

L'évolution des paysages du bassin intérieur du Zaïre pendant les quarante derniers millénaires

J. PREUSS¹

RESUME : On propose une reconstitution chronologique de l'évolution géomorphologique et paléoclimatique du bassin intérieur du Zaïre pendant les 40 derniers millénaires. Cette reconstitution se fonde sur des datations ¹⁴C, des analyses palynologiques et l'étude de sédiments et de sols. Cette vaste zone dépressive et partiellement hydromorphe a connu pendant cette période de 40000 ans des variations comparables à celles de latitudes plus hautes. En particulier, une phase plus sèche est mise en évidence entre 23000 et 17000 B.P.

Mots clefs : Bassin intérieur du Zaïre - Pleistocène supérieur - Holocène - ¹⁴C - Palynologie - Sédimentologie - Podzols - Paléoclimats.

I - LE CADRE GEOGRAPHIQUE

On peut diviser le bassin intérieur du Zaïre en deux types de paysages d'après le relief et les conditions hydrologiques : les zones exondées, ou de terre ferme, et les zones déprimées, inondées saisonnièrement. Celles-ci dominent de façon significative dans la partie interne du bassin, sous 350 m d'altitude, tandis que les terrains exondés prédominent en périphérie.

La répartition des terrains exondés et des zones déprimées est donnée par la figure 1. Les zones déprimées sont en général constituées par des vallées peu profondes et larges, mais les deux termes ne peuvent être employés de manière synonyme, dans la mesure où il faut également y inclure une vaste dépression marécageuse, également peu profonde, large de 250 km, située à l'ouest de Mbandaka, et analogue aux "varzea" brésiliennes. On constate sur la figure 1 que la zone englobée par l'isohypse 400 m couvre au total une superficie de 400000 km², dont 190000 km² de terre ferme formant une mosaïque de forêts denses humides, et 210000 km² de zones déprimées couvertes de forêts marécageuses ou inondées saisonnièrement. Ceci représente 11 % de l'ensemble du bassin congolais.

Le bassin versant du Ruki, rivière qui se jette dans le fleuve Congo à Mbandaka, est marqué par sa position continentale et a des caractéristiques typiques pour de telles latitudes équatoriales africaines : deux maxima et minima d'écoulement, faible charge en sédiments. Ceci est lié à différents facteurs : présence d'une couverture végétale dense, absence de saison sèche accentuée, précipitations convectives pendant toute l'année, fort état de dépendance entre les précipitations et l'évaporation autochtone. Il a ainsi des caractéristiques différentes de celles d'autres rivières qui s'écoulent également dans le bassin congolais : ainsi l'Oubangui, charrie depuis le nord une forte charge sédimentaire qui trouve son origine dans des zones de savane, et n'a qu'un maximum d'écoulement, lié à la position plus tropicale des apports (Maley, 1982).

On notera enfin que la région au sud du Ruki et à l'est du lac Tumba n'apparaît jamais sans nuages sur les images satellites (Landsat).

II - LES ENSEMBLES MORPHOLOGIQUES

1° Les zones de terre ferme.

Les zones exondées du bassin intérieur du Zaïre sont formées par des argiles et sables du Crétacé. Dans ces formations se développent, conformément aux conditions climatiques tropicales humides, des sols ferrallitiques* d'une épaisseur maximale de 8 m environ, lessivés sur une épaisseur de 2 à 6 m qui ont été longuement décrits par De Leenheer et al. (1952), Sys (1958/59, 1960), Sys et al. (1961), Jongen et Jamagne (1966). Dans la zone périphérique, c'est-à-dire au dessus de l'isohypse 400 m, l'épaisseur de l'horizon lessivé peut atteindre 14 m. L'âge de ces sols épais n'est pas connu.

1. Géomorphologue ; Fachbereich Geographie der Philipps Universität, Deutschhausstrasse 10, D-3550 Marburg/Lahn, R.F.A.

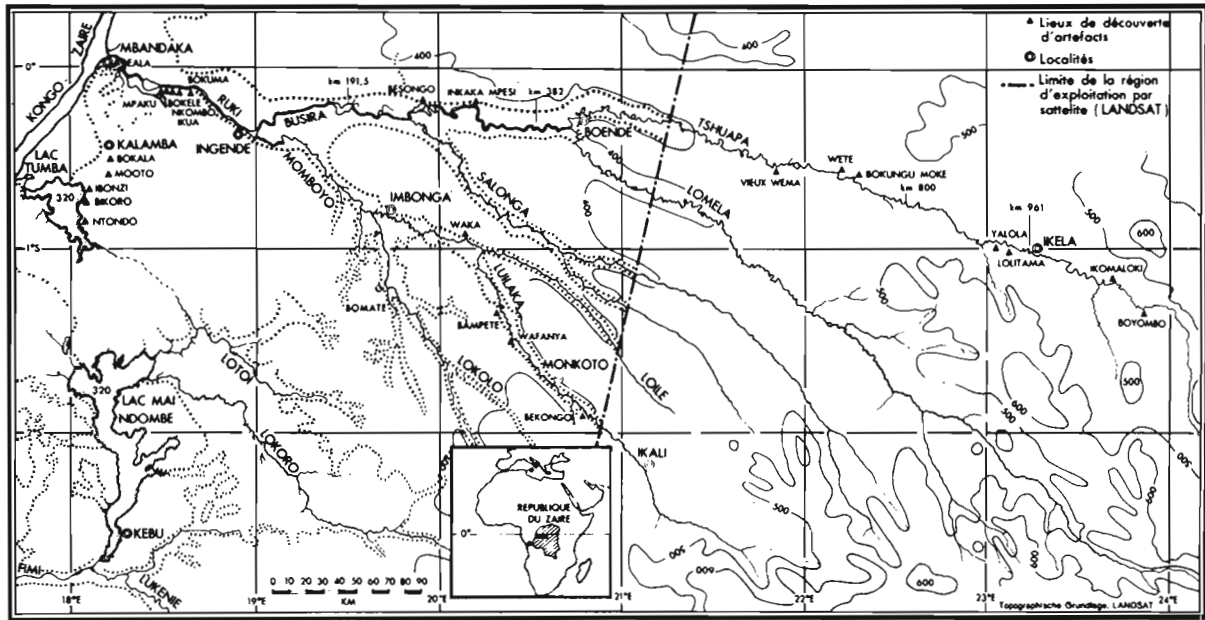


Figure 1 : Localisation de la zone d'étude. En pointillé : limites entre la terre ferme et les zones déprimées.

2°) Les zones déprimées.

Dans ces zones on rencontre côte à côte des profils de sédimentation très variés, dans lesquels se développent des sols hydromorphes. Les alluvions fluviales apparaissent le long des berges aux basses eaux. On peut distinguer trois unités sédimentologiques, qui représentent une période de 40000 ans.

a) Les alluvions podzolisés*.

Ils se rencontrent au Momboyo et au Tshuapa (Preuss, 1986b), mais ni au Ruki, ni au Momboyo inférieur, ni au Busira inférieur. Le matériau est un sable à grain moyen. Il faut noter que les horizons spodiques* (Bhs), indurés en alios* par voie pédogénétique, peuvent avoir une épaisseur de plusieurs mètres. Ces sédiments contiennent souvent du matériel organique, qui a permis de préciser les limites chronologiques de leur formation à l'aide de 8 datations 14C.

b) Les sables de base.

Les sédiments de cet ensemble stratigraphique sont des sables moyens et des sables grossiers comparables à ceux qui de nos jours recouvrent les bancs de sable. Leur aspect stratigraphique et leur extension spatiale incite à

penser que leur dépôt a eu lieu dans un cours d'eau à chenaux divagants. Localement, ils peuvent dépasser 10 m d'épaisseur (Imbonga, Ikenge, Bokuma-Isoku). Ils semblent dériver partiellement des alluvions podzolisés.

c) Les sables des couches supérieures.

Il s'agit en fait de couches argileuses et sableuses, le taux de sable augmentant du bas vers le haut, tandis que le taux d'argile et de limons diminue de façon symétrique. Il en ressort nettement que ces accumulations se sont faites dans des rivières méandreuses. On constate également une concentration plus forte en sable au fur et à mesure qu'on s'approche des bords des cours d'eau, près desquels s'est déposé le faciès le plus grossier.

III - DONNEES RADIOCHRONOLOGIQUES ET PALEOECOLOGIQUES

Les analyses de sols et de sédiments ont permis de reconstituer une stratigraphie de la région du bassin du Ruki pour les quarante derniers millénaires. L'ensemble des datations est regroupé tableau I.

Date 14C (BP)	N° de laboratoire	Longitude	Latitude	Origine de l'échantillon	Type de sédiment	Type d'échantillon
entre 1960 et 1963 apr. Chr.	Hv 13729	19°40,5'E	01°01,8'S	Lokolo	7.1	8.1
récent	Hv 13727	19°43,5'E	00°42,8'S	Imbonga	7.2	8.2
<1640 apr. Chr.	Hv 13734	19°31,3'E	00°06,5'S	Busira Km 191,5	7.2	8.2
230+/-130	Hv 13726	19°43,5'E	00°42,8'S	Imbonga	7.2	8.3
335+/-70	Hv 13733	19°50,0'E	00°44,0'S	Bonkake	7.1	8.4
720+/-115	Hv 13953	19°31,3'E	00°06,5'S	Busira Km 191,5	7.1	8.5
800+/-160	Hv 13731	19°46,0'E	00°43,0'S	Imbonga	7.1	8.3
1.655+/-55	Hv 13732	19°46,0'E	00°43,0'S	Imbonga	7.1	8.2
1.890+/-40	Hv 12950	22°39,5'E	00°52,7'S	Tshuapa Km 800	7.1	8.2
2.635+/-50	Hv 13725	19°43,5'E	00°42,8'S	Imbonga	7.1	8.2
11.515+/-190	Hv 12951	19°42,0'E	00°48,0'S	Lokolo	7.3	8.2
11.850+/-130	Hv 12949	19°46,5'E	00°43,5'S	Imbonga	7.1	8.4
13.380+/-315	Hv 13723	19°43,5'E	00°42,8'S	Imbonga	7.1	8.6
13.675+/-115	Hv 12946	19°40,5'E	01°01,7'S	Lokolo	7.1	8.4 8.2
15.880+/-340	Hv 12948	19°43,0'E	00°43,0'S	Imbonga	7.1	8.4
16.675+/-140	Hv 13724	19°43,5'E	00°42,8'S	Imbonga	7.1	8.1
17.735+/-135	Hv 11776	18°40,0'E	00°05,0'S	Ruki Km 58	7.4	8.6
19.920±765	Hv 12945	19°43,5'E	00°42,7'S	Imbonga	7.4	8.4
23.785 ⁺¹⁴⁶⁰ ₋₁₉₇₀	Hv 13730	19°42,0'E	00°58,0'S	Lokolo	7.5	8.6
24.450±205	Hv 13722	20°52,3'E	01°50,5'S	Boangi	7.5	8.6
24.860±290	Hv 12947	20°27,5'E	00°17,0'S	Nkoyakoni	7.6	8.2
30.590 ⁺¹⁵²⁰ ₋₁₂₀₀	Hv 12952	19°42,0'E	00°48,0'S	Lokolo	7.3	8.7
36.690 ⁺¹⁴³⁰ ₋₁₂₁₀	Hv 13728	19°42,0'E	00°53,5'S	Lokolo	7.6	8.2
36.870 ⁺¹⁴⁶⁰ ₋₁₂₃₀	Hv 13735	20°31,3'E	00°17,7'S	Ikembell	7.6	8.2
37.640±860	Hv 12944	20°20,5'E	01°21,5'S	Wafanya	7.7	8.4
42.230 ⁺²⁸⁷⁰ ₋₂₁₀₅	Hv 13736	20°31,3'E	00°17,7'S	Ikembell	7.6	8.7

Tableau 1 : Datations 14C obtenues dans le bassin intérieur du Zaïre (Laboratoire de M.A. Geyh, Hanovre, RFA). 7.1 : couches supérieures ; 7.2 : levée ; 7.3 : couches supérieures (au-dessus de l'horizon spodique) ; 7.4 : sables de base ; 7.5 : vieilles couches supérieures ; 7.6 : horizon spodique induré en alios ; 7.7 : sables moyens au-dessous de l'horizon spodique induré ; 8.1 : racine ; 8.2 : bois ; 8.3 : charbon de bois ; 8.4 : feuillage ; 8.5 : humus ; 8.6 : sédiment organique ; 8.7 : copal.

1°) Données obtenues sur les ensembles antérieurs à 24000 ans

La donnée la plus ancienne est fournie par la datation d'un échantillon de copal inclus dans l'horizon spodique d'alluvions podzolisés : 42230/ +2870, -2105/B.P. (Hv 13736). Cet échantillon était associé à du bois transporté, daté pour sa part de 36870/ +1460, -1230/B.P. (Hv 13735). L'écart entre les deux datations n'est pas significatif à deux écarts-types près. On ne peut non plus exclure le fait que le fragment de copal avait déjà un âge élevé lors de son enfouissement. Grâce à deux autres datations, (Hv 12944 ; Hv 13728), il semble probable que le dépôt de ces sédiments a eu lieu au plus tard entre 35000 et 32000 B.P.

A Busira, une datation d'un fragment de bois transporté indique un dépôt de sables plus récent, mais également podzolisé par la suite : 24860+/-290 B.P. (Hv 12947).

Deux autres datations ont été effectuées sur des alluvions qui n'ont pas été podzolisées en raison de leur teneur élevée en argile. La première date (Hv 13730 : 23785 /+1460,-1970/ B.P.) a été effectuée sur un échantillon prélevé dans un profil le long du Lokolo, un affluent du Momboyo. La deuxième (Hv 13722 : 24450 +/-205 B.P.) a été obtenue sur un échantillon d'un autre profil, dont le niveau supérieur se trouve au dessus du niveau de crue, à Boangi.

Si on considère ces sables podzolisés comme un niveau stratigraphique, on notera l'écart entre les dates de 42230 B.P. (Hv 13736) et 36870 B.P. (Hv 13735) d'une part, et 24860 B.P. (Hv 12947) d'autre part. Il est possible que l'absence de données pendant cet intervalle provienne du fait que nous sommes pendant une phase de pédogenèse (podzolisation) et non de dépôt de sédiments. Il apparaît que la podzolisation s'est poursuivie jusqu'à il y a moins de 25000 ans, soit plus longtemps que dans la région de Brazzaville (Schwartz et al., 1985), pour des raisons explicitées plus loin. On admet ici que la podzolisation a suivi de peu le dépôt de ces sédiments, car les niveaux plus récents ne sont pas podzolisés. En une seule occasion, il a été possible d'observer un profil podzolisé probablement plus jeune, et d'ailleurs très différent morphologiquement. Il s'agit d'un sol situé le long du Luilaka (km 221), à 3 m au dessus du niveau des basses eaux. Les horizons L, O, Ah manquent ; l'horizon E (A2) a une épaisseur de 45 cm, l'horizon Bs d'un ton rouille a une épaisseur de 6 cm. Le profil se développe dans des sables fins et moyens de teinte blanc-jaunâtre.

2°) Les ensembles compris entre 24000 et 17000 ans.

Ces données proviennent des niveaux de sables de base. Le niveau supérieur de ces sables est situé au niveau des basses eaux, alors que le niveau supérieur des sables podzolisés est situé au dessus de celui des hautes eaux. L'accumulation de ces sables suit de plus ou moins près une phase d'érosion qui a débuté après 23500 B.P. et s'est sans doute achevée avant 18300 B.P. A Imbonga ces sables sont datés de 19920+/-765 B.P. (Hv 12945) ; à Bokuma-Isoku, de 17735+/-135 B.P. (Hv 11776).

Les datations sont effectuées sur des strates de feuilles, matériel qui se prête bien aux datations ; l'âge des feuilles est en effet peu élevé au moment de l'enfouissement, car il s'agit d'un matériau fragile qui ne se conserve pas longtemps dans des conditions normales. A Imbonga on a pu observer de telles couches sur une épaisseur de 2-3 mètres. Des analyses palynologiques ont également pu être faites sur les pollens fixés entre les feuilles qui les ont protégés de contamination ultérieure (analyses de E. Roche). Il s'agit d'analyses préliminaires, au niveau de la famille ou du genre.

A Bokuma-Isoku, cette analyse palynologique a mis en évidence un spectre pollinique inférieur qui peut se rapporter à une savane boisée, et un spectre supérieur de savane plus dense, voire de forêt claire (tableau II) :

— à la base du sédiment prédominent les graminées, cypéracées et spores de ptéridophytes. L'ensemble suggère la permanence d'un milieu de savanes arborées (graminées, *Cassia*, *Combretum*, *Allophyllus*), parsemé de dépressions marécageuses (Cypéracées, Polygonaceae), et traversé de galeries forestières (Meliaceae, *Bombax*, *Syzygium*) ;

— plus haut, les graminées, cypéracées et ptéridophytes régressent tout en restant dominantes. Le spectre pollinique traduit l'existence de milieux fermés : savanes densément boisées ou forêts claires à *Combretum*, *Allophyllus*, *Cassia*, *Terminalia*, *Erythrina* ; forêt dense équatoriale à Meliaceae, *Syzygium*, *Bombax*, *Parinari*, *Olax*.

Les données obtenues à Imbonga (tableau III) sont très proches de celles de la base des sédiments de Bokuma-Isoku, qui sont un peu plus récents.

3°) Les données concernant la période entre 17000 et 11000 ans.

Ces sables de base sont recouvert par la formation appelée "sables des couches supérieures". Le passage entre les sables de base et les couches supérieures corres-

-520 à -567 cm		-480 à -520 cm	
Spores de Ptéridophytes	15 %	Spores de Ptéridophytes	10 %
Gramineae	35 %	Gramineae	17 %
Cyperaceae	15 %	Compositae	2 %
Meliaceae	2 %	Cyperaceae	6 %
<i>Polygonum</i>	5 %	Meliaceae	7 %
<i>Syzygium</i>	3 %	<i>Polygonum</i>	4 %
<i>Bombax</i>	5 %	<i>Syzygium</i>	15 %
<i>Cassia</i>	3 %	<i>Bombax</i>	5 %
<i>Allophylus</i>	2 %	<i>Parinari</i>	2 %
<i>Combretum</i>	4 %	<i>Olax</i>	3 %
autres	11 %	<i>Erythrina</i>	3 %
		<i>Terminalia</i>	4 %
		<i>Cassia</i>	4 %
		<i>Allophylus</i>	4 %
		<i>Combretum</i>	3 %
		autres	11 %

Tableau II : Analyses palynologiques à Bokuma-Isoku. (Hv 11776 : 17735 +/- 135 BP).

Spores de Ptéridophytes	16 %
Gramineae	35 %
Compositae	3 %
Cyperaceae	8 %
<i>Parinari</i>	2 %
<i>Syzygium</i>	2 %
<i>Eugenia</i>	5 %
<i>Erythrine</i>	3 %
<i>Bombax</i>	3 %
Meliaceae	2 %
<i>Cassia</i>	3 %
<i>Acacia</i>	4 %
autres	11 %

Tableau III : Analyses palynologiques à Imbonga (Hv : 12945 : 19920 +/- 765 BP).

pendant à un changement sédimentologique, climatique et végétal, il convient de cerner le plus précisément possible l'âge de cette transition. A cet égard nous disposons de deux datations pour les sables de base et de six autres sur les couches supérieures. En tenant compte du triple écart type qui correspond à un degré de probabilité de 99,7 % (Geyh, 1983), on en déduit que les sables de base se sont déposés avant 17200 B.P. et les couches supérieures après 17200 B.P.

A Imbonga, un horizon racinaire s'est formé après 17200 B.P. au dessus des sables de base. La datation de cet horizon est de 16675±140 B.P. (Hv 13724). Cette formation semble représenter la première colonisation végétale de cette rivière à chenaux divagants. Ce caractère de colonisation nous paraît représentatif de la tendance générale de l'extension de la végétation dense à la fin du Pleistocène. Cette tendance ressortait déjà de l'analyse palynologique du profil de Bokuma-Isoku, où la période après 17735 B.P. (partie supérieure du profil) voit une régression des plantes herbacées.

On déduit de ceci que les premières phases de changement de l'environnement végétal et sédimentologique ont eu lieu de façon plus ou moins synchrones vers 17200 B.P.

Jusqu'à présent on ne possède pas assez de données pour établir des subdivisions dans la période de 17000 B.P. à environ 11000 B.P. Ce qui ressort cependant clairement, c'est que les rivières divagantes ont imprimé leur caractère propre aux alluvions. Ainsi, dans les profils des sédiments supérieurs, les taux de sables augmentent de la base vers le sommet, tandis que les taux d'argile et de limons diminuent dans les mêmes proportions, ce qui indique nettement une sédimentation par des rivières à méandres. On note que les sédiments les plus grossiers se rencontrent près des berges des cours d'eau, tandis que le matériel argileux devient de plus en plus abondant au fur et à mesure qu'on s'en éloigne. Certains profils montrent une alternance double de sédiments fins et de sédiments grossiers.

4°) La période post 11500 B.P.

On ne dispose pas de données pour la période entre 11515±190 B.P. (Hv 12951) et 2653±50 B.P. (Hv 13725). Après cette dernière date il y a par contre 9 autres datations.

Cette absence de données provient sans doute du fait qu'on a jusqu'à présent surtout daté des couches basales, afin de pouvoir dans un premier temps déterminer les différents niveaux stratigraphiques.

L'absence de données pourrait également être dû au fait que ces couches récentes ne sont pas forcément accessibles le long des berges de rivières. Nous pensons par exemple aux sédiments déposés dans les bras morts.

III - DISCUSSION : INTEGRATION DE CES DONNÉES DANS LE CONTEXTE DE L'AFRIQUE CENTRALE (fig. 2).

Le dépôt des sables qui ont été ultérieurement podzolisés à commencé il y a plus de 40000 ans. Cette phase d'accumulation s'est terminée entre 35000 et 32000 B.P. Après cette date, les premiers sédiments susceptibles d'être datés se sont déposés lors d'une deuxième phase d'accumulation entre 26000 et 23500 B.P.

Dans la partie sud du bassin du Zaïre, Delibrias et al. (1983) ont découvert des racines à l'intérieur de podzols et les ont datés de 31000 à plus de 35000 B.P. Pour leur part, Schwartz et al. (1985) datent la podzolisation dans la région de Brazzaville entre 40000 et 30000 B.P., sur des sables déposés avant cette date de 40000 B.P. Le développement des podzols nécessite une végétation forestière dense et la présence d'une nappe d'eau battante (Schwartz, 1985). Dans notre zone d'étude, la podzolisation s'est poursuivie jusqu'à il y a moins de 25000 B.P., date du dépôt des derniers sables podzolisés, dont le profil est cependant moins développé que celui des podzols plus anciens. Cela signifie que localement, les conditions pédoclimatiques sont restées favorables plus longtemps à la podzolisation : il est vrai qu'ils ne sont situés que peu de mètres au-dessus des cours d'eau, dans la zone encore actuelle de battement de nappe, alors que dans la région de Brazzaville, ils étaient situés dès 30000 B.P. en position de terrasse ; dans cette dernière position un assèchement climatique se traduit plus rapidement par un abaissement de la nappe que dans le premier cas (voir Schwartz, p. 183 de cet ouvrage).

Au Kenya, Coetzee (1967) a montré qu'un sédiment sableux s'est déposé dans le Lac Sacré vers 33350±1000 B.P. (GrN 4194). Le contenu palynologique de ce sédiment indique un climat froid et peu humide. La limite supérieure de la zone forestière atteignait à peine le lac. Cette limite remonte pour la période suivante, comprise approximativement entre 31200 et 26000 B.P., ce qui indique des conditions climatiques plus chaudes. Aux Cherangani Hills, à une altitude de 2900 m, Coetzee (1967, p. 78 et fig. 17, 18) observe également des conditions climatiques favorables, jusqu'à environ 27750±600 B.P. (GrN 4089). Si on tient compte du triple écart-type, on peut supposer que cette période s'est donc termi-

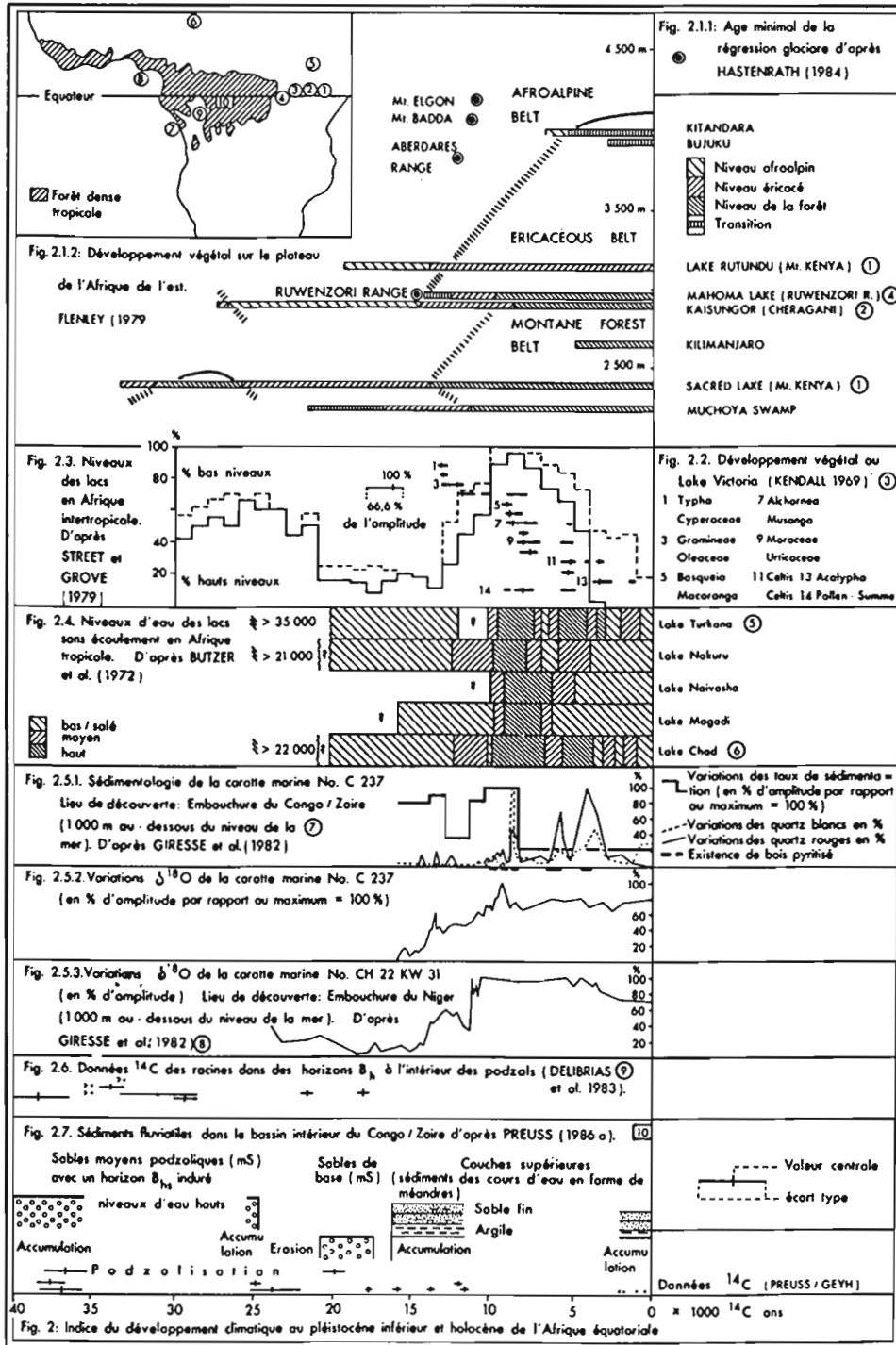


Figure 2 : Le développement climatique du Pléistocène supérieur et Holocène en Afrique intertropicale. Tableau synoptique.

née entre 29550 et 25950 B.P. Comme dans la région du Ruki la deuxième période d'accumulation commence vers 26000 B.P. (avec le même écart-type), nous prendrons cette date comme limite.

Cette période d'accumulation, mise en évidence par l'accumulation des sédiments du bassin intérieur du Zaïre, et ayant donc débuté entre 26000 et 23500 B.P., correspondant, d'après les résultats obtenus par Coetzee (1967) au Kenya, au début d'une détérioration climatique, menant à des conditions climatiques plus arides et plus fraîches, et qui ne s'est terminée que vers 14050+/-360 B.P. (I-2472). Il faut cependant souligner qu'entre les dates de 33350 B.P. (GrN 4194) et 14050 B.P. (I-2472), les datations ne sont qu'approximatives, puisque calculées sur le taux moyen de sédimentation, ce qui est une source d'imprécision et d'erreurs potentielles. Il est d'autant plus intéressant de noter que les données du bassin du Ruki confirment les tendances décelées par Coetzee (1967).

Après 23500 B.P. une phase d'érosion se déclenche dans le bassin du Ruki, entraînant une accumulation d'alluvions jusqu'à 17200 B.P. (braided river : rivières à chenaux divagants). Grâce aux analyses palynologiques, il apparaît qu'à cette période la région était couverte d'une végétation peu dense. C'est à partir de 17000 B.P. que la végétation commence à envahir les sédiments et qu'un cours d'eau à méandres entraîne le dépôt d'un sédiment de recouvrement.

Un problème de cohérence se pose entre les données exposées ci-dessus et la courbe qui retrace l'évolution des lacs d'Afrique tropicale (fig. 2.3). Selon Street et Grove (1979), plus de 60 % des lacs avaient un niveau élevé entre 26000 et 23000 B.P., tandis que les analyses présentées ci-dessus montrent que le climat a été plus aride et plus froid qu'avant 26000 B.P.

A cet égard il convient de remarquer que la quantité de données dont on dispose pour cette période est assez restreinte, ce qui peut fausser les résultats. Toutefois, la courbe constitue un indice climatique. Il faut alors admettre que le déphasage entre le développement végétal et les niveaux du lac est sans doute causé par les faits suivants : baisse de la capacité d'absorption par la végétation avec l'apparition d'une végétation herbacée, baisse de l'évaporation avec le refroidissement climatique. Globalement l'évapo-transpiration aurait donc chuté, plus peut-être que la baisse des précipitations. Il est également possible que ce déphasage soit dû à une permanence de nappes souterraines alimentées antérieurement, et qui s'affaiblissent postérieurement seulement au début de la phase d'"aridité" (ce qui a été le cas, par exemple des lacs sahariens ou du Tchad).

D'autre part, si on applique à la période qui suit 23500 B.P. un modèle initialement conçu pour la période post 11500 B.P. (modèle exposé plus en détail ci-dessous), la question se pose de savoir si la diminution de la capacité d'absorption des végétaux et la baisse de l'évapo-transpiration* n'ont pas entraîné un accroissement du débit des rivières, donc un transport plus important de sédiments, et une capacité de creusement plus importante jusqu'à ce que la relation entre l'écoulement et la charge des cours d'eau ait penché en faveur de l'accumulation.

Le début d'une amélioration climatique vers 17200 B.P., marqué par la zone limite entre les sables de base et le début de la colonisation par la végétation, est en accord avec plusieurs observations, telles l'analyse palynologique du Lac Sacré au Kenya (Coetzee, 1967), le minimum relatif du niveau des lacs d'Afrique intertropicale (Street et Grove, 1979), et par les tendances des courbes $\delta 18 O$ du Congo et du Niger (Giresse et al., 1982).

En Afrique Centrale équatoriale, la période postérieure à 17200 B.P. est bien connue grâce à de nombreuses données. Les volcans de l'Afrique de l'Est ont fourni de nombreuses carottes, prises dans les lacs et les marécages, et étudiées d'un point de vue palynologique. La figure 2.1.1 montre une remontée de la limite supérieure de la zone forestière entre 14000 et 10000 B.P., qui passe de 2500 à 3000 m d'altitude. Ceci correspond approximativement au début du recul des glaciers entre 15000 et 10000 B.P. (Flenley, 1959, d'après Coetzee, 1967 ; Hastenrath, 1984), passant de 3000 à 4000 m d'altitude (fig. 2.1.2.).

Les variations du couvert végétal du lac Victoria (altitude 1130 m) ont été étudiées avec une précision remarquable grâce à 28 datations $14C$ par Kendall (1969). La concentration pollinique maximale (pollens/cm²/an) est atteinte entre 8000 et 5300 B.P. Si on fixe à 66,6 % du maximum pollinique la limite du développement végétal à caractère dense, on observe que cette limite est atteinte une première fois vers 9000 B.P., puis entre 8600 et 7500 B.P. et enfin entre 5900 et 5000 B.P. Après 5000 B.P., la concentration pollinique diminue nettement en dessous de 50 % du maximum. Parallèlement on constate l'importance croissante d'espèces adaptées à des précipitations moins fortes et à des climats à caractères saisonniers (fig. 2.2).

A partir de 12000 B.P. et jusqu'à 10000 B.P., le niveau de plusieurs lacs sans exutoires est monté, et est resté à son maximum entre 10000 et 8000 B.P. Ce maximum, comme le suivant, entre 6000 et 4000 B.P. correspond à un fort développement de la végétation du lac Victoria (fig. 2.3 et 2.4).

Le haut niveau des lacs sans exutoires ne peut guère s'expliquer que par l'augmentation du rapport précipitation - évaporation. Il faut cependant noter que la montée du niveau des lacs est un critère relativement peu précis, puisque l'amplitude de cette montée dépend de plusieurs facteurs comme la superficie du bassin du lac, l'étendue de la surface d'eau. De plus, les eaux souterraines contribuent également au bilan global de l'eau dans les lacs. Il est ainsi possible que les variations du niveau des lacs soient déphasées par rapport aux variations des précipitations (voir ci-dessus). Compte tenu du fait que la montée de la limite supérieure de la zone forestière indique une hausse de température, il est fort probable que le taux d'évaporation a augmenté parallèlement, ce qui implique alors des précipitations plus fortes.

Le débit élevé des fleuves africains est pour sa part attesté par l'étude des carottes prélevées dans les embouchures de fleuves de la côte atlantique (voir fig. 2.5). Nous traiterons ici de deux carottes. La première (C237) a été prélevée à une profondeur de 1000 m au-dessous du niveau de la mer au large de l'embouchure du Congo, la deuxième a été prélevée à la même profondeur au large du delta du Niger.

Les courbes $\delta^{18}O$ (fig. 2.5.2 et 2.5.3) sont plus ou moins comparables (Giresse et al., 1982) et font ressortir une augmentation de la température globale à la fin du Pleistocène ou au début de l'Holocène. En raison de leur comparabilité avec d'autres indicateurs paléoclimatiques les courbes $\delta^{18}O$ sont représentées en pourcentage de leur amplitude. Sur la carotte C237 (fig. 2.5.2) on observe un maximum de température vers 9300 B.P., lié à un débit très élevé du fleuve Congo (Giresse et al., 1982). Une explication analogue s'applique également à l'égard du maximum observé vers 13400 B.P. (Jones et Rudiman, 1982).

Il faut cependant souligner que les courbes représentées sur les figures 2.5.2. et 2.5.3. posent des problèmes d'interprétation. Ainsi, les deux datations de 10580 \pm 650 B.P. et 11200 \pm 650 B.P. effectuées sur la deuxième carotte ne sont pas statistiquement différentes. Ainsi, malgré l'épaisseur de 390 cm de sédiment qui sépare les deux échantillons datés, ceux-ci pourraient être du même âge, ce qui signifierait alors que toute cette épaisseur de sédiments s'est déposée très rapidement.

De même il faut noter que les âges conventionnels ^{14}C des sédiments marins sont plus élevés que celui de fragments de bois contenus dans les mêmes niveaux. L'écart est au maximum de 2000 ans (Geyh, 1983). L'âge ^{14}C de l'eau de mer à proximité de la surface est de 400 à 600 ans, et représente la valeur minimale de ce décalage. Il faut cependant noter que ce sont ici des sédiments

d'origine terrigènes qui ont été datés, et il n'est pas sûr que cette correction soit applicable. Il peut cependant également y avoir un décalage, mais pour d'autres raisons, parce que les matières d'origine terrigènes n'ont pas forcément un âge nul au moment de leur enfouissement.

L'absence de sédiments fluviatiles dans le bassin du Ruki entre 11515 \pm 190 B.P. et 2635 \pm 50 B.P. est un fait marquant. A l'aide des données exposées grâce aux figures 2.3 à 2.5, nous émettons à ce sujet une hypothèse qui reste cependant à confirmer.

L'écoulement maximum du Congo est donc daté entre 10000 et 8000 B.P. d'après la figure 2.5.2, et les données plus générales des figures 2.2. à 2.4. Cet écoulement a entraîné l'accumulation des grains de quartz de couleur rouge ou blanche, ainsi que de fragments de bois dans le secteur du delta sous-marin. Cette période correspond donc à une phase d'érosion, sans que l'on puisse localiser précisément le secteur d'érosion au sein du bassin versant du fleuve.

On peut cependant s'interroger pour savoir les conséquences possibles d'un écoulement important dans le bassin intérieur du fleuve. A cet égard, on notera une corrélation significative entre la largeur des cours d'eau et le rayon de courbure des chenaux (Preuss, 1986a). L'étude des photographies aériennes et des images satellites (LANDSAT) a en effet montré que dans les cours d'eau à faible pente, l'augmentation de l'écoulement ne se traduisait ni par une élévation de la vitesse, ni par une érosion plus profonde, mais par une extension en largeur des cours d'eau. Ceci entraîne inévitablement des changements importants dans l'aspect du lit du fleuve, érosion des berges escarpées, apparition de bras morts, dépôts de sédiments sous le niveau d'eau actuel notamment.

Ainsi, lors de périodes d'écoulement maximum, il y a érosion et entrainement de matériau. Il est fort possible qu'une bonne partie de ce matériau se soit déposé dans les bras morts. C'est sans doute ici, voire dans le Stanley Pool ou même dans l'embouchure, qu'il faudrait prospector pour combler l'absence de données entre 11500 et 2600 B.P.

Ce n'est qu'après 2700 B.P. que l'on observe à nouveau des dépôts sédimentaires. Ceux-ci sont entre autres choses des sédiments de couleur brune et jaune brun, épais de 2 à 3 m. Ils contiennent des charbons de bois qui indiquent peut-être des influences anthropiques.

IV - CONCLUSION

Les recherches récentes dans le Bassin intérieur du Zaïre (fig. 2.7) et leur comparaison avec des données plus générales (fig. 2.1. à 2.6) ont permis de retracer l'évolution climatique des quarantes derniers millénaires aux latitudes équatoriales, avec une précision de l'ordre de 2000 ans. Ces tendances évolutives peuvent être résumées de la manière suivante.

— Période ayant débuté avant 40000 B.P. et se terminant vers 35/32000 B.P. : accumulation relativement épaisse de sédiments ; début d'une forte diminution de la couverture végétale à la périphérie du Bassin intérieur du Zaïre, après une phase d'érosion.

— de 35/32000 à 26000 B.P. : pour le moment il n'y a pas de sédiments qui puissent être attribués à cette période caractérisée par une végétation plus dense et des niveaux d'eau périodiquement élevés dans le bassin du Ruki. La podzolisation se produit même sur les sédiments les plus récents.

— de 26000 à 23500 B.P. : des processus de sédimentation ont à nouveau lieu dans le bassin du Zaïre. La podzolisation des dépôts alluviaux est encore forte après 24860 B.P., mais le maximum d'épaisseur des horizons Bhs est obtenu sur des sédiments plus vieux que 23500 B.P.

— de 23500 à 17200 B.P. : il y a d'après nos observations une incision des cours d'eau, et parallèlement ou par suite, accumulations des sables de base, qui sont déposés par un cours d'eau à chenaux divagants. L'éclaircissement de la végétation est prouvé par les analyses palynologiques.

— de 17200 à 11500 B.P. : la végétation redevient graduellement plus dense. Les couches sédimentaires sableuses supérieures sont déposées par des rivières à méandres.

— de 11500 à 2600 B.P. : l'absence de sédiments à cette époque est consécutive à une phase d'érosion latérale par les rivières à méandres. L'origine de cette phase est liée aux variations du lit des cours d'eau liées aux écoulements importants entre 10000 et 8000 B.P. Des dépôts se forment en même temps dans les bras morts.

— depuis 2600 B.P. : formation de nouveaux dépôts contenant des charbons de bois et susceptibles d'être datés. Ces charbons pourraient être d'origine anthropique.

La principale conclusion de cette étude est que les latitudes équatoriales de l'Afrique ont subi des change-

ments climatiques synchrones, bien que d'intensité moindre, de ceux bien mieux étudiés jusqu'à présent des latitudes plus hautes.

REMERCIEMENTS

Les datations 40C sont dues au Dr. M. A. Geyh (Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, 3000 Hannover 51, R.F.A.). Les analyses palynologiques ont été effectuées par le Dr. E. Roche (Musée Royal de l'Afrique Centrale, B-1980, Tervuren, Belgique). Nous les remercions vivement ici. Nous remercions également le Dr. M. K. H. Eggert (Hambourg), le Dr. Kanimba Misago (Kinshasa), le R. P. Dr. G. Hulstaert, M. S. C. et le R. P. Dr. H. Vinck, M. S. C. (Mbandaka). Ce projet a été financé par le Deutsche Forschungsgemeinschaft et réalisé avec la collaboration des Musées Nationaux du Zaïre.

BIBLIOGRAPHIE

- BUTZER K.W., ISAAC G.I., RICHARDSON I.L. et WASHBOURN-KAMAU C., 1972.- Radiocarbon Dating of East African Lake Levels. *Science*, 175, 1069-1076.
- COETZEE J.A., 1967.- Pollen Analytical Studies in East and Southern Africa. *Palaeocol. Africa*, 3, 1-146.
- DE LEENHEER L., D'HOORE J. et SYS C., 1952.- Cartographie et caractérisation pédologique de la catena de Yangambi. *Public. INEAC, sér. Scient.*, Bruxelles, n° 55, p. 1-62.
- DELIBRIAS G., GIRESSE P., LANFRANCHI R. et LE COCQ A., 1983.- Datations de dépôts holorganiques quaternaires sur la bordure occidentale de la Cuvette congolaise (R.P. du Congo) : corrélations avec les sédiments marins voisins. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 296, sér. II, 32, 463-466.
- FLENLEY J., 1979.- *The Equatorial Rain Forest : a geological history.* London, Boston.
- GEYH M.A., 1983.- *Physikalische und chemische Datierungsmethoden in der Quartär-Forschung.* Claus-thaler Tektonische Hefte, 19.

- GIRESSE P., BONGO-PASSI G., DELBIRIAS 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, 803-815.
- HASTENRATH S., 1984.- *The Glaciers of Equatorial East Africa*. Dordrecht, Boston, Lancaster.
- JONES G.A. et RUDDIMAN W.F., 1982.- Assessing the Global Meltwater Spike. *Quat. Res.*, 17, 148-172.
- JONGEN P. et JAMAGNE M., 1966.- Notice explicative de la carte des sols. 20. Région Tshuapa-Equateur. A.- Sols. Publ. INEAC. Carte des sols et de la végétation du Congo, du Rwanda et du Burundi, Bruxelles.
- KENDALL R.L., 1969.- An Ecological History of the Lake Victoria Basin. *Ecol. Monographs*, 39, 121-176.
- MALEY J., 1982.- Dust, Clouds, Rain Types, and Climatic Variations in Tropical North Africa. *Quat. Res.*, 18, 1-16.
- PREUSS J., 1986a.- Die Klimaentwicklung in den äquatorialen Breiten Afrikas im Jungpleistozän, Versuch eines Überblicks in Zusammenhang mit Geländearbeiten in Zaïre. *Marburger Geogr. Schrift.*, 100, 132-148.
- PREUSS J., 1986b.- Jungpleistozäne Klimaänderungen im Kongo-Zaïre-Becken. *Geowissenschaften in unserer Zeit*, 4, 6, 177-187.
- SCHWARTZ D., DELBIRIAS G., GUILLET B. et LANFRANCHI R., 1985.- Datations par le ^{14}C d'alias humiques : âge njilien (40000-30000 B.P.) de la podzolisation sur sables Bateke (République Populaire du Congo). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 300, sér. II, 17, 891-894.
- SCHWARTZ D., 1985.- Histoire d'un paysage : le Lous-séké. Paléoenvironnements quaternaires et podzolisation sur sables Bateke. Quarante derniers millénaires, région de Brazzaville, R.P. du Congo. Thèse Doct. Etat Sciences, Univ. Nancy, I, parue in : *Collection Etudes et Thèses, ORSTOM, Paris*, 285 p. (1988).
- STREET F.A. et GROVE A.T., 1979.- Global Maps of Lake-Level Fluctuations since 30000 yr. B.P. *Quat. Res.*, 12, 83-118.
- SYS C., 1958-1959.- Carte des sols du Congo belge et du Ruanda-Urundi. Echelle 1:5 000 000. Publications INEAC, Bruxelles.
- SYS C., 1960.- Notice explicative de la carte des sols du Congo belge et du Ruanda-Urundi. Publications INEAC. Carte des sols et de la végétation du Congo belge et du Ruanda-Urundi, Bruxelles, 90 p. + 1 carte h.t.
- SYS C., VAN WAMBEKE A., FRANKART R., GILSON P., JONGEN P., PECROT A., BERCE J.-M. et JAMAGNE M., 1961.- La cartographie des sols au Congo, ses principes et ses méthodes. Publications de l'INEAC, Série technique, 66, 1-149, Bruxelles.