalente, le Kibangien compte 40, peut-être 42 datations. Ce fait semble lié à la nature sableuse du matériau. L'infiltration y est extrêmement rapide. Le coefficient de ruissellement est de 2% (Peyrot, 1984), et le régime très régulier des rivières traduit cette massive infiltration (Olivry, 1967). Ce n'est guère que pendant les périodes climatiques humides qu'auront lieu des pluies répétées dans des intervalles de temps suffisamment rapprochés pour que le sol reste saturé et provoque du ruissellement (Schwartz et Lanfranchi, *in* RLDS). Cette interprétation, fondée sur des données récentes, est en contradiction avec des interprétations anciennes (De Ploey, 1963; De Ploey et Van Moorsel, 1963). Elle a des répercussions sur la stratigraphie de la région de Brazzaville et de Kinshasa, qu'à d'autres faits, comme l'absence d'érosion éolienne, ou la nature pédologique et non géologique des "sables blancs" et "grès humifères" obligent également à revoir.

4.4. Conclusion : l'évolution des reliefs

Les reliefs évoluent à la fois sous l'action des transferts mécaniques (ruissellement, transports en masse, dispersion et entraînement des argiles, ...) et sous celle de facteurs géochimiques (altération chimique, dissolution, accumulations cuirassées, ...).

Un certain nombre d'études réalisées en Afrique centrale font état de ces faits : formation des dolines pseudokarstiques sur sables Bateke par soutirage (Cahen et Lepersonne, 1948; Bocquier

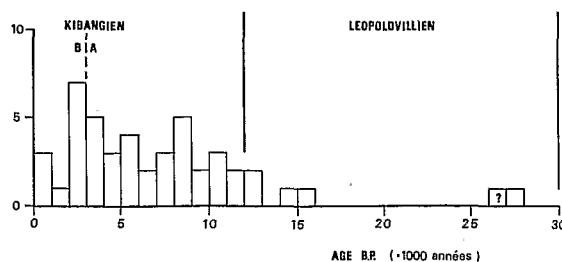


Fig. 4. — Répartition des remaniements sur sables Bateke, datés au ^{14}C , dans le cadre chronologique local (d'après Schwartz et Lanfranchi, *in* RL-DS).

Fig. 4. — Distribution of the ^{14}C dating of soil reworkings on Bateke sands within the framework to local chronology (from : Schwartz and Lanfranchi, *in* RL-DS).

et Boissezon, 1959); transports en masse sur formations sableuses (Guillot et Peyrot, 1979); genèse complexe des cirques d'érosion (Sautter, 1970); dépôts alluviaux de la Cuvette congolaise (Preuss, *in* RL-DS); formations des terrasses alluviales (nombreux travaux; voir § III, ainsi que Cahen, 1954, Giresse *et al.*, 1981, Kuete, *in* RL-DS); formation de collines en demi-orange par pédimentation (Embrechts et De Dapper, *in* RL-DS) ou dissolution (Bilong, 1988); festonnement de la surface du sol par érosion chimique (Segalen, 1969), amaigrissement du sol par des phénomènes semblables (Collinet, 1969); formation quaternaire des karsts à tourelles du Zaïre (Quinif, 1985, 1986); présence des cuirasses en tant qu'élément conservateur des reliefs (Boulvert, 1983)...

Il faut toutefois noter que la plupart des ces études ne permettent pas d'intégrer les phénomènes dans un cadre chronologique. Elles sont d'autre part souvent moins précises que les exemples démonstratifs qui en ont été donnés en Afrique de l'Ouest (Millet, 1977; Boulet *et al.*, 1977; Bocquier *et al.*, 1977; Chauvel *et al.*, 1977; Leprun, 1977; Nahon et Millet, 1977; Roose, 1977, 1981).

5. DYNAMIQUE DES FORMATIONS VÉGÉTALES

5.1. Les données paléobotaniques

5.1.1. le littoral : mangroves

Une mangrove a été récemment datée de 34-32 000 BP à Libreville (Gabon). Cette date n'est cependant pas cohérente avec l'altitude connue

de la mer à cette époque, et il semble en fait que les restes découverts soient plutôt les témoins des hauts niveaux marins du dernier interglaciaire (Eemien), artificiellement rajeunis par des contaminations ultérieures (Lebigre *et al.*, in RL-DS).

Au Congo, il a été possible de relier l'extension de la mangrove aux transgressions marines. Pendant les périodes où le niveau de la mer varie peu, la mangrove se stabilise, et elle régresse considérablement avec les régressions marines. On connaît ainsi, à - 48 m, une mangrove datée > 35 000 BP au large du Kouilou (Caratini et Giresse, 1979 et in RL-DS). Cette mangrove s'est en fait développée de 42 000 à 32 000 BP (Malounguila-Nganga *et al.*, in RL-DS). Vers 20 000 BP, elle a pratiquement complètement disparu. Elle réapparaît à l'Holocène et connaît un maximum d'extension vers 5 000 BP, avant de régresser depuis 4 000/3 000 BP (Caratini et Giresse, 1979). Des évolutions comparables sont connues en Côte d'Ivoire (Fredoux, 1980; Giresse, 1987); il en est sans doute de même de la côte nigériano-camerounaise.

5.1.2. l'intérieur des terres

Les périodes ante 40 000 BP ne sont pratiquement pas connues dans la zone d'étude, et les rares témoins doivent être recherchés en périphérie. Dans le NE de l'Angola, Clark et Van Zinderen Bakker (1964) signalent un climat xérique vers 50 000 BP. Au Shaba (Zaïre), Roche (1979) trouve un important pourcentage de graminées associées à des Composeae et Euphorbiaceae pour l'Acheuléen final (vers 80 000 BP), alors qu'au large de la Sierra Leone ce serait depuis 65 000 BP que les graminées connaîtraient une grande extension (Hooghiemstra et Agwu, 1988). Au Rwanda, Hamilton (1982) montre l'existence d'une forêt de montagne, avec dominance de *Podocarpus*, ante 39 000 BP. Entre 39 000 et 32 000 BP, cette forêt régresse au profit de zones herbeuses à Gramineae et Cyperaceae.

Au Congo, des preuves d'une reprise forestière au Njilien sont données par Caratini et Giresse (1979) et Malounguila-Nganga *et al.* (in RL-DS) sur le domaine littoral. Cette reprise a également été mise en évidence sur sables Bateke (Schwartz, 1985, 1988; Schwartz *et al.*, 1985, 1986b; Dechamps *et al.*, 1988b). A cette époque (40 000-30 000 BP), tous les bas-fonds podzolisés, actuellement occupés par la savane, étaient couverts de forêts. Il ne faut toutefois pas en conclure que la forêt occupait tout l'espace Bateke. Au contraire, les quelques données dont on dispose plaident en faveur d'une végétation de

forêt claire ou de savane arborée (Dechamps *et al.*, 1988b). Pour cette période, des divergences profondes apparaissent entre l'Afrique centrale atlantique et l'Afrique de l'Est: dans cette dernière région, le climat est marqué par des tendances xériques (Maley, in RL-DS).

Des preuves de la régression forestière sont données vers 20 000 BP au large du Congo par l'augmentation des pollens de graminées et de cypéracées, et la diminution correspondante des pollens de forêt. Les spores de Ptéridophytes deviennent abondantes, mais sont difficiles à interpréter (Caratini et Giresse, 1979, et in RL-DS). A la même date, des lambeaux de forêt dense subsistent dans la Cuvette congolaise, au moins le long des cours d'eau principaux, tandis que d'autres espèces témoignent de formations plus claires (Dechamps *et al.*, 1988b). De même, dans la partie zaïroise de la Cuvette, Preuss (in RL-DS) met en évidence des formations de forêt claire ou de savanes arborées vers 20 000-17 000 BP. La plus grande extension de formations ouvertes à cette époque est également mise indirectement en évidence par la présence du rhinocéros noir vers 6 000 BP dans le Niari (Van Neer et Lanfranchi, 1985). La présence de cet animal dans des savanes incluses au sein d'un massif forestier ne peut s'expliquer que par l'existence antérieure de couloirs ayant reliés ces actuels isolats aux savanes périphériques.

Pour le Cameroun, on dispose de données en continu depuis 24 000 BP environ (Maley *et al.*, in RL-DS). De cette date jusqu'à 20 000 BP domine une forêt de montagne à *Podocarpus* (Maley, 1987; Maley *et al.*, in RL-DS). De 20 000 à 15 000 BP, les pollens de graminées augmentent et représentent de 20 à 30% du total. De 16 000 à 13 000, la forêt est de nouveau en extension.

Cette extension devient générale à l'Holocène, période pour laquelle on dispose du maximum de données. Elle est mise en évidence sur le littoral congolais (Caratini et Giresse, 1979; Malounguila-Nganga *et al.*, in RL-DS). La plaine côtière de Pointe Noire est entièrement occupée par la forêt entre 6 000 et 3 000 BP (Dechamps *et al.*, 1988a; Schwartz *et al.*, in RL-DS). La forêt a également connu une plus grande extension sur les forêts Bateke, où elle envahit à nouveau les bas-fonds podzolisés (Schwartz, 1985; Dechamps *et al.*, 1988b; Schwartz *et al.*, 1989), mais les savanes, sans doute plus arborées qu'actuellement, subsistent sur la majeure partie de ces formations (Dechamps *et al.*, 1988b). Dans le Niari, l'environnement vers 6 000 BP, était peu différent de l'actuel, avec peut-être plus de forêts-galeries et

des arbres plus hauts (Van Neer et Lanfranchi, 1985). D'autres preuves indirectes de cette extension forestière sont apportées par l'observation de très abondantes termitières de *Macrotermes bellicosus* (ex- *Bellicositermes rex*), une espèce de savane ou de forêt claire. Leur présence, à l'état fossile, effondrées sur elles-mêmes, sous forêt dense ombrophile au Nord du Congo (Guillot, 1981/82; Lanfranchi et Schwartz, *in* RL-DS), en Centrafrique (Boulvert, 1983 et *in* RL-DS), au Cameroun (Letouzey, 1968; Kadomura, 1984; Hori, 1986) témoigne de la progression de la forêt sur la savane.

Vers 4 000/3 000 BP on observe au Congo, une légère aridification (Giresse et Lanfranchi, 1984), également observée au Zaïre (Mbenza-Muaka et Roche, 1980), au Burundi (Bonnefille et Riollot, 1988). Sur le littoral, on observe la disparition des forêts ombrophiles de la plaine côtière (Dechamps *et al.*, 1988a; Schwartz *et al.*, *in* RL-DS). Ces travaux sont confortés par des résultats encore non publiés qui font état d'une très forte augmentation du taux de graminées sur ces mêmes sites, depuis 3 000 BP (Elenga, en cours). On observe une évolution identique sur les podzols des formations Bateke, où les forêts sont également remplacées par des savanes basses (Schwartz, 1985; Schwartz *et al.*, 1989). Ces évolutions semblent indiquer des changements climatiques plus importants que ceux qui étaient reconnus jusqu'à présent.

Actuellement, de nombreuses observations font état du dynamisme présent de la forêt, qui progresse sur la savane, tant au Congo (Aubréville, 1962; Koechlin, 1961; Foresta, *in* RL-DS) qu'en Centrafrique (Boulvert, 1983 et *in* RL-DS) ou au Cameroun (Maley, 1981; Letouzey, 1985) : on peut suivre, sur le terrain, l'envahissement de la savane par la forêt, plus ou moins rapide selon les circonstances, le feu constituant en l'occurrence le frein majeur à cette expansion. Ces observations, directes, s'opposent à des analyses polliniques ponctuelles, dans lesquelles l'augmentation légère du nombre de pollens de graminées pour les périodes les plus récentes a été interprétée comme le signe d'une très légère aridification du climat, sur formations Bateke (Elenga et Vincens, *in* RL-DS), ou sur le littoral (Malounguila-Nganga *et al.*, *in* RL-DS). Dans cette dernière zone d'autres travaux, tout aussi ponctuels (Elenga, en cours), montrent au contraire une baisse des pollens de graminées pour les derniers siècles. Selon Maley (*in* RL-DS), le dynamisme actuel de la forêt pourrait résulter de cycles climatiques courts, d'une durée séculaire.

5.2. Zones refuges, végétations reliques

Des observations faites au Ghana et au Cameroun ont conduit Maley (1987, et à paraître) à préciser la notion de zone refuge. Au Ghana (lac Botsumbi), la forêt a complètement disparu pendant la dernière grande période aride (Maley et Livingstone, 1983). Au Cameroun (lac Barombi-Mbo), elle s'est maintenue, malgré une progression certaine des savanes. Ce dernier secteur a donc constitué un refuge pour la végétation forestière.

Cette notion de zone refuge n'est pas nouvelle. Aubréville (1949, 1962) avait déjà présenté un premier schéma des refuges possibles, et insisté sur l'importance du secteur camerouno-gabonais, dont la richesse en espèces est très élevée. Richards (1963) a remarqué que la forêt des environs du lac Barombi-Mbo présentait une diversité spécifique qui ne pouvait s'expliquer que par le fait que cette forêt avait été un refuge. Des conclusions identiques ont été formulées, toujours au Cameroun, mais à proximité de la frontière avec le Nigeria, par Gartlan (1986), Gartlan *et al.* (1986), Thomas (1986) sur la base d'observations floristiques et zoologiques. Berthaut (1986) s'appuie sur la diversité et les parentés génétiques des espèces de caféiers sauvages pour estimer qu'il y a 18 000 ans ceux-ci ne subsistaient que dans quelques secteurs refuges, notamment le secteur côtier camerouno-gabonais. Maley (1987) a présenté une première carte des refuges de forêts denses humides de plaine entre 20 000 et 15 000 BP (fig. 5). Une grande zone refuge se trouve à la frontière entre la Guinée et le Libéria, et déborde sur la Côte d'Ivoire. Un deuxième refuge part de la frontière du Nigeria et occupe tout l'Ouest-Cameroun de part et d'autre de la Sanaga. Un troisième correspond aux Monts de Cristal, à cheval sur le Gabon et la Guinée équatoriale. Un quatrième correspond, au Gabon, aux zones les plus élevées du Massif du Chaillu. Un dernier refuge, enfin, est constitué à l'Est du Zaïre par la dorsale du Kivu.

D'autres zones refuges ont dû exister. L'étude des primates de la Cuvette centrale du Zaïre semble indiquer qu'un refuge aurait existé le long de certaines portions des grands fleuves de cette Cuvette (Colyn, 1987). La poursuite de la podzolisation jusque vers 20 000 BP dans cette même région (Preuss, *in* RL-DS) constitue un indice qui va dans le même sens, de même que la découverte de restes végétaux datés de 20 000 BP et rapportés à des espèces de forêts denses (Dechamps *et al.*, 1988b). La zone refuge signalée par Maley

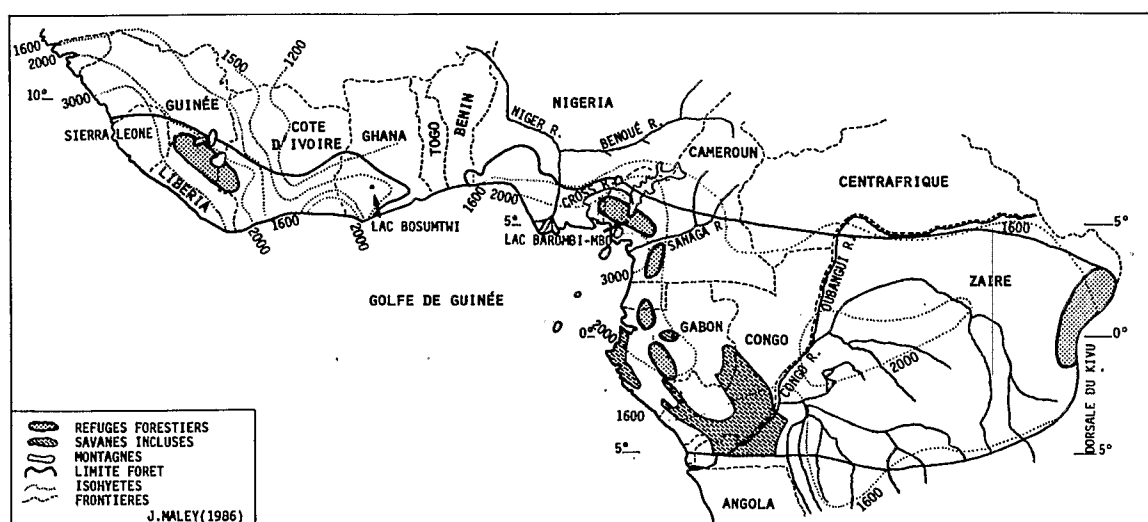


Fig. 5. — La répartition des refuges de forêts denses humides entre 20 000 et 15 000 BP, et la localisation actuelle des savannes (d'après Maley, 1987 et in RL-DS).

Fig. 5. — Distribution of the rain forest refugia between 20 000 and 15 000 BP, and present distribution of savannas (from: Maley, 1987, and in RL-DS).

(1987) pourrait également avoir été plus vaste que celle indiquée sur la figure 5. L'absence de stone-lines dans les sols de la plus grande partie de ce Massif du Chaillu pourrait s'expliquer par l'existence d'un couvert végétal dense, frein efficace à l'érosion. L'absence quasi-totale d'industrie préhistorique dans cette zone pourrait également être une conséquence de ce fait. Enfin, il est vraisemblable que des forêts-galeries plus ou moins importantes ont subsisté au moins le long des cours d'eau principaux, même pendant les périodes les plus sèches.

C'est à partir de ces zones refuges que la forêt dense a reconquis l'espace dès que les conditions climatiques le lui ont permis.

Pour l'Holocène, cette reconquête n'a pas été totale. Dans le Niari et le pays Bateke, l'avancée de la forêt a été ralentie par des facteurs édaphiques (sables Bateke), ou par des facteurs climatiques (effet de foehn du Mayombe aboutissant aux basses précipitations du Niari). Ailleurs de nombreuses savanes incluses dans les massifs forestiers du Mayombe, du Chaillu, du Haut-Ogooué, ou encore de la Cuvette congolaise sont des reliques paléoclimatiques (Foresta, in RL-DS; Schwartz *et al.*, in RL-DS). Il s'agit soit de reliques des savanes léopoldvilliennes (30 000-12 000 BP) que l'avancée de la forêt n'a pas réussi à effacer pour des raisons à élucider, soit de

savanes de création plus récentes, consécutives à l'assèchement climatique d'il y a 4 000/3 000 ans. Divers travaux en cours (Elenga; Schwartz *et al.*) permettent d'envisager que la seconde hypothèse est plus vraisemblable.

D'autres végétations reliques témoignent également des climats passés: la découverte dans le Chaillu, à 600-700 m d'altitude, d'une forêt à *Podocarpus*, essence que l'on trouva habituellement à plus de 1 500 m, témoigne de l'extension passée à plus basse altitude de biotopes montagnards (Maley *et al.*, in RL-DS). Cette station est pour l'heure la seule station de basse altitude connue de *Podocarpus*. Les stations d'altitude les plus proches sont, à plus de 1 000 km de distance, celles de la dorsale camerounaise et des montagnes de l'Afrique de l'Est. *Podocarpus* a pu se maintenir dans le Chaillu en raison de la nébulosité importante qui y règne, et dont l'effet est d'abaisser la température.

5.3. Dynamique de la végétation et influence anthropique

La genèse des savanes incluses a fait l'objet de nombreuses discussions résumées par Boulvert (in RL-DS), Foresta (in RL-DS) et Maley (in RLDS). Tour à tour se sont affrontés partisans d'une origine anthropique de cette végétation et tenants d'une

origine paléoclimatique, certains chercheurs, comme Aubréville ayant même penché alternativement pour chacune de ces hypothèses.

Depuis les années 1960, un consensus s'est cependant établi parmi les botanistes en faveur d'une origine paléoclimatique des savanes. Les éléments du cycle sylvigénétique sont en effet mieux connus : après un abattis, on n'assiste pas à un envahissement des espaces dégagés par de la savane, mais par une brousse arbustive et des essences arborées héliophiles, auxquelles succède une forêt secondaire, qui s'enrichit au fur et à mesure en essences d'ombre pour se transformer en forêt primaire, si un nouveau défrichement ne vient pas contrarier ce cycle.

Certains chercheurs considèrent cependant que l'action humaine peut être déterminante dans certains cas. Au Ghana, Goucher (1981) explique la présence de savanes par les prélèvements de bois opérés par des générations de métallurgistes, sans que cette hypothèse soit cependant fondée sur une démonstration. A l'inverse, Van Grunderbeek *et al.* (1983) ont montré, sur la base de datations ^{14}C et d'analyses palynologiques, que l'arrivée des métallurgistes avait, au Rwanda, suivi l'installation de savanes. De même, au Congo, l'arrivée de populations néolithiques vers 2 800 BP (Denbow *et al.*, 1988) a suivi de peu l'extension des savanes littorales (Schwartz *et al.*, in RL-DS). Dans ce même pays, Pinçon (in RL-DS) a montré que la productivité annuelle des rares forêts des plateaux Bateke avait suffi à alimenter en bois une activité métallurgique qui s'étend sur 15 siècles. Quant aux savanes intramayombiennes, des études pédologiques, géochimiques, radiochronologiques et botaniques ont montré qu'elles étaient anciennes (plus de 1 500 ans) et actuellement en voie de comblement (Foresta, in RL-DS; Schwartz *et al.*, in RL-DS), contrairement à l'opinion émise par Vennetier (1968), qui estimait qu'elles étaient de création anthropique récente.

Dans certains rares cas, l'homme a cependant contribué à faire régresser de façon significative la forêt. Ainsi au Rwanda et au Burundi (Van Grunderbeek *et al.*, 1983; Bonnefille, 1987), ou encore au Cameroun (Warnier, 1984 et in RL-DS; Tamura, in RL-DS). Mais il s'agit là d'évolutions très récentes, liées à des densités importantes de populations qui exercent une forte pression agricole sur les terres. Au Burundi, la densité de la population était en 1983 de 160 hab./km², au Rwanda de 215. A la même date elle est de 100 en France, de 7 au Congo (4 en dehors de Brazzaville et Pointe Noire), et 2,5 au Gabon (1,5 si on ne compte pas Libreville). Il est évident que dans le premier cas

le besoin en terre se traduit par des déforestations massives, tandis que dans le second cas l'homme aura plutôt tendance à se concentrer dans les zones ouvertes : au Congo, la plus forte densité de population rurale se trouve dans les zones savaniques du Niari.

D'une manière plus générale, l'influence de l'homme se traduit surtout par la secondarisation d'une frange forestière, celle située le long des axes de communication, et par les brûlis. Ceux-ci ont deux influences considérables : ils appauvrissent la flore des savanes, où ne subsistent que des espèces pyrotolérantes, graminées et quelques arbustes ; ils stabilisent les contacts forêts-savanes. Ces influences anthropiques ont dû s'exercer très tôt, au moins dès l'arrivée des locuteurs bantu. Ainsi s'explique sans doute la survivance des savanes sous climax indubitablement forestier. Ces savanes constituent des paraclimax typiques (Koechlin, 1961).

On a vu précédemment qu'à la faveur de la légère aridification connue vers 4 000-3 000 BP, l'expansion de la forêt s'est ralentie, et que la savane a même regagné du terrain localement. Les hommes semblent en avoir profité pour conquérir de nouveaux espaces. Au Rwanda, c'est à cette époque que s'installent les métallurgistes (Van Grunderbeek *et al.*, 1983). Au Gabon et au Congo, des recherches récentes mettent en évidence un nouvel axe de migration bantu le long des savanes littorales (Clist, in RL-DS). De la céramique est connue au Congo, dans la région de Pointe Noire vers 2 800 BP (Denbow *et al.*, 1988), juste après la régression forestière de 3 000 BP (Dechamps *et al.*, 1988a; Schwartz *et al.*, in RL-DS). De la métallurgie est connue à Les Saras (Congo), en plein Mayombe forestier, vers 2 100 BP, dans un paysage végétal plus ouvert comme le prouvent entre autres la présence de charbons de bois de savane (Schwartz *et al.*, à paraître). Le schéma des migrations bantu proposé par Phillipson (1980) devra sans doute être précisé. Il est certain que les savanes, zones où de vastes espaces se dégagent à la vue grâce aux brûlis, constituent des axes de circulation privilégiés, au même titre que les cours d'eau, point souligné par Maret (1980).

6. LES DONNÉES PALÉOZOOLOGIQUES

6.1. Généralités

La quasi totalité des faunes récoltées dans cette partie de l'Afrique provient de niveaux archéologiques. La plus grande partie a été analysée par

Van Neer (*in* RL-DS). Quelques collections sont encore à l'étude: Cachama en Angola, Oveng au Gabon; seul, semble-t-il, le site de Bitorri au Congo n'a pas encore été étudié.

Il est nécessaire aussi de rappeler que les conditions de conservation sont très mauvaises dans les sols d'Afrique centrale, ce qui explique que la majorité des séries provient de grottes ou d'abris; seuls les sites de plein air récents (Âge du Fer ancien et récent) ont conservé des ensembles fauniques.

6.2. Paléoécologie

La majorité des ensembles fauniques concerne l'Holocène; seuls trois sites témoignent du fini-Pléistocène: Ishango et Matupi au Zaïre, Ntadi Yomba au Congo.

A Ntadi Yomba, la présence de deux dents jugales de *Diceros bicornis* (Van Neer et Lanfranchi, 1985, 1986) circa 7 000 BP laisse supposer une plus vaste répartition de cette espèce actuellement cantonnée aux savanes septentrionales. Cette répartition n'a pu se produire que grâce à l'existence de couloirs reliant les savanes intraforestières du Niari aux savanes septentrionales pendant les périodes les plus xériques, en l'occurrence le Léopoldvillien (30 000-12 000 BP), période pendant laquelle la forêt a considérablement régressé.

La grotte de Matupi, aujourd'hui en forêt équatoriale, est située à 70 km à l'Ouest du lac Mobutu. On y relève entre 22 000 et 12/13 000 BP la présence de taxons typiques d'habitats ouverts: *Ourebia ourebi*, *Hippotragus* sp., *Kobus kob*, *Redunca redunca*, *Phaeocochoerus aethiopicus*, *Rucavio* sp.

A Ishango, le niveau "N.F. PR" (Heinzelin, 1957), d'âge fini-Pléistocène a produit une majorité d'espèces de savane: *Damaliscus lanatus*, *Taurotragus* sp., *Redunca redunca*, *Pedorovis antiquus* notamment.

Ces trois sites confirment donc la présence de milieux fortement savanisés circa 18 000 BP, certaines espèces piégées par la reprise forestière holocène ayant par la suite une répartition relique. Cela a été le cas du Rhinocéros noir dans le Niari, c'est encore le cas aujourd'hui du lion et du naja cracheur que l'on rencontre dans les savanes Bateke. C'est également le cas de *Dendropicos goertae centralis* et de *Crinifer piscator*, deux espèces d'oiseaux de savane qui vivent actuellement en pleine forêt sur la rive droite de l'Oubangui et du Congo.

Tous les autres sites, ainsi que les trois précédents, ont fourni des faunes holocènes. Il s'agit

au Cameroun de Shum Laka et Abeke (Maret *et al.*, 1987), Mbi (Asombang, 1986); au Congo de Ntadi Yomba (Van Neer et Lanfranchi, 1985, 1986); au Zaïre, de Kakontwe (Cooke, 1975), Matupi, Ishango, Ngovo, Dimba (Maret, 1986; Van Neer, 1978, 1986), Mashita Mbanza, Nkile (Eggert, 1983, 1984, 1987), Kiantapo (Van Neer, 1981); au Rwanda de Muganza I (Van Neer, 1981), Akameru, Cyinkomane (Gautier, 1983a), Ryamurari (Gautier, 1983b; Tshilema Tshilaka, 1983); au Burundi, de Ruzizi (De Meulemeester et Waleffe, 1973); en Angola, de Kamabanga I, Kitala (Maret, 1985), Benfica (Dos Santos Junior et Ervedosa, 1970), Cochama I et II (Lanfranchi et Clist, 1987; Van Neer, en cours); toujours en Angola, à Morinolo, le niveau marin de circa + 100/120 m a fourni récemment quelques éléments de faune (vertèbres, défenses) inédits (prospection Maret, Lanfranchi, Clist, Ramos); au Gabon, enfin, un seul site a fourni pour l'heure de la faune (Clist, 1987; Van Neer, en cours).

Ces gisements montrent à partir de 12 000 BP, l'existence de faunes forestières qui ont perduré assez tard. Au Cameroun, à Shum Laka, la faune est encore forestière jusque vers le 11^e siècle AD; au Zaïre, Ngovo et Dimba indiquent vers 20 000 BP un milieu plus boisé qu'aujourd'hui; de même, les sites d'Akameru et Cyinkomane livrent entre le 9^e et le 11^e siècles AD des espèces de milieu plus boisé. La dégradation de la forêt apparaît donc relativement récente d'après la faune.

6.3. Paléoéconomie

Les données faunistiques nous donnent une idée de l'alimentation carnée des populations LSA, Néolithique et Âge du Fer.

Durant le LSA, la chasse est la principale source d'alimentation en viande. Les espèces de petite taille sont plus volontiers chassées: cercopithèques, céphalophes (Ntadi Yomba); mais on chasse également des espèces de plus grande taille comme le buffle, l'hylochère (Shum Laka), ainsi que le gorille (Shum Laka), le rhinocéros, l'éléphant (Ntadi Yomba); les rongeurs et les oiseaux le sont plus rarement. La collecte est mal connue, si ce n'est celle des gastéropodes, et plus particulièrement les grandes espèces comme les achatines. Les indices de pêche sont peu nombreux: à Ntadi Yomba, des Claridae et Percormorphes, à Ngovo des Claridae, à Ishango *Barbus*, *Clarias*, *Synodontis*, *Tilapia*, *Lates* cfr. *niloticus*. Sur le littoral, des populations LSA conchyliophages sont connues au Congo, en Angola et sans doute au Gabon.

L'arrivée des populations bantu ne fait pas disparaître la chasse et la pêche, qui continuent à fournir une bonne part de l'alimentation carnée. Sur le littoral, outre les coquillages, les amas de cuisine ont aussi conservé des restes d'Ichtyofaune, ainsi à Oveng au Gabon et à Cachama en Angola; l'étude actuellement en cours permettra de savoir quels types de poissons étaient pêchés, et donc les types de pêche.

Les données sur les animaux domestiques sont plus fragmentaires: le chien est connu à Nkile au 19^e siècle; la poule à Sanga dans une tombe du Kisalien classique, à Akamene et Cyukomane (9^e-12^e siècle), à Kiantapo (18^e-20^e siècle), à Nkile (19^e); le porc à Nkile (19^e); les oviscaprins à Sanga (10^e-13/14^e), Akameru et Cyinkomane (9^e-12^e), Moshita Mbenga (17^e) et à Nkile (19^e); enfin, les bovins à Kamabanga (9^e), Akameru et Cyinkomane (9^e-12^e), Kitala (13^e), Ryamurani (17^e-20^e), Ruzizi (17^e-19^e). Ces données ne permettent pas de reconstituer l'introduction et la propagation des animaux domestiques en Afrique centrale. Pour l'heure, aucun site néolithique n'a fourni de bétail (Ngovo, Dimba, Shum Laka, Abeke, Mbi), ce qui tendrait à prouver que les premiers céramistes bantu n'avaient pas d'animaux domestiques. On sait qu'en Afrique de l'Est, grand et petit bétail existent depuis 4 200 BP, qu'au premier millénaire avant notre ère il y en a au Malawi, en Zambie, au Zimbabwe et en Namibie, qu'à Kintampo en Afrique de l'Ouest il y en a dès 3 600-3 200 BP. En Afrique centrale, l'absence de sites du 1^{er} millénaire ne permet pas d'appréhender les voies d'introduction.

7. LES DONNÉES ARCHÉOLOGIQUES

7.1. Généralités

Les plus vieilles industries proviennent de la périphérie de la zone concernée. Du pré-Acheuléen a été signalé en RCA dans des alluvions diamantifères (Bayle des Hermens, 1975), dans le sud du Zaïre (Mortelmans, 1952; Anciaux de Faveaux, 1955), en Angola (Clark, 1966); il en est de même de l'Acheuléen, signalé en RCA (Bayle des Hermens, 1975), toujours dans des alluvions, en Angola à Baïa Farta (Clark, 1966), au Zaïre à la Kamoia (Cahen, 1975); quelques pièces des niveaux inférieurs de la Pointe de Gombe à Kinshasa seraient les seuls indices véritablement au cœur de la zone (Cahen, 1978). Pour l'instant, aucune industrie du Paléolithique

inférieur (OSA) n'a été découverte en Afrique centrale atlantique; ceci est sans doute à mettre en relation avec un couvert forestier très dense durant la majeure partie du Pléistocène ancien et moyen (Mortelmans, 1962).

7.2. Les industries MSA

Les plus anciennes industries se rattachent au Paléolithique moyen (MSA), désigné ici par le terme de Sangoen. Il ne convient pas d'ouvrir une discussion sur la terminologie des industries en Afrique centrale (voir à ce sujet Clark, 1972; Cahen, 1978; Lanfranchi-Salvi, 1984; Lanfranchi, à paraître); elles formeraient une sorte de continuum [industries post-acheuléennes de Cahen (1978)] jusqu'à l'arrivée des locuteurs bantu. Le Sangoen se rencontre à la base des cailloutis de la terrasse de + 20 m du Stanley Pool (Colette, 1935; Van Moorsel, 1968; Cahen, 1976), dans les alluvions en RCA (Bayle des Hermens, 1975) et dans les stone-lines des sols ferrallitiques remaniés (voir § 5), surtout au Gabon (Peyrot et Oslisly, 1986; Locko, *in* RL-DS), au Congo (Lanfranchi, 1979, à paraître; Lanfranchi et Schwartz, *in* RL-DS), au Zaïre (Stoops, 1967). Clark (1966) le signale dans les graviers diamantifères de la Luna en Angola. Cette industrie, jamais en stratigraphie si on excepte le site de Mokeko au Congo (Lanfranchi et Schwartz, *in* RL-DS; Lanfranchi, à paraître), est un assemblage d'outils massifs, lourds, d'où émergent les pics. Elle est contemporaine du Maluekien (70 000 ? - 40 000 BP) et peut-être également du début du Njilien.

Le Lupembien, qui lui succède, se rencontre dans toute la zone, disséminé dans les horizons de sols qui recouvrent les stone-lines. Il est caractérisé par un armement souvent de grande qualité, comprenant des poignards et de nombreuses armatures de lances et de sagaie; l'outillage comporte de nombreuses pièces bifaciales, des core-axes, des pics, de grandes lames. Peu de datations sont attribuables au Lupembien, qui s'est développé durant le Léopoldvillien.

7.3. Les industries LSA

Avec l'Holocène apparaît le Tshitolien (LSA), qui occupe toute la région avec peut-être des variantes locales au niveau du littoral (Ramos, *in* RL-DS). D'une manière générale, on assiste à une diminution des dimensions des pièces, à l'apparition du microlithisme, des armatures de flèches. Quelques fouilles de sites en stratigra-

Tabl. 1. — Tableau récapitulatif de la chronologie du Quaternaire supérieur en Afrique centrale occidentale. N. B. : des dénominations comme "Njilien", "Tshitolién" n'ont en principe qu'une valeur très régionale, locale. Il est abusif de les employer à l'échelle de l'Afrique centrale. Mais des termes plus généraux manquent.

Table 1. — *Recapitulative table of the Upper Quaternary chronology in West Central Africa. N.B. Denominations as "Njilian", "Tshitolién" have in principle only local acceptance. General terms for West Central Africa are still lacking.*

phie (Bayle des Hermens et Lanfranchi, 1978; Emphoux, 1970) ont permis de mieux connaître cette industrie et le mode de vie de ces hommes, qui ont développé leur civilisation de chasseurs-collecteurs durant tout le Kibangien et assisteront à l'arrivée des locuteurs bantu.

7.4. Néolithique et Âge du Fer

Les Bantu sont considérés comme originaires des Grassfields, au NW du Cameroun. Le polissage y apparaît dès 7 000 BP à Shum Laka (Maret *et al.* 1987). La céramique apparaît après 6 000 BP dans le même site. L'extension de ce Néolithique (Clist, *in* RL-DS), se serait fait, semble-t-il, en direction du sud au travers des savanes, puis le long du littoral. Les haches polies y étaient connues depuis longtemps, mais toujours hors contexte. Depuis peu, une recrudescence de la recherche permet d'y voir plus clair. La céramique est présente au Gabon depuis au moins c. 3 400 BP (Clist, 1987); les sites néolithiques fouillés sont plus nombreux après cette date: Obobogo au Cameroun, c. 2 650 BP (Maret, 1985); au Gabon, Okala, Kango, Lopé, Njolé, Mbilope c. 2 450-2 200 BP (Clist, 1988); au Congo Tchissango c. 2 800 BP (Denbow *et al.*, 1988); au Zaïre, Ngovo et Dimba c. 2 100 BP (Maret, 1986). En RCA, les mégalithes de Bouar (Vidal, 1969) doivent également se rattacher au Néolithique, et les haches polies y datent de c. 2 650 BP (David, 1982); plus au sud, le gisement de Batalimo, qui a fourni de la céramique, de nombreuses hachettes dont une polie, est plus tardif et daté du 4^e siècle AD (Bayle des Hermens, 1975).

L'apparition de la métallurgie du fer est plus ancienne que ce que l'on croyait, et de nombreux sites de l'Âge du Fer ancien datent d'avant notre ère: au Cameroun, Obobogo c. 2 300-2 100 BP, Ndindan c. 1930 BP (Maret, 1985); au Gabon, près d'Oyem, c. 2 200 BP (Clist, 1987), dans les savanes de l'Okanda c. 2 600-2 400 BP, dans celles de la Lopé c. 2 130 BP, à Makokou c. 2 150 BP (Peyrot et Oslisly, 1987), et enfin dans

le Haut Ogooué, une série de datations à Mouila et Moanda c. 2 350-2 200 BP (Digombe *et al.*, 1985, 1987). Plus au Sud, l'apparition de la métallurgie semble plus récente: au Congo, fin du 2^e siècle - début du 3^e siècle de notre ère sur les plateaux Bateke (Pincon, *in* RL-DS), et peut-être aussi à Pointe Noire (Denbow *et al.*, 1988). Une date c. 2 110 BP vient cependant d'être obtenue très récemment sur un site du Mayombe (Schwartz *et al.*, 1990); au Zaïre, des dates du début de notre ère proviennent de Kinshasa (Cahen, 1981) et de divers autres sites (Maret, *in* RL-DS). Rapidement donc, toute la zone atlantique va connaître la métallurgie. Plus à l'est, au Rwanda et au Burundi, la métallurgie du fer est connue avec certitude entre le 9^e et le 5^e siècle BC, peut-être même avant (Van Grunderbeek *et al.*, 1983). Par la suite, la métallurgie occupera rapidement toute l'Afrique centrale et l'extrême sud du Zaïre est atteint vers le 4^e siècle AD (Maret, 1985).

8. CONCLUSIONS

La connaissance des Hommes préhistoriques et de leur cadre de vie en Afrique centrale atlantique est moins bonne que, par exemple, en Afrique de l'Est ou de l'Ouest. Les raisons en sont multiples. Elles tiennent pour grande partie au milieu, qui n'est pas d'un abord facile. Cette région est en grande partie recouverte d'un épais manteau forestier, qui ne dégage pas de vastes espaces à l'observation. Les sols y constituent une épaisse couverture qui cache les vestiges qui s'y sont conservés: industries pré- ou protohistoriques, dépôts de terrasses, ne sont révélés qu'occasionnellement par les coupes qui jalonnent des réseaux routiers et ferroviaires peu denses. De plus, les ossements ne s'y conservent pas en raison de l'intensité des flux énergétiques et de l'acidité qui y règnent. Les sites favorables à des études palynologiques sont rares, etc. Elles résultent également pour partie d'une dynamique scientifique: Les problèmes de désertification en Afrique de l'Ouest, la recherche de nos

CHRONOLOGIE	CONTEXTE CLIMATIQUE	CONTEXTE EUSTATIQUE	CONTEXTE ARCHÉOLOGIQUE	
0	Actuel			
2 000/2 500	Kibangien B (plus sec)		Âge du fer	
3 000/4 000	Kibangien A (humide)	Nouakchottien (transgression)	Néolithique	
12 000			Tshitolién	
	Leopoldvillien (sec à subaride)	Ogolien (régression)	Lupembien	late stone age (LSA)
30 000	Njilien (humide)	Inchirien (transgression)	?	
40 000	Maluekien (sec)	Pré-inchirien (régression)	Sangoen	middle stone age (MSA)
70 000 ?	Pré-maluekien ?	Aioujien ?	Acheuleen ?	old stone age (OSA)

origines en Afrique de l'Est ont constitué de puissants et passionnants aiguillons qui ont peut-être fait défaut ici.

Il ne faut cependant pas en conclure que la zone est dépourvue d'intérêt, ou que la recherche y a été inexistante, au contraire. L'Afrique centrale atlantique possède son originalité: c'est, à peu de choses près, le domaine de la grande forêt équatoriale – mais aussi de vastes zones de savanes –, c'est la région d'Afrique la plus arrosée, celle qui apporte le plus d'eau aux océans – mais pas le plus de sédiment. S'y pose, parfois avec acuité, le problème du devenir de la forêt. A l'originalité de l'écosystème, fait écho celle du peuplement humain: plus récent sans doute qu'ailleurs, opposition souvent relevée entre peuples de forêt et ceux de savane, berceau des civilisations bantu, en sont les points majeurs.

On peut distinguer trois stades dans les recherches quaternaristes qui ont été effectuées en Afrique centrale atlantique jusqu'à nos jours: une phase pionnière d'exploration, d'inventaire, qui s'étend du début du siècle jusqu'aux années

1950-55; une deuxième phase d'interprétation, fondée sur des approches stratigraphiques allait permettre de tracer les grands cadres chronologiques et paléogéographiques du Quaternaire récent. On ne peut passer sous silence ici le rôle essentiel de chercheurs comme J. De Ploey, G. Mortelmans et H. Van Moorsel, ou de leur grands anciens L. Cahen, J. Lepersonne et J. de Heinzelin de Braucourt, dont les travaux effectués au Zaïre constituent la base de l'édifice. A partir des années 1965, l'utilisation systématique du ^{14}C , l'extension des prospections archéologiques, la généralisation de techniques comme la palynologie, l'apparition des recherches océanographiques, allaient provoquer une explosion des recherches, et permettre de compléter ou corriger les résultats antérieurs.

Il résulte de tous ces travaux un cadre chronologique dont les grandes lignes sont maintenant bien connues (tab. 1), et dont les principaux événements ont été commentés tout au long du texte. Des travaux en cours au Cameroun, au Congo et au Gabon devraient permettre d'affiner ce sché-

ma, notamment dans les domaines de la paléobotanique, de la pédologie et de l'archéologie.

A moyen terme, différentes perspectives se dessinent, et des priorités se dégagent. Les recherches devront intégrer l'aspect dynamique, évolutif des phénomènes, faire la part des évolutions locales ou régionales, intégrer l'ensemble des phénomènes qui se sont passés en Afrique centrale à l'échelle du continent ou du globe. Parmi les grands axes de recherches, une meilleure modélisation de la sédimentation marine, passant par l'étude dynamique et des bilans quantitatifs des phénomènes actuels; la confrontation entre processus d'érosion sur le continent et apports terrigènes en mer; l'étude de l'exorisme du fleuve Congo; une meilleure connaissance de la dynamique des formations superficielles, et plus particulièrement des processus géochimiques en liaison avec les variations paléoclimatiques; une meilleure compréhension de la dynamique du couvert végétal en relation avec les variantes locales des paléoclimats; la compréhension des divergences d'évolution paléoclimatique entre l'Afrique centrale et l'Afrique de l'Est; la recherche de gisements préhistoriques stratigraphiquement bien en place, en grottes, seuls endroits où l'on puisse espérer trouver des ossements animaux et humains anciens; l'étude des flux migratoires des périodes récentes, Néolithique et Âge du Fer en relation avec la dynamique du couvert végétal; la recherche, enfin, d'une meilleure compréhension de l'influence humaine sur les modifications du paysage. La plupart de ces travaux sont déjà en cours, dans l'esprit qui caractérise les recherches quaternaristes actuelles: il ne s'agit plus seulement, par curiosité intellectuelle, de comprendre le passé, mais surtout de tirer, à partir de l'étude précise de la dynamique des événements, des leçons pour cerner l'évolution future de notre planète bleue.

9. REMERCIEMENTS

Nous remercions chaleureusement Madame Ann Bassett pour son aide lors de la mise au point des textes en anglais.

10. BIBLIOGRAPHIE

10.1. **Références tirées de l'ouvrage "Paysages quaternaires de l'Afrique centrale atlantique".** R. Lanfranchi et D. Schwartz (eds) ORSTOM, Paris, 1990, 535 p.

1. BOULVERT Y.: Avancée ou recul de la forêt centrafricaine. Changements climatiques, influence de l'Homme et notamment des feux, pp. 353-366.
2. BRICQUET J.P.: Régimes et bilans hydrologiques de l'Afrique centrale. Les apports à l'océan, du golfe du Biafra à la Pointe de Dande, pp. 42-51.
3. CARATINI C. et GIRESE P.: Approche palynologique des environnements continentaux et marins du Congo à la fin du Quaternaire, pp. 221-223.
4. CLIST B.: Des derniers chasseurs aux premiers métallurgistes: sédentarisation et débuts de la métallurgie du fer (Cameroun, Gabon, Guinée équatoriale), pp. 458-478.
5. ELENGA H. et VINCENS A.: Paléoenvironnements quaternaires récents des plateaux Bateke (Congo): étude palynologique des dépôts de la dépression du Bois de Bilanko, pp. 271-282.
6. EMBRECHTS J. et DAPPER M. de: Morphologie, genèse et sédimentologie des pédiments de versant de la région du Mont-Fébé (Cameroun méridional), pp. 138-154.
7. FORESTA H. de: Origine et évolution des savanes intramayombiennes (R.P. du Congo). II. Apports de la botanique forestière, pp. 326-335.
8. GIRESE P.: Esquisse géologique de l'Afrique centrale occidentale, pp. 15-19.
9. GIRESE P. et KOUYOUMONTZAKIS G.: Témoins quaternaires du littoral du Congo et du sud du Gabon, pp. 106-109.
10. GIRESE P., MALOUNGUILA-NGANGA D. et MOGUEDET G.: La succession des paléoenvironnements quaternaires des plateformes continentales du sud du Gabon, du Congo, du Cabinda et du Zaïre (Pléistocène supérieur et Holocène), pp. 71-77.
11. JANSEN J.H.F.: Glacial-interglacial oceanography of the southeastern Atlantic ocean and the paleoclimate of west central Africa, pp. 110-123.
12. KOUYOUMONTZAKIS G.: Les associations de foraminifères benthiques du plateau continental congolais. Quaternaire supérieur et actuel, pp. 78-88.
13. KUETE M.: Les paléofformes quaternaires du sud Cameroun forestier, pp. 161-166.
14. LANFRANCHI R.: Les industries préhistoriques en R.P. du Congo et leur contexte paléogéographique, pp. 406-423.
15. LANFRANCHI R. et SCHWARTZ D.: Évolution des paysages de la Sangha (R.P. du Congo) au Pléistocène supérieur. Bilan des observations archéologiques, géomorphologiques, pédologiques et paléobiologiques, pp. 248-259.
16. LEBIGRE J.M., PEYROT S., CARATINI C. et DELIBRIAS G.: Mise en évidence d'une paléo-man-

- grove du Pléistocène supérieur à Libreville (Gabon), pp. 100-105.
17. LOCKO M.: Les industries préhistoriques du Gabon (Middle Stone Age et Late Stone Age), pp. 393-405.
 18. MALEY J.: L'histoire récente de la forêt dense humide africaine: essai sur le dynamisme de quelques formations forestières, pp. 367-382.
 19. MALEY J.: Conclusions de la quatrième partie. Synthèse sur le domaine forestier africain au Quaternaire récent, pp. 383-389.
 20. MALEY J., CABALLE G. et SITA P.: Étude d'un peuplement résiduel à basse altitude de *Podocarpus latifolius* sur le flanc congolais du Massif du Chaillu. Implications paléoclimatiques et biogéographiques. Étude de la pluie pollinique actuelle, pp. 336-352.
 21. MALEY J., GIRESE P., BRENNAC P., THOUVENY N., KELTS K., LIVINGSTONE D.A., KLING G., STAGER C., HAAG M., FOURNIER M., BANDET Y., WILLIAMSON D. et ZOGNING A.: Paléoenvironnements de l'Ouest-Cameroun au Quaternaire récent: résultats préliminaires, pp. 228-247.
 22. MALOUNGUILA-NGANGA D., NGUIE J. et GIRESE P.: Les paléoenvironnements quaternaires du colmatage de l'estuaire du Kouilou (Congo), pp. 89-97.
 23. MARET P. de: Le "Néolithique" et l'Âge du Fer ancien dans le sud-ouest de l'Afrique centrale, pp. 447-457.
 24. MARTIN D. et VOLKOFF B.: Signification paléoclimatique des cuirasses et des nappes de nodules ferrugineux dans les sols d'Afrique centrale (rive droite du Zaïre), pp. 129-135.
 25. MPOUNZA M. et SAMBA-KIMBATA M.J.: Aperçu sur le climat de l'Afrique centrale occidentale, pp. 31-41.
 26. NAMUR C. de: Aperçu sur la végétation de l'Afrique centrale atlantique, pp. 60-67.
 27. PETIT M.: Les grands traits morphologiques de l'Afrique centrale atlantique, pp. 20-30.
 28. PINCON B.: La métallurgie du fer sur les plateaux Teke (Congo). Quelle influence sur l'évolution des paysages au cours des deux derniers millénaires?, pp. 479-492.
 29. PREUSS J.: L'évolution des paysages du bassin intérieur du Zaïre pendant les quarante derniers millénaires, pp. 260-270.
 30. RAMOS M.: Occupation humaine préhistorique de la province du Cabinda (Angola), pp. 424-430.
 31. SCHWARTZ D.: La couverture pédologique de l'Afrique centrale atlantique, pp. 52-59.
 32. SCHWARTZ D.: Les podzols de "lousseke": une pédogenèse quaternaire sur sables Bateke, pp. 183-185.
 33. SCHWARTZ D., GUILLET B. et DECHAMPS R.: Étude de deux flores forestières mi-holocène (6 000-3 000 BP) et subactuelle (500 BP) conservées *in situ* sur le littoral ponténégrin (Congo), pp. 283-297.
 34. SCHWARTZ D. et LANFRANCHI R.: Les remaniements de sols sur sables Bateke dans la région de Brazzaville (Congo). Une mise au point, pp. 167-182.
 35. SCHWARTZ D., LANFRANCHI R. et MARIOTTI A.: Origine et évolution des savanes intramayombiennes (R.P. du Congo). I. Apports de la pédologie et de la biogéochimie isotopique (^{13}C , ^{14}C), pp. 314-325.
 36. STOOPS G.: The stone-line as a key to former surface processes. An example from the lower Zaïre, pp. 136-137.
 37. TAMURA T.: Late quaternary landscape evolution in the West Cameroon Highlands and the Adamaoua plateau, pp. 298-313.
 38. VAN NEER W.: Les faunes de vertébrés quaternaires en Afrique centrale, pp. 195-220.
 39. WARNIER J.P.: Peuplements et paysages des Grassfields du Cameroun, pp. 502-503.
- ### 10.2. Autres références
40. AB'SAKER A.N. (1962): Revisao dos conhecimentos sobre o horizonte subsuperficial de cascalhos inhumados do Brazil oriental. *Bol. Univ. Parana, Géol. Gegr. fis.*, n° 2.
 41. ANCIAUX de FAVEAUX A. (1957): Les brèches ossifères de Kakontwe, Proceedings of the Third Pan-African Congress on Prehistory, 1955, pp. 98-101.
 42. ASOMBANG R. (1986): Mbi crater rochshelter; evidence from mammalian fauna. Communication au Colloque sur l'Archéologie au Cameroun, Yaoundé, ronéotypé, 18 p.
 43. ASSELBERGHS E. (1919): Observations géologiques dans le bassin du Kwango. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, Publ. rel. Congo belge, 42, pp. 81-109.
 44. AUBREVILLE A. (1949): Climats, forêt et désertification de l'Afrique Tropicale. Soc. Édit. Marit. et Colon., Paris, 352 p.
 45. AUBREVILLE A. (1962): Savanisation tropicale et glaciations quaternaires. *Adansonia*, 2, 1, pp. 16-84.
 46. BABET V. (1934): Note sur un atelier de pierres taillées découvert à Brazzaville. *Bull. Soc. Préhist. Franç.*, 31, pp. 443-444.
 47. BABET V. (1936): Note préliminaire sur un atelier de pierres taillées à Brazzaville (A.E.F.). *Bull. Soc. Préhist. Franç.*, 33, pp. 153-155.
 48. BAUD L. (1954): Notice explicative sur la feuille

- Franceville-Est. Carte géologique de reconnaissance à 1/500.000. Imp. Nat., Paris, 34 p. + 1 carte.
49. BAYLE des HERMENS R. de (1975): Recherches préhistoriques en République centrafricaine. Klincksieck, Paris, 343 p.
 50. BAYLE des HERMENS R. de et LANFRANCHI R. (1978): L'abri Tshitoli de Ntadi Yomba (République Populaire du Congo). *L'Anthropologie*, 82, 4, pp. 539-564.
 51. BERGER A. (1986): Astronomical insolation in the tropics. In: H. Faure, L. Faure et E.S. Diop (éds.), *Changements globaux en Afrique durant le Quaternaire. Passé-Présent-Futur. Travaux et Documents n° 197*, ORSTOM, Paris, pp. 29-30.
 52. BERNARD E.A. (1962): Théorie astronomique des pluviaux et interpluviaux du Quaternaire africain. Acad. Roy. Sci. outre-Mer, Bruxelles, 232 p.
 53. BERTHAUD J. (1986): Les ressources génétiques pour l'amélioration des caféiers africains diploïdes. *Trav. et Doc. n° 188*, ORSTOM, Paris, 379 p.
 54. BILONG P. (1988): Genèse et développement des sols ferrallitiques sur syénite alcaline potassique en milieu forestier du Centre-Sud-Cameroun. Comparaison avec les sols ferrallitiques développés sur roches basiques. *Thèse Doct. Sciences*, Université de Yaoundé.
 55. BOCQUIER G. et BOISSEZON P. de (1959): Note relative à quelques observations pédologiques effectuées sur le plateau Batéké (région du Pool, Républ. du Congo). ORSTOM, Brazzaville, 19 p.
 56. BOCQUIER G., MULLER J.P. et BOULANGE B. (1984): Les latérites. Connaissances et perspectives actuelles sur les mécanismes de leur différenciation. In: *Livre Jubilaire du Cinquantenaire*, pp. 123-138, AFES, Plaisir, France.
 57. BOCQUIER G., ROGNON P., PAQUET H. et MILLOT G. (1977): Géochimie de la surface et formes du relief. II. Interprétation pédologique des dépressions annulaires entourant certains inselbergs. *Sci. Géol. Bull.*, 30, 4, pp. 245-253.
 58. BOINEAU R. et NICOLINI P. (1959): Notice explicative sur la carte géologique de reconnaissance à 1/500.000. I.E.R.G.M.
 59. BOISSEZON P. de, MARTIN G. et GRAS F. (1969): Les sols du Congo. ORSTOM, Brazzaville, 60 p., et in "Atlas du Congo", ORSTOM, Paris.
 60. BONNEFILLE R. (1987): Évolution forestière et climatique au Burundi durant les quarante derniers millénaires. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 305, II, pp. 1021-1026.
 61. BONNEFILLE R. et RIOLLET G. (1988): The Kashiru sequence (Burundi). Palaeoclimate implications for the last 40,000 yr. B.P. in tropical Africa. *Quaternary Research*, 30, pp. 19-35.
 62. BOULAD A.P., MULLER J.P. et BOCQUIER G. (1977): Essai de détermination de l'âge et de la vitesse d'altération d'un sol ferrallitique camerounais à l'aide de la méthode du déséquilibre radioactif uranium-thorium. *Sci. Géol. Bull.*, 30, 3, pp. 175-188.
 63. BOULET R., BOCQUIER G. et MILLOT G. (1977): Géochimie de la surface et formes du relief. I. Déséquilibre pédobioclimatique dans les couvertures pédologiques de l'Afrique tropicale de l'Ouest et son rôle dans l'aplanissement des reliefs. *Sci. Géol. Bull.*, 30, 4, pp. 235-243.
 64. BOULVERT Y. (1983): Notice explicative n° 100. Carte pédologique de la République Centrafricaine à 1/1.000.000. ORSTOM, Paris, 126 p. + 2 cartes h.t.
 65. BOURGEAT F. et PETIT M. (1966): Les "stone-lines" et les terrasses alluviales des hautes terres malgaches. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, IV, 1, pp. 3-19.
 66. BOURGEAT F. et RATSIMBAZAFY C. (1975): Retouches à la chronologie du Quaternaire continental de Madagascar. Conséquences sur la pédogenèse. *Bull. Soc. Géol. France*, 7, XVII, 4, pp. 554-561.
 67. BRAMMER H. (1973): Podzols in Zambia. *Geoderma*, 10, pp. 249-250.
 68. BRENAC P. (1988): Évolution de la végétation et du climat dans l'Ouest-Cameroun entre 25 000 et 11 000 ans B.P. Actes X^e Symp. Ass. Palyn. langue Franç., Bordeaux, et *Trav. Sect. Sci. Techn. Inst. Franc. Pondichéry*, 25, pp. 91-103.
 69. BREUIL H. (1944): Le Paléolithique au Congo Belge d'après les recherches du Dr. Cabu. *Trans. Royal Soc. South Africa*, 30, 2, pp. 143-160.
 70. CAHEN D. (1975): Le site archéologique de la Kamoia (région du Shaba, République du Zaïre) de l'âge de la pierre ancienne à l'âge du fer. Musée Royal de l'Afrique Centrale, Tervuren, Belgique, Ann. sér. in 8^e, Sci. Hum., n° 84, 356 p.
 71. CAHEN D. (1976): Nouvelles fouilles à la Pointe de Gombe (ex Pointe de Kalina), Kinshasa, Zaïre. *L'Anthropologie*, 80, pp. 573-602.
 72. CAHEN D. (1978): Vers une révision de la nomenclature des industries préhistoriques de l'Afrique centrale. *L'Anthropologie*, 82, 1, pp. 5-36.
 73. CAHEN D. (1981): Contribution à la chronologie de l'âge du fer dans la région de Kinshasa (Zaïre). *Préhistoire Africaine, Mélanges offerts au doyen Lionel Galout*, ADPF, Paris, pp. 127-137.
 74. CAHEN D. et MORTELMANS G. (1973): Un site Tshitoli sur le Plateau des Bateke (République du Zaïre). Musée Royal de l'Afrique Centrale, Tervuren, Belgique, Ann. sér. in 8^e, Sci. Hum., n° 81, 46 p.

75. CAHEN L. (1954): La géologie du Congo belge. H. Vaillant Carmanne, Liège, 578 p.
76. CAHEN L. et LEPERSONNE J. (1948): Notes sur la géomorphologie du Congo occidental. *Ann. Musée du Congo belge*, Tervuren, sér. Sci. Géol., n°1, 95 p.
77. 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. Sci. Paris*, t. 288, pp. 379-382.
78. CHATELIN Y. (1964): Notes de pédologie gabonaise. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, II, 4, pp. 3-28.
79. CHAUVEL A., GOCQUIER G. et PEDRO G. (1977): Géochimie de la surface et formes du relief. III. Les mécanismes de la disjonction des constituants des couvertures ferrallitiques et l'origine de la zonalité des couvertures sableuses dans les régions intertropicales de l'Afrique de l'Ouest. *Sci. Géol. Bull.*, 30, 4, pp. 255-263.
80. CHEVALLIER D., GIRESSE P., MASSENGO A. et BOTOKOU G. (1972): Le site géologique de Brazzaville ou contribution à une notice explicative de la carte géologique de Brazzaville. *Ann. Univ. Brazzaville*, 8, sér. C, 17-42.
81. CLARK D. (1966): The distribution of prehistoric culture in Angola. *Companhia de Diamantes de Angola*, Publicações culturais n° 73, pp. 15-102.
82. CLARK J.D. (1972): Problems of archaeological nomenclature and definition in the Congo basin. Actes IV^e Cong. Panafr. Préhist., Dakar 1967, pp. 584-593.
83. CLARK J.D. et VAN ZINDEREN BAKKER E.M. (1962): Pleistocene climates and cultures in North-Eastern Angola. *Nature*, 196, 4855, pp. 639-642.
84. CLARK J.D. et VAN ZINDEREN BAKKER E.M. (1964): Prehistoric cultures and Pleistocene vegetation at the Kalambo Falls, Northern Rhodesia. *Nature*, 201, 4923, pp. 971-975.
85. CLIST B. (1987): Travaux archéologiques récents en République du Gabon: 1985-1986. *Nsi*, 1, pp. 9-12.
86. CLIST B. (1988): Un nouvel ensemble néolithique en Afrique Centrale: le Groupe d'Okala au Gabon. *Nsi*, 3, pp. 43-51.
87. COLETTE J. (1935): Complexes et convergences en Préhistoire. *Bull. Soc. Royale Belge Anthropol. et Préhist.*, 50, pp. 49-192.
88. COLLINET J. (1969): Contribution à l'étude des stone-lines dans la région du Moyen Ogooué (Gabon). *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, VII, 1, pp. 3-42.
89. COLYN M.M. (1987): Les Primates des forêts ombrophiles de la cuvette du Zaïre: interprétations zoogéographiques des modèles de distribution. *Rev. Zool. Afr.*, 101, pp. 183-196.
90. COOKE H.B.S. (1957): Short report on a collection of fossil mammals from Kakontwe, Belgian Congo, *Proceedings of the Third Pan-African Congress on Prehistory*, 1955, pp. 100-101.
91. CORBEL J. (1951): Érosion chimique des granites et silicates sous climats chauds. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, 1, 2, pp. 4-8.
92. CORNEN G., GIRESSE P., KOUYOUMONTZAKIS G. et MOGUEDET G. (1977): La fin de la transgression holocène sur les littoraux atlantiques d'Afrique équatoriale. *Bull. ASEQUA*, 50, pp. 59-83.
- CPCS (1967): Classification des sols. ENSA, Grignon, 96 p.
93. DADET P. (1969): Notice explicative de la carte géologique de la République du Congo-Brazzaville au 1/500.000 (zone comprise entre les parallèles 2° et 5° Sud). Mémoire n° 70, BRGM, Orléans, 99 p. + 1 carte h. t.
94. DAVID N. (1982): Tazunu: megalithic monuments of central Africa. *Azania*, 17, pp. 43-78.
95. DECHAMPS R., GUILLET B. et SCHWARTZ D. (1988a): Découverte d'une flore forestière mi-Holocène (5 800-3 100 B.P.) conservée *in situ* sur le littoral ponténégrin (R.P. du Congo). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 306, sér. II, pp. 615-618.
96. DECHAMPS R., LANFRANCHI R., LE COCQ A. et SCHWARTZ D. (1988b): Reconstitution d'environnements quaternaires par l'étude de macrorestes végétaux (Pays Bateke, R.P. du Congo). *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 66, pp. 33-44.
97. DELIBRIAS G. (1986): Le niveau de la mer au Congo pendant le dernier interstade. In: H. Faure, L. Faure et E.S. Diop (éds.), *Changements globaux en Afrique, Passé - Présent - Futur. Symp. Int. INQUA/ASEQUA*, Dakar, Travaux et Documents n° 197, ORSTOM, Paris, pp. 101-103.
98. DE MEULEMEESTER J. et WALEFFE A. (1973): Résultats de travaux de fouilles dans une butte de la plaine de la Ruzizi (Burundi). *Africa-Tervuren*, 19, 1, pp. 16-24.
99. DENBOW J., MANIMA MOUBOUHA A. et SANVITI N. (1988): Archaeological excavations along the Loango coast, Congo. *Nsi*, 3, pp. 37-42.
100. DE PLOEY J. (1963): Quelques indices sur l'évolution morphologique et paléoclimatique des environs du Stanley Pool (Congo). *Studia Universitatis Lovanium*, n° 17, Léopoldville, 16 p.
101. DE PLOEY J. (1964): Nappes de gravats et couvertures argilo-sableuses du Bas-Congo: leur genèse et l'action des termites. In: A. Bouillon (éd.), *Études sur les termites africains*. Éditions de l'Université, Léopoldville (Kinshasa), pp. 400-414.
102. DE PLOEY J. (1965): Position géomorphologique, genèse et chronologie de certains dépôts

- superficiels du Congo occidental. *Quaternaria*, 7, pp. 131-154.
103. DE PLOEY J., LEPERSONNE J. et STOOPS G. (1968): Sédimentologie et origine des sables ocres et de la série des grès polymorphes (système du Kalahari) au Congo occidental. Musée Royal de l'Afrique Centrale, Tervuren, Belgique, Ann. sér. Sci. Géol., n° 61, 72 p. + annexes.
 104. DE PLOEY J. et VAN MOORSEL H. (1963): Contributions à la connaissance chronologique et paléogéographique des gisements préhistoriques des environs de Léopoldville (Congo). *Studia Universitatis Lovanium*, n° 19, 19 p.
 105. DERUELLE B., N'NI J. et KAMBOU R. (1987): Mount Cameroon: an active volcano of the Cameroon Line. *J. Afr. Earth Sci.*, 6, 2, pp. 197-214.
 106. DIGOMBE L., LOCKO M. et MOULEINGUI-BOUKOSSOU V. (1985): Recherches archéologiques dans la région de Libreville et ses environs. Rapport préliminaire 1984-1985. Faculté des Lettres et Sciences Humaines, Université O. Bongo, Libreville, 27 p.
 107. DIGOMBE L., SCHMIDT P., MOULEINGUI-BOUKOSSOU V., MOMBO J.O. et LOCKO M. (1987b): The earliest iron age of West Central Africa. *Nyame Akuma*, 28, pp. 9-11.
 108. DOS SANTOS JUNIOR R. et ERVEDOSA C. (1970): A estacao arqueologica de Benfica. *Sci. Biol. Univ. Luanda*, 1, 2, pp. 33-51.
 109. DROUX G. (1941): De la présence d'outils en pierre taillée dans la terrasse de 20 m du Stanley Pool. *Bull. Soc. Rech. Congol.*, 28, pp. 137-142.
 110. DUCHAUFOR P. (1983): Pédologie, t. 1: Pédogenèse et classification. Masson, Paris, 2^e édition, 491 p.
 111. DUCHAUFOR P., LE TACON F., BECKER M. et HETIER J.M. (1973): In "Pseudogley and gley". Coll. Int. Soil Sci. Soc., Stuttgart, pp. 287-293.
 112. EGGERT M.K.H. (1983): Remarks on exploring archaeologically unknown rain forest territory: the case of Central Africa. *Beit. z. All. Verg. Archäol.*, 5, pp. 283-322.
 113. EGGERT M.K.H. (1984): Imbonga und Lingonda: zur frühesten Besiedlung des zentralafrikanischen Regenwaldes. *Beit. z. All. Verg. Archäol.*, 6, pp. 247-288.
 114. EGGERT M.K.H. (1987): Imbonga and Batalimo: ceramic evidence for early settlement of the equatorial rain forest. *Afr. Archaeol. Rev.*, 5, pp. 129-145.
 115. ELENGA H. (1987): Les plateaux Bateke (Congo). Paléoenvironnements quaternaires d'après l'étude palynologique du sondage du bois de Bilanko. *D.E.A. de Géologie*, Univ. Aix-Marseille I, II, III, Nice et Perpignan, 41 p.
 116. ELENGA H., VINCENS A., GIRESSE P. et SCHWARTZ D. (1987): Les plateaux Bateke: Palynologie, paléoflores et paléoclimats au Quaternaire récent. Comm. X^e Symp. A.P.L.F., Bordeaux, 1 p.
 117. EMPHOUX J.P. (1970): La grotte de Bitorri au Congo-Brazzaville. *Cah. ORSTOM*, sér. Sci. Hum., VII, 1, pp. 3-37.
 118. ERHART H. (1967): La genèse des sols en tant que phénomène géologique. Esquisse d'une théorie géologique et géochimique, biostase et rhexistase. Masson, Paris, 177 p.
 119. FAURE H. (1980): Le cadre chronologique des phases pluviales et glaciaires de l'Afrique. In: Histoire générale de l'Afrique, t. I, Méthodologie et Préhistoire africaine. Jeune Afrique, Stock, UNESCO, pp. 409-434.
 120. FREDOUX A. (1980): Évolution de la mangrove près d'Abidjan (Côte d'Ivoire) au cours des quarante derniers millénaires. *Trav. Doc. Geogr. Trop., CEGET*, pp. 51-88.
 121. GAC J.Y. et PINTA M. (1973): Bilan de l'érosion et de l'altération en climat tropical humide. Estimation de la vitesse d'approfondissement des profils. Étude du bassin versant de l'Ouham (R.C.A.). *Cah. ORSTOM*, sér. Géol., V, 1, pp. 83-96.
 122. GARTLAN J.S. (1986): The biological and historical importance of the Korup forest. In: J.S. Gartlan et H. Macleod (éds.), Proc. Workshop on Korup Nat. Park, World Wildlife Fund Project 3206, pp. 28-35.
 123. GARTLAN J.S., NEWBERY D.M., THOMAS D.W. et WATERMAN P.G. (1986): The influence of topography and soil phosphorus on the vegetation of Korup Forest Reserve, Cameroon. *Vegetatio*, 65, pp. 131-148.
 124. GAUTIER A. (1983a): Les restes osseux des sites d'Akameru et de Cyinkomane (Ruhengeri, Rwanda). In: F. Van Noten (éd.), L'histoire archéologique du Rwanda. Ann. Musée Royal de l'Afrique Centrale, Tervuren, Belgique, sér. Sci. Hum., n° 112, pp. 104-120.
 125. GAUTIER A. (1983b): Les restes de mammifères du gisement protohistorique Hima à Murare (Rwanda, 17^e - 18^e siècles). In: F. Van Noten (éd.), L'histoire archéologique du Rwanda. Ann. Musée Royal de l'Afrique Centrale, Tervuren, Belgique, n° 112, pp. 121-126.
 126. GEZE B. (1943): Géographie physique et géologie du Cameroun occidental. Mém. Muséum Nat. Hist. Nat. Paris, n° 17, 272 p.
 127. GIRESSE P. (1978): Le contrôle climatique de la sédimentation marine et continentale en Afrique Centrale atlantique à la fin du Quaternaire. Problèmes de corrélations. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 23, pp. 57-77.

128. GIRESE P. (1987): Quaternary sea-level changes on the Atlantic coast of Africa. In: M.J. Tooley et I. Shennan (éds.), *Sea-level Changes*, B. Blackwell, pp. 249-275.
129. GIRESE P., BONGO-PASSI G., DELIBRIAS G. et DUPLESSY J.C. (1982): La lithostratigraphie des sédiments hémipélagiques du delta profond du fleuve Congo et ses indications sur les paléoclimats de la fin du Quaternaire. *Bull. Soc. Géol. France*, 7, 24, 4, pp. 803-815.
130. GIRESE P. et LANFRANCHI R. (1984): Les climats et les océans de la région congolaise pendant l'Holocène. Bilans selon les échelles et les méthodes de l'observation. *Palaeoecol. Africa*, 16, pp. 77-88.
131. GIRESE P., LANFRANCHI R. et PEYROT B. (1981): Les terrasses alluviales en République Populaire du Congo; bilan de paléoenvironnements climatiques, morphologiques et préhistoriques. *Bull. ASEQUA*, 62/63, pp. 43-66.
132. GIRESE P. et LE RIBAUT L. (1981): Contribution de l'étude exoscopique des quartz à la reconstitution paléogéographique des derniers épisodes du Quaternaire du littoral du Congo. *Quat. Res.*, 15, pp. 86-100.
133. GOUCHER C.L. (1981): Iron is iron 'til it is rust: trade and ecology in the decline of West African iron-smelting. *J. Afr. Hist.*, 22, pp. 179-189.
134. GRAS F. (1970): Surfaces d'aplanissement et remaniement des sols sur la bordure orientale du Mayombe. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, VIII, 3, pp. 274-294.
135. GRASSE P.P. et NOIROT C. (1957): La genèse et l'évolution des termitières géantes en Afrique équatoriale française. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 244, pp. 974-978.
136. GUILLOT B. (1981/82): Rendements de la cacao-culture et formations végétales. Essai d'écologie pratique des forêts de la Sangha (Congo) et du Sud-Est du Cameroun. *Cah. ORSTOM, sér. Sci. Hum.*, XVIII, 1, pp. 63-106.
137. GUILLOT B. et PEYROT B. (1979): Étude du fonctionnement des vallées sèches du plateau de Mbé (Congo). Problèmes hydrologiques et morphologiques. *Cah. ORSTOM, sér. Sci. Hum.*, XVI, 3, pp. 205-231.
138. HAMILTON A. (1982): Environmental history of East Africa. A study of the Quaternary. Academic Press.
139. HEINZELIN J. de (1952): Sols, paléosols et désertifications anciennes dans le secteur nord-oriental du bassin du Congo. Publ. INEAC, Bruxelles, 168 p.
140. HEINZELIN J. de (1954): Les horizons d'altération anciens, critères stratigraphiques en Afrique centrale. Comm. V^e Cong. Int. Sci. Sol., Léopoldville, IV, pp. 435-440.
141. HEINZELIN J. de (1955): Observation sur la genèse des nappes de gravats dans les sols tropicaux. Publ. INEAC, Bruxelles, sér. scient., n° 64, 37 p.
142. HEINZELIN J. de (1957): Les fossiles d'Ishango. Explor. Parc. Nat. Albert, 2^e sér., fasc. 1, Inst. Parcs Nat. Belge.
143. HOOGHIEMSTRA H. et AGWU C.O. (1988): Changes in the vegetation and trade winds in Equatorial northwest Africa 140,000 – 70,000 yr B.P. as deduced from two marine pollen records. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 66, pp. 173-213.
144. HORI N. (1982): Formation and chronology of superficial deposits in the forested South Cameroon. In: H. Kadomura (ed.), *Geomorphology and environmental changes in the forest and savanna Cameroon*, Hokkaido Univ., Sapporo, pp. 13-27.
145. HORI N. (1986): Man-induced landscape in a forest-savanna contact area in East Cameroon. In: H. Kadomura (éd.), *Geomorphology and environmental changes in tropical Africa. Case studies in Cameroon and Kenya*, Hokkaido Univ., pp. 45-62.
146. JAMET R. (1975-78): Pédogenèse sur roches cristallophylliennes et argileuses en milieu équatorial congolais. ORSTOM, Brazzaville, 7 fascicules.
147. JANSEN J.H.F., KUIPERS A. and TROELSTRA S.R. (1986): A mid-Brunhes climatic event: long-term changes in global atmosphere and ocean circulation. *Science*, 332, 4750, pp. 619-622.
148. JANSEN J.H.F., VAN WEERING T.C.E., GIELES R. and VAN IPEREN J. (1984): Middle and Late Quaternary oceanography and climatology of the Zaïre-Congo fan and adjacent eastern Angola Basin. *Neth. J. Sea Res.*, 17, 2-4, pp. 201-249.
149. JENNY H. (1948): Great soil groups in the equatorial regions of Columbia, South America. *Soil Science*, 66, pp. 5-28.
150. KADOMURA H. (1984): Problems of past and recent environmental changes in the humid areas of Cameroon. In: H. Kadomura (ed.), *Natural and man-induced environmental changes in Tropical Africa*. Hokkaido Univ., Sapporo, pp. 7-20.
151. KADOMURA H., HORI N., KUETE M., TAMURA T., OMI G., HARUKI M. and CHUJO H. (1986): Late Quaternary environmental changes in Southern Cameroon: a synthesis. In: H. Kadomura (ed.), *Geomorphology and environmental changes in Tropical Africa*. Hokkaido Univ., Sapporo, pp. 145-158.
152. KLINGE H. (1968): Report on tropical podzols. FAO, Rome, 88 p.
153. KOECHLIN J. (1961): La végétation des savanes dans le sud de la République du Congo. Mémoire n° 1, ORSTOM, Paris, 310 p.

154. KOUYOU MONTZAKIS G. (1979): La microfaune benthique du plateau continental congolais. Inventaire, répartition, stratigraphie du Quaternaire supérieur. Rapports avec le milieu sédimentaire. *Thèse Doct. de Spécialité*, Univ. Aix-Marseille II, 190 p.
155. LADMIRANT H. (1964): Carte géologique à l'échelle du 1/200.000. Notice explicative de la feuille Léopoldville. Musée Royal de l'Afrique Centrale, Tervuren, 65 p. + 1 carte h.t.
156. LANFRANCHI R. (1979): Recherches préhistoriques dans la moyenne vallée du Niari (République Populaire du Congo). *Thèse 3^e cycle*, Univ. Paris I, 675 p.
157. LANFRANCHI R. (à paraître): La préhistoire de l'Afrique centrale atlantique; Hommes et Milieux. *Thèse Doct. Lettres*, Univ. Paris I, en préparation.
158. LANFRANCHI R. et CLIST B. (1987): Mission de recherches et de formation en R.P. d'Angola, octobre 1987. *NSI*, 2, pp. 4-8.
159. LANFRANCHI R. et SCHWARTZ D. (à paraître): L'évolution du Mayombe congolais à la fin du Quaternaire. Nouvelles données géomorphologiques, pédologiques et préhistoriques.
160. LANFRANCHI-SALVI C. (1984): Étude des gisements préhistoriques de Brazzaville et Kinshasa (R.P. du Congo et R.D. du Zaïre). *Thèse 3^e cycle*, Univ. Paris I, 246 p.
161. LAPORTE G. (1962): Reconnaissance pédologique le long de la voie ferrée Comilog. IRSC (ORSTOM), Brazzaville, 149 p.
162. LEBEDEFF V. (1932): Les "terrasses" du Moyen Congo, composition minéralogique du gravier. *Chron. Min. Col.*, 1, pp. 218-222.
163. LE MARECHAL A. (1966): Contribution à l'étude des Plateaux Bateke. Géologie, Géomorphologie, Hydrogéologie. ORSTOM, Brazzaville, 43 p.
164. LENEUF N. (1959): L'altération des granites calco-alcalins et des granodiorites en Côte d'Ivoire forestière, et les sols qui en sont dérivés. *Thèse Doct. Sci.*, Paris, 210 p.
165. LENEUF N. et AUBERT G. (1960): VII^e Congr. ISSS, Madison, 4, comm. V-31, pp. 225-228.
166. LENEUF N. et LAMOUREUX M. (1974): Aspects minéralogiques et pédogénétiques des limons rouges des plateaux bourguignons. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, XII, 1, pp. 103-114.
167. LEONARD J. (1952): Cuscutaceae: Cynometrae et Amherstieae. In: Flore du Congo Belge et du Ruanda-Urundi. INEAC, Bruxelles, vol. V, pp. 279-495.
168. LEPERSONNE J. (1937): Les terrasses du fleuve Congo et leurs relations avec d'autres régions de la Cuvette congolaise. Inst. royal belge, sect. Sc. Nat. et Med., Mém. in 8^e, T. VI, fasc. 2, 67 p.
169. LEPERSONNE J. (1945): La stratigraphie du système du Kalahari-Karoo au Congo occidental. *Bull. Serv. Géol. Congo belge et Ruanda-Urundi*, 1, pp. 27-50.
170. LEPRUN J.C. (1977): Géochimie de la surface et formes du relief. IV. La dégradation des cuirasses ferrugineuses. Étude et importance du phénomène pédologique en Afrique de l'Ouest. *Sci. Géol. Bull.*, 30, 4, pp. 265-273.
171. LETOUZEY R. (1968): Étude phytogéographique du Cameroun. Paul Lechevalier, Paris, 511 p.
172. LETOUZEY R. (1985): Notice de la carte phytogéographique du Cameroun au 1/1.500.000. *Inst. Cart. Intern. Toulouse*, 6 feuilles, 240 p.
173. LEVEQUE A. (1969): Le problème des sols à nappe de gravats. Observations et réflexions préliminaires sur le socle granito-gneissique au Togo. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, VII, 1, pp. 43-69.
174. LEVEQUE A. (1979): Pédogenèse sur le socle granito-gneissique du Togo. Différenciation des sols et remaniements superficiels. Travaux et Documents n° 108, ORSTOM, Paris, 224 p.
175. MALEY J. (1981): Études palynologiques dans le bassin du Tchad et paléoclimatologie de l'Afrique nord tropicale de 30 000 ans à l'époque actuelle. Travaux et Documents n° 129, ORSTOM, Paris, 585 p.
176. 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. *Palaeoecol. Africa*, 18, pp. 307-332.
177. MALEY J. (à paraître): Late Quaternary climatic changes in the African rain forest: forest refugia and the major role of sea surface temperature variations. In: M. Leinen et M. Sarnthein (éds.), *Paleoclimatology and Paleometeorology: Modern and past patterns of global atmospheric transport*. NATO atmospheric Science Series, Kluwer Acad. Publ., Dordrecht, 23 p.
178. MALEY J. et BRENAC P. (1987): Analyses polliniques préliminaires du Quaternaire récent de l'Ouest Cameroun: Mise en évidence de refuges forestiers et discussion des problèmes paléoclimatiques. *Mém. Trav. E.P.H.E., Inst. Montpellier*, 17, pp. 120-142.
179. MALEY J. et LIVINGSTONE D.A. (1983): Extension d'un élément montagnard dans le sud du Ghana (Afrique de l'Ouest) au Pléistocène supérieur et à l'Holocène inférieur: premières données polliniques. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 3, 296, sér. II, pp. 1287-1292.
180. MALOUNGUILA-NGANGA D. (1983): Les environnements sédimentaires des plateformes du Nord-Congo et du Sud-Gabon au Quaternaire

- supérieur d'après les données de vibro-carotages. *Thèse 3^e cycle*, Univ. Toulouse, 169 p.
181. MARCHESSEAU J. (1965): Études minéralogiques et morphologiques de la "stoneline" au Gabon. BRGM, Libreville, 109 p.
 182. MARET P. de (1980): Briques, débris et bricolages. In: L. Bouquiaux (éd.), L'expansion bantoue. Actes Coll. Int. CNRS, Viviers (France), 4-16 avril 1977. SELAF, Paris, vol. 3, pp. 715-730.
 183. MARET P. de (1985): Recent archaeological research and dates from Central Africa. *J. Afr. Hist.*, 26, pp. 129-148.
 184. MARET P. de (1986): The Ngovo Group: an industry with polished stone tools and pottery in Lower Zaïre. *Afr. Archaeol. Rev.*, 4, pp. 103-133.
 185. MARET P. de, CLIST B. et VAN NEER W. (1987): Résultats des premières fouilles dans les abris sous roche de Shum Laka et Abeke au nord-ouest du Cameroun. *L'Anthropologie*, 91, 2, pp. 559-584.
 186. M'BENZA-MUAKA et ROCHE E. (1980): Exemple d'évolution paléoclimatique au Pléistocène terminal et à l'Holocène au Shaba (Zaïre). Mém. M.N.H.N. Paris, nouv. sér., sér. B, 27, pp. 137-148.
 187. M'BENZA-MUAKA, ROCHE E. et DOUTRELEPONT H. (1984): Note sur les apports de la palynologie et de l'étude des bois fossiles aux recherches géomorphologiques sur la vallée de la Lupemba-shi. *Rev. Paléobiol.*, vol. spéc., pp. 149-154.
 188. MILANKOVITCH M. (1920): Théorie mathématique des phénomènes thermiques produits par la radiation solaire. Gauthier-Villars, Paris, 339 p.
 189. MILLOT G. (1964): Géologie des argiles. Masson, Paris, 498 p.
 190. MILLOT G. (1977): Géochimie de la surface et formes du relief. Présentation. *Sci. Géol. Bull.*, 30, 4, pp. 229-233.
 191. MONOD T. (1957): Les grandes divisions chorologiques de l'Afrique. Cons. Sci. Afr. au sud du Sahara. Publ. 24, 147 p., 3 pl.
 192. MORTELMANS G. (1952): La Préhistoire du Congo belge et de l'Afrique sud-saharienne. *Probl. Afr. Centrale*, 18, pp. 233-263.
 193. MORTELMANS G. (1962): Vue d'ensemble sur la préhistoire du Congo occidental. Actes IV^e Cong. Panaf. Préhist. Et. Quat. Musée Royal de l'Afrique Centrale, Tervuren, Belgique, Ann. sér. in 8^e, Sci. Hum., n° 40, pp. 129-164.
 194. MORTELMANS G. et MONTEYNE R. (1962): Le Quaternaire du Congo occidental et sa chronologie. Actes IV^e Congr. Panaf. de Préhistoire Et. Quaternaire, Musée royal Afrique Centrale, Tervuren, Belgique, Ann. in 8^e, Sci. Hum., n° 40, pp. 97-132.
 195. MULLER D., BOCQUIER G., NAHON D. et PAQUET H. (1980-81): Analyse des différenciations minéralogiques et structurales d'un sol ferrallitique à horizons nodulaires du Congo. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, XVIII, 2, pp. 87-109.
 196. NAHON D. et MILLOT G. (1977): Géochimie de la surface et formes du relief. V. Enfoncement géochimique des cuirasses ferrugineuses par épigénie du manteau d'altération des roches mères gréseuses. Influence sur le paysage. *Sci. Géol. Bull.*, 30, 4, pp. 275-282.
 197. OLAUSSON E. (1984): Oxygen and carbon isotope analyses of a Late Quaternary core in the Zaïre (Congo) fan. *Neth. J. Sea Res.*, 17, 2-4, pp. 276-279.
 198. OLIVRY J.C. (1967): Régimes hydrologiques des rivières Batékés (Lefini, Alima, Nkeni). ORSTOM, Brazzaville, 50 p.
 199. OLLIER C.D. (1959): A two cycle theory of tropical pedology. *J. Soil Sci.*, 10, pp. 137-148.
 200. OWENS L.B. et WATSON J.P. (1979): *Soil Sci. Soc. Amer. J.*, 43, 1, pp. 160-166.
 201. PEDRO G. (1979): Caractérisation générale des processus de l'altération hydrolytique. *Sci. Sol.*, 17, 2/3, pp. 93-105.
 202. PETIT-MAIRE N. (1984): Le Sahara, de la steppe au désert. *La Recherche*, n°160, nov. 1984.
 203. PEYROT B. (1983): Interprétation géomorphologique du littoral de la façade atlantique de la République Populaire du Congo. *Trav. Doc. Géogr. Trop.*, 49, pp. 75-88.
 204. PEYROT B. (1984): Facteurs et processus de dégradation du site de Brazzaville. *Trav. Doc. Géogr. Trop.*, CEGET, 51, pp. 114-128.
 205. PEYROT B. et LANFRANCHI R. (1984): Les oscillations morphoclimatiques récentes dans la vallée du Niari. *Palaeoecol. Africa*, 16, pp. 265-281.
 206. PEYROT B. et OSLISLY R. (1986): Recherches récentes sur le paléoenvironnement et l'archéologie du Gabon, 1982-1985. *L'Anthropologie*, 90, 2, pp. 201-210.
 207. PEYROT B. et OSLISLY R. (1987): Paléoenvironnement et archéologie au Gabon. *Nsi*, 1, pp. 13-15.
 208. PHILLIPSON D.W. (1980): L'expansion bantoue en Afrique orientale et méridionale. Les témoignages de l'archéologie et de la linguistique. In: L. Bouquiaux (éd.), L'expansion bantoue. Actes Coll. Int. CNRS, Viviers (France), 4-16 avril 1977. SELAF, Paris, vol. 3, pp. 649-684.
 209. QUINIF Y. (1985): Une morphologie karstique typique en zone intertropicale: les karsts du Bas-Zaïre. *Karstologia*, 6, pp. 43-52.
 210. QUINIF Y. (1986): Genèse des karsts à tours en pays intertropicaux: l'exemple du Bas-Zaïre. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 109, pp. 515-527.
 211. RICHARDS P.W. (1963): Ecological notes on West African vegetation. III. The upland forests of Cameroons Mountain. *J. Ecol.*, 51, pp. 529-554.

212. RIQUIER J. (1969): Contribution à l'étude des "stone-lines" en régions tropicale et équatoriale. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, VII, 1, pp. 71-111.
213. ROCHE E. (1979): Végétation ancienne et actuelle de l'Afrique centrale. *Afr. Econ. Hist.*, 7, pp. 30-37.
214. ROOSE E. (1977): Érosion et ruissellement en Afrique de l'Ouest. Vingt années de mesures en petites parcelles expérimentales. Travaux et Documents n° 78, ORSTOM, Paris, 108 p.
215. ROOSE E. (1981): Dynamique actuelle de sols ferrallitiques et ferrugineux tropicaux d'Afrique occidentale. Trav. Doc. n° 130, ORSTOM, Paris, 569 p.
216. RUHE R.V. (1959): Stone-lines in soils. *Soil Sci.*, 87, 1, pp. 223-231.
217. SAUTTER G. (1970): Essai sur les formes d'érosion en "cirques" dans la région de Brazzaville. Mémoires et Documents n° 9, CNRS, Paris, 170 p.
218. SCHNELL R. (1977): Introduction à la phytogéographie des pays tropicaux, vol. 4, Bordas, Paris, 369 p.
219. SCHWARTZ D. (1985): Histoire d'un paysage; le lousseke. Paléoenvironnements quaternaires et podzolisation sur sables Bateke (quarante derniers millénaires, région de Brazzaville, R.P. du Congo). *Thèse Doct. Science*, Univ. Nancy I, 211 p. et "Études et thèses", ORSTOM, Paris, 1988, 285 p.
220. SCHWARTZ D. (1987): Les podzols tropicaux sur sables Bateke en R.P. du Congo. Description, caractérisation, genèse, In: D. Righi et A. Chauvel (éds.), Podzols et Podzolisation, AFES-INRA, pp. 25-36.
221. SCHWARTZ D. (1988): Some podzols on Bateke sands and their origins, People's Republic of Congo. *Geoderma*, 43, 2/3, pp. 229-247.
222. SCHWARTZ D., DECHAMPS R. et GUILLET B. (1989): Une flore holocène (8 000 BP) découverte à Ngidi (Congo). *Nsi*, 5, pp. 9-14.
223. SCHWARTZ D., DELBRIAS G., GUILLET B. et LANFRANCHI R. (1985): Datation par le ^{14}C d'aliens humiques: âge njilien (40 000-30 000 BP) de la podzolisation sur sables Bateke (R.P. du Congo). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 300, sér. II, pp. 891-894.
224. SCHWARTZ D., FORESTA H. de, DECHAMPS R. et LANFRANCHI R. (1990): Un site de l'Âge du Fer ancien en forêt du Mayombe (Congo). Implications paléobotaniques et pédologiques. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 310, sér. II, pp. 1293-1298.
225. SCHWARTZ D., GUILLET B., VILLEMIN G. et TOUTAIN F. (1986a): Les aliens humiques des podzols tropicaux du Congo: constituants, micro- et ultrastructure. *Pédologie*, 36, 2, pp. 179-198.
226. SCHWARTZ D., MARIOTTI A., LANFRANCHI R. et GUILLET B. (1986b): $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios of soil organic matter as indicators of vegetation changes in the Congo. *Geoderma*, 39, 2, pp. 97-103.
227. SCHWARTZ D. et RAMBAUD D. (1983): Contribution des analyses de sables (granulométrie, morphoscopie et exoscopie) à une étude morphopédologique: lousseke de Gangalingolo (Pool, R.P. du Congo). Tentative de reconstitution paléogéographique et généralisation. ORSTOM, Brazzaville, 38 p.
228. SEGALEN P. (1965): Les produits alumineux dans les sols de la zone tropicale humide. II. Les sols de la zone intertropicale humide et la genèse des produits alumineux. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, III, 3, pp. 179-205.
229. SEGALEN P. (1967): Les sols et la géomorphologie du Cameroun. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, V, 2, pp. 137-187.
230. SEGALEN P. (1969): Le remaniement des sols et la mise en place de la stone-line en Afrique. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, VII, 1, pp. 113-127.
231. SHARPE C.F.S. (1938): Landslides and related phenomena. Columbia Geomorphic Studies, n°2, New York.
232. SIEFFERMANN G. (1969): Les sols de quelques régions volcaniques du Cameroun. *Thèse Doct. Sci.*, Univ. Strasbourg, et Mémoire n° 66 (1973), ORSTOM, Paris, 183 p.
233. STROOPS G. (1967): Le profil d'altération au Bas-Congo (Kinshasa). Sa description et sa genèse. *Pédologie*, 17, pp. 60-105.
234. TALBOT M.R., LIVINGSTONE D.A., PALMER P.G., MALEY J., MELACK J.M., DELIBRIAS G. et GULLIKSEN S. (1984): Preliminary results from sediment cores from Lake Bosumtwi, Ghana. *Palaeoecol. Africa*, 16, pp. 173-192.
235. THOMAS D.W. (1986): The botanical uniqueness of Korup and its implications for ecological research. In: J.S. Gartlan et H. Macleod (éds.), Proc. Workshop on Korup Nat. Park, World Wildlife Fund Project 3206, pp. 36-40.
236. TROUPIN G. (1966): Étude phytosociologique du Parc National de l'Akœra et du Rwanda oriental. Recherche d'une méthode d'analyse appropriée à la végétation d'Afrique inter-tropicale, Liège, 293 p.
237. TROY J.P. (1979): Pédogenèse sur roches charnockitiques en région tropicale humide de montagne (Inde). *Thèse Doct. Sc.*, Univ. Nancy I, 340 p.
238. TSHILEMA TSHIHILUKA (1983): Ryamurari, capitale de l'ancien Royaume du Ndurwa. In: F. Van Noten (éd.), Histoire archéologique du Rwanda. Ann. Musée Royal de l'Afrique Centrale, Tervuren, Belgique, sér. Sci. Hum., n° 112, pp. 149-153.
239. VAN GRUNDEBEEK M.C., ROCHE E. et DOUTRELEPONT H. (1983): Le premier âge du fer au Rwanda et au Burundi, archéologie et environnement. Institut National de Recherche Scientifique, publication n° 23, Butare, 57 p.

240. VAN LEEUWEN R.J.W. (1988): Sea-floor distribution and Late Quaternary faunal patterns of planktonic and benthic foraminifers in the Angola Basin. *Ph. D. Thesis*, Utrecht State University.
241. VAN MOORSEL H. (1968): Atlas de Préhistoire de la plaine de Kinshasa. Univ. Lovanium, Kinshasa, 287 p.
242. VAN NEER W. (1978): Analyse de la faune trouvée dans les tombes de l'âge du fer dans la dépression de l'Upemba, Zaïre. *Rev. Zool. Afr.*, 92, 3, pp. 703-710.
243. VAN NEER W. (1981): Archeozoölogische studie van Matupi (Ijzertijd en Late Steentijd) en Kiantapo (Ijzertijd) in Zaïre. *Thèse de doctorat*, Katholieke Universiteit te Leuven.
244. VAN NEER W. (1986): Faunal remains. In: P. de Maret, The Ngovo Group: an industry with polished stone tools and pottery in Lower Zaïre. *Afr. Archaeol. Rev.*, 4, pp. 109 et 113.
245. VAN NEER W. et LANFRANCHI R. (1985): Étude de la faune découverte dans l'abri Tshitoli de Ntadi Yomba (République Populaire du Congo). *L'Anthropologie*, 89, 3, pp. 351-364.
246. VAN NEER W. et LANFRANCHI R. (1986): Une association de faune et d'outillage tshitoli (Age récent de la pierre, 7 000 BP) dans l'abri de Ntadi Yomba (Région du Niari) en R.P. du Congo. Éléments nouveaux pour un essai de reconstitution du paysage congolais à cette époque. *C.R. Acad. Sci. Paris*, II, 3, pp. 831-834.
247. VAN WAMBECKE A. (1973): In: Pseudogley and gley. C.R. Cong. I.I.S.S., Stuttgart, Com. V et VI, pp. 357-362. Verlag Chemie GmbH, Weinheim.
248. VAN WEERING T.C.E. and VAN IPEREN J. (1984): Fine grained sediments of the Zaïre deep sea fan, southern Atlantic Ocean. In: D.A.V. Stow and D.J.W. Piper (eds.), Fine grained sediments: deep water processes and facies. Blackwell Scient. Publ., Oxford, pp. 93-113.
249. VAN ZINDEREN BAKKER E.M. (1967): Upper Pleistocene and Holocene stratigraphy and ecology on the basis of vegetation changes in sub-saharian Africa. Blackground to evolution in Africa, Chicago Univ. Press, pp. 127-147.
250. VENNETIER P. (1968): Pointe Noire et la façade maritime du Congo. Mémoire n° 26, ORSTOM, Paris, 458 p.
251. VIDAL P. (1969): La civilisation mégalithique de Bouar: prospections et fouilles 1962-1966. Recherches Oubanguiennes n° 1, Firmin-Didot, Paris, 142 p.
252. VOGT J. et VINCENT P.L. (1966): Terrains d'altération et de recouvrement en zone intertropicale. *Bull. BRGM*, 4, pp. 1-111.
253. WARNIER J.P. (1984): Histoire du peuplement et genèse des paysages dans l'ouest camerounais. *J. Afr. Hist.*, 25, 4, pp. 395-410.
254. WAYLAND E.J. (1952): The study of the past climates in tropical Africa. Proc. Panafr. Cong. Prehist., 1947, B. Blackwell, Oxford, 66, 24.
255. WHITE F. (1986): La végétation de l'Afrique. Mémoire accompagnant la carte de végétation de l'Afrique. UNESCO/AETFAT/UNSO. Rech. sur les Ress. Nat., ORSTOM/ UNESCO, 384 p.