

Synthèse sur l'évolution des paléoenvironnements de l'Afrique occidentale atlantique depuis la fin de la dernière période glaciaire. Influences climatiques et anthropiques.

Synthesis on the palaeoenvironments' evolution of Atlantic West Africa since the end of the Last Glacial Maximum. Climatic and human influences.

Chimène ASSI-KAUDJHIS^{1,2}, Bruno Zéli DIGBEHI², Emile ROCHE³
& Anne-Marie LEZINE¹

Abstract: This paper gets together palynological informations issued from 34 sites from Atlantic West Africa for making, with the aid of an exhaustive bibliography, the synthesis of the palaeoecological evolution of the area during the last 20 000 years.

From the collected data, the following progressive process was established: the period going from 20 000 to 15 500 yrs BP, characterized by a maximum of aridity, is marked by an important expansion of savannahs. During the post-glacial transition, between 15 500 and 12 000 yrs BP, an increase of heat and moisture results in the renewal of the Guineo-Congolese rainforest in the lowlands and of the afro-mountainous forest in the highlands. From 8000 to 6000 yrs BP, a wet and warm optimum favours the rise of lakes levels and a wide forests' expansion. Then, a major change of gradual climatic drying out, recorded towards 4000 yrs BP and extended until 2500 yrs BP allows the retreat of forests and the opening of some clumps. From 2500 yrs BP, the climate evolves gradually towards its current stage, with warmer and wetter characters but it presents a certain instability in touch with the global changes of the last two millennia. Human influence on environment in Atlantic West Africa increases principally from 2000 yrs BP interfering during the last millennium with climate-related events, the effects of which it can mask.

Key words: West Africa, Palynology, Climate, Environmental evolution.

Résumé: Cet article synthétise un ensemble de données palynologiques issu de 34 sites de l'Afrique occidentale atlantique dans le but de préciser, à l'aide d'une bibliographie exhaustive complémentaire, l'évolution des paléoenvironnements régionaux au cours des 20 derniers millénaires.

De l'ensemble des informations recueillies, le schéma évolutif suivant a pu être dégagé : le maximum d'aridité se situe entre 20 000 et 15 500 ans BP ce qui se traduit par une importante expansion des milieux ouverts de savanes au détriment de l'espace forestier réduit à des zones refuges. La transition post-glaciaire, entre 15 500 et 12 000 ans B.P. connaît un réchauffement et une humidification entraînant un regain de la forêt dense guinéo-congolaise en plaine et de la forêt afromontagnarde en altitude. Entre 9000 et 6000 ans BP, une phase climatique chaude et humide optimale favorise une importante montée des niveaux lacustres et une large expansion forestière. Après quoi, de 4000 à 2500 BP, un assèchement progressif contribue à un nouveau retrait des milieux forestiers, à une avancée des taxons mésophiles au sein de ceux-ci et au morcellement de certains massifs. A partir de 2 500 B.P., le climat évolue progressivement vers son stade actuel, à caractère plus chaud et plus humide mais il présente une certaine instabilité en rapport avec les phénomènes globaux marquant les deux derniers millénaires. L'influence anthropique en Afrique occidentale atlantique, s'est surtout intensifiée à partir de 2 000 ans BP, interférant avec les événements climatiques dont elle peut masquer les effets.

Mots-clés: Afrique occidentale atlantique, Palynologie, Climat, Evolution de l'environnement.

¹. Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, UMR 1572 CNRS-UVSQ, Orme des Merisiers, 91191 Gif-sur-Yvette, cedex, France. Chimene.Assi-Kaudjhis@lscce.ipsl.fr ; AnneMarie.Lezine@lscce.ipsl.fr

². Université de Cocody, UFR des Sciences de la Terre et des Ressources Minières (STRM). 22 BP 582 Abidjan 22 Côte d'Ivoire. brunozeli_digbehi@yahoo.fr ³. Université de Liège, UPPM, Sart Tilman - Allée du 6 Août, B18 / P40 B - 4000 Liège 1, Belgique. rocheemile@yahoo.fr

INTRODUCTION

Les domaines forestiers équatorial et tropical humide d'Afrique occidentale et centrale correspondent au centre régional d'endémisme guinéo-congolais décrit par WHITE (1986) qui s'étend sur une superficie de 3 154 490 km² (MAYAUX et *al.*, 2004) en bordure du Golfe de Guinée. Il est constitué de deux ensembles séparés par le « couloir du Dahomey » (Dahomey Gap), formé d'une mosaïque de forêts claires et de savanes au niveau du Ghana, du Togo et du Bénin.

Le premier ensemble s'étend au nord et au sud de l'équateur, du littoral atlantique jusqu'au versant occidental de la dorsale du Kivu et inclut tout le bassin du Congo (2 575 070 km²). Le second, plus réduit, s'étend de la République de Guinée jusqu'au Ghana (570 420 km²). La végétation de ces ensembles est constituée de forêts denses et de mosaïques de formations secondaires et de savanes. Les précipitations y sont très importantes ; cependant, étant donné l'étendue concernée, la répartition des pluies est très variable : elle se situe entre 1 600 et 2 000 mm par an, voire au-delà, jusqu'à 4 349 mm à Conakry, en Guinée (WHITE, F., 1986).

Ces domaines forestiers qui regroupent environ 8 000 espèces floristiques dont plus de 80% sont endémiques (WHITE, F., 1983, 1986) sont des systèmes fragiles, soumis aux variations climatiques et menacés par les activités humaines.

Nombre d'études démontrent l'influence des changements climatiques sur les paysages naturels, les associations d'espèces dans les écosystèmes reflétant les interactions entre les organismes et l'environnement abiotique. Même les variations rapides du climat peuvent modifier la composition et la distribution des communautés végétales (WALTHER et *al.*, 2002 ; MARCHANT, R. & HOOGHMIEMSTRA, H. 2004 ; SCHRÖTER, D. et *al.*, 2005), influencer leur caractère endémique (THUILLER, W. et *al.*, 2006), voire provoquer la disparition de certaines espèces (THOMAS, C.D. et *al.*, 2004). Quant à l'action humaine sur le milieu, elle se révèle bien souvent désastreuse : à titre d'exemple, la forêt montagnarde de Oku située dans les hautes terres de Bamenda au Cameroun, a vu sa superficie réduite de 50% entre 1963 et 1986, du fait de la pression anthropique (GARDNER, A. et *al.*, 2001 ; MOMO SOLEFACK, M.C., 2009). Bien que des mesures de protection aient été prises depuis (CHEEK, M. et *al.*, 2000), cette dernière n'a pas complètement disparu et l'appauvrissement du milieu se poursuit. Selon le GIEC (2001), en Afrique, les changements climatiques et les pressions démographiques modifieraient considérablement la distribution et la composition des biomes.

Les analyses palynologiques de séquences sédimentaires continentales ont montré que la forêt équatoriale a fortement changé en superficie (MALEY, J. 1985, 1987, 1992) et en composition (ELENGA, H. et *al.*, 1992, 1994, 2001 ; ASSI-KAUDJHIS, C. et *al.*, 2008) depuis la dernière période glaciaire comme suite à l'évolution du climat (ELENGA, H. et *al.*, 1992, 1994 ; FARRERA, I. et *al.*, 1999 ; LEZINE, A-M. 1988 ; REYNAUD-FARRERA, I. et *al.*, 1996 ; SCHWARTZ, D. 1997 ; VINCENS, A. et *al.* 2007, 2010) et, plus récemment, des activités humaines (BRNCIC, T.M. et *al.* 2007, 2009 ; REYNAUD-FARRERA, I. et *al.*, 1996 ; ROCHE, E. 1991 ; SCHWARTZ, D. 1997 ; TOSSOU, M.G. 2002).

En ce qui concerne l'évolution paléoenvironnementale de l'Afrique occidentale atlantique au cours des 20 derniers millénaires, abordée dans le présent travail, il importe de savoir si les données palynologiques révélatrices des changements du couvert forestier dans toute l'étendue considérée sont susceptibles d'être interprétées en termes de changements climatiques et attester l'empreinte de l'homme sur le milieu naturel tout en évaluant son importance.

GENERALITES SUR LES CHANGEMENTS CLIMATIQUES

Le climat change continuellement et de façon variée, présentant des fluctuations à tendance séculaire assorties toutefois d'oscillations, voire de sauts brusques contrastant avec les variations à long terme.

Les reconstitutions climatiques font appel à des informations provenant de données météorologiques disponibles pour les 100 à 200 dernières années, à une documentation historique couvrant les derniers millénaires et à des archives naturelles qui permettent de caractériser l'histoire de la Terre. Ces dernières regroupent entre autres celles incluses dans les carottes océaniques, les sédiments lacustres, les carottes de glaces polaires, les dépôts coralliens, les loess et les paléosols susceptibles d'enregistrer les informations les plus diverses relatives aux changements globaux.

Les variations climatiques du Quaternaire et leurs causes

Les modèles de reconstitution du climat montrent que ce dernier a, au cours du Quaternaire, présenté une alternance de phases de refroidissement d'assez longue durée (Glaciaires) et de phases de réchauffement plus courtes (Interglaciaires).

En ce qui concerne le dernier cycle glaciaire, l'évolution globale du climat et de l'environnement pour une période couvrant les 150 derniers millénaires a pu être déduite de façon précise de l'étude de carottes sédimentaires provenant de fonds marins situés entre 2500 et 4000 m de profondeur ainsi que de carottes de glace prélevées dans les régions polaires (VOSTOK en Antarctique ; North GRIP au Groenland).

Les variations de longue durée

Après la période chaude de l'Eemien (131 000 - 114 000 ans BP), phase d'importante déglaciation au climat globalement plus chaud et humide que l'Holocène et dont le pic le plus chaud culmine à 125 000 ans BP (BOSCH et *al.*, 2000), le dernier cycle glaciaire débute, il y a environ 110 000 ans, par une période transitoire de 40 000 ans, le pré-Würm. Celle-ci précède le « Pléniglaciaire » dont l'intensité s'affirme ca. 41 000 ans pour atteindre son maximum ca. 18 000 ans¹⁴C BP au **DMG / LGM (Dernier Maximum Glaciaire/Last Glacial Maximum** : de 18 000 - 19 000 ans cal BP à 23 000 - 24 000 ans cal BP). Par l'analyse des carottes de glace, on a constaté qu'aux hautes latitudes, la température avait varié entre 3°C de plus qu'actuellement à l'Eemien et 10°C de moins au dernier maximum glaciaire. A la période d'aridité et de froid de 23 000 à 15 000 ans cal BP succède la phase de réchauffement du **Bölling-Alleröd** entre 14 700 et 12 900 ans cal BP. Puis survient, entre 12 000 et 11 500 ans cal BP un coup de froid brutal accompagné d'une courte période d'assèchement climatique : le **Dryas récent (Younger Dryas)**. Un réchauffement progressif s'installe ensuite pour atteindre le maximum thermique de l'Holocène, période globalement stable sur la durée mais qui connaîtra cependant quelques oscillations au cours du temps.

Les carottes marines ainsi que celles de glace du Groenland et de l'Antarctique ont fourni des preuves irréfutables de la théorie astronomique établie par Milutin MILANKOVICH, dès 1920 pour expliquer les cycles climatiques de longue durée : l'auteur avait calculé une courbe de variation de l'intensité du rayonnement solaire à 65°N en fonction de l'excentricité de l'orbite de la Terre autour du soleil (cyclicité : 100 000 ans), de l'obliquité ou variation de l'inclinaison de l'axe de la Terre (cyclicité : 41 000 ans) et de la précession ou oscillation axiale de la Terre (cyclicité : 20 000 - 25 000 ans). Le modèle établi sur base de ces trois cycles astronomiques permettait le contrôle du climat terrestre, à l'échelle des temps géologiques. Ce modèle climatique a été confirmé par des cyclicités semblables enregistrées par le rapport O_{18} / O_{16} dans la composition des fossiles carbonatés des fonds marins et par la variation d'épaisseur de la glace des glaciers continentaux.

Les variations abruptes

L'évolution climatique de la Terre, soumise à des cycles relativement longs donne une apparence de stabilité. Ces longs cycles sont cependant régulièrement interrompus par des oscillations brusques qui, tout autant que les variations à long terme, sont enregistrées dans les carottes marines (HEINRICH, H. 1988) et les carottes de glace (DANSGAARD, W. et *al.*,

1989, 1993 ; SEVERINGHAUS, J.P. & BROOK, E.J., 1999).

Parmi les anomalies abruptes observées dans les carottes de glace du Groenland, figure le cycle de DANSGAARD - OESCHGER (D/O). Fait de refroidissements rapides, de l'ordre de quelques siècles, suivis de réchauffements très rapides sur quelques décennies, ce phénomène présente une fréquence de 1 500 à 5 000 ans ; il a été recensé 24 fois au cours du dernier Glaciaire (STOCKER, T.F. & MARCHAL, O. 2000). On n'en connaît pas les causes (Variations de la circulation océanique ? Variations de l'intensité solaire ?). De plus, il n'est pas certain que le phénomène soit largement répandu à la surface du Globe.

Un autre cycle d'évolution rapide du climat concerne les événements de HEINRICH dont six phases (de -60 000 à -15 000 ans) ont été identifiées dans les carottes océaniques de l'Atlantique Nord. Il s'agit de phases de sédimentation détritique dues à des « débâcles d'icebergs » en provenance de l'inlandsis nord-américain dont les plus significatives, celles des événements « HEINRICH II » (21 000 ans ¹⁴C BP / 23 000 ans cal BP) et « HEINRICH I » (15 000 ans ¹⁴C BP / 16 000 ans cal BP) se seraient produites en quelques siècles. Ces événements qui ont eu lieu à la limite des grandes transitions climatiques précédant le LGM/DMG et la déglaciation du Tardiglaciaire ne seraient pas à inclure dans le *Dernier Maximum Glaciaire* (MIX et al., 2001) dont la datation proposée par EPILOG se situerait de 18-19 à 23-24 cal - kyr BP (correction CALIB - 4). Comme pour le cycle de D/O, les mécanismes du phénomène de HEINRICH sont mal connus et donnent lieu à controverse : « forçage interne » dû à l'effondrement de la calotte Laurentide ; « forçage externe » dû à une variation d'insolation ?

Le dernier changement brutal a eu lieu au *Dryas récent (Younger Dryas* : 12 900 - 11 600 ans cal-BP), important refroidissement de la fin du Pléistocène se caractérisant par une chute des températures de 7° à 10°C dans l'hémisphère nord. Ce changement est consécutif à une modification de la circulation thermohaline dans l'Atlantique entraînant la disparition temporaire du Gulf Stream par suite d'un phénomène empêchant la plongée vers les abysses des eaux denses de l'Atlantique nord résultant de son refroidissement. Un tel arrêt a été attribué au déversement dans l'océan d'une quantité importante d'eau douce de faible densité par suite du retrait de la calotte glaciaire Laurentide ; cette eau douce en provenance de l'ancien lac Agassiz aurait pu avoir comme exutoire le St Laurent alors que le lac, avant la déglaciation, s'écoulait vers le Mississipi. Toutefois, cet apport d'eau douce pourrait avoir aussi une autre origine, comme la calotte glaciaire de Scandinavie (MANABE, M. & STOUFFER, R.J., 2000).

A la fin du Dernier Dryas, la circulation thermohaline s'est rétablie et s'est maintenue depuis, bien que le ralentissement de celle-ci puisse être tenu pour responsable des refroidissements rencontrés à 8 200 ans cal BP (ALLEY, R.B. et al., 1997 ; KLITGAARD-KRISTENSEN, D. et al., 1998 ; BARBER, D.C. et al., 1999), entre 5 200 et 4 000 BP (PISSART, A., 2002) et au Petit Age Glaciaire, entre 1550 et 1850 (DUPLESSY, J-C., 1997).

L'épisode abrupt de 8.2 cal - kyr BP correspondrait, tout comme pour le Dryas récent, à un apport d'eau douce dans l'Atlantique nord qui aurait ralenti la circulation océanique. Cet apport proviendrait des lacs Ojibway et Agassiz qui auraient vu leur écoulement vers le St Laurent se modifier par suite de la fonte d'un reste de la calotte nord-américaine occupant encore la baie d'Hudson, ce qui leur aurait créé un nouvel exutoire vers la Mer de Labrador (BARBER, D.C. et al. 1999). La chute des températures estimée pour cette période aurait été de 5°C dans l'hémisphère N et de 3°C en zone tropicale. Quant au refroidissement du Subboréal, ca. 4 000 B.P., il serait estimé à -2°, -3°C (KOÇ KARPUSZ, N. & JANSEN, E., 1992)

Au cours du dernier millénaire, faisant suite à l'Optimum chaud médiéval (de 900 à 1300 apr. J.-C.), un dernier refroidissement s'est manifesté pendant la période dite du « Petit Age Glaciaire », se caractérisant par des hivers très froids entre le XV^{ème} et le XIX^{ème} siècles. Attribué à une dernière altération du Gulf Stream ou à un dernier épisode D/O, ce refroidissement peut trouver son explication dans une diminution de l'activité solaire qui, au cours du dernier millénaire, a connu trois minima se situant respectivement de 1280 à 1350 (Minimum de Wolf), de 1450 à 1550 (Minimum de Spörer) et, le plus important, de 1645 à 1715 (Minimum de Maunder) (BERGER, A., 1992).

L'analyse de sédiments provenant de la Mer des Sargasses, datés au ^{14}C , a montré que, il y a mille ans (OM), la température de surface était de 1°C supérieure à l'actuelle et qu'il y a 400 ans (PAG), elle lui était de 1°C inférieure (KEIGWIN, L.D. 1996).

Enfin, en ce qui concerne les éruptions volcaniques, même si elles ont un impact non négligeable sur les conditions climatiques, entraînant souvent un abaissement des températures mondiales de -0.2° à -1.3°C (RAMPINO, M.R. & SELF, S., 1982), elles n'interfèrent que sur le court terme. Ce sont les éruptions dites « cataclysmiques » telles celles les plus connues du Tambora (1815), du Krakatoa (1883), de la Montagne pelée (1902), du Pinatubo (1991), dont les aérosols envoyés dans l'atmosphère tournent plusieurs fois autour de la Terre, qui produisent des perturbations climatiques importantes. Celles-ci, d'une durée d'environ 2-3 ans, des années « sans été » (RAMPINO, M.R. et *al.* 1988), ont des effets sur l'environnement qui laissent des traces décelables ultérieurement. Ainsi, l'« hiver volcanique » qui a régné de 535 à 540 de notre ère, du Bassin méditerranéen jusqu'en Chine et serait attribué à une explosion du Rabaul (Papouasie - Nouvelle Guinée), a été archivé sous forme d'aérosols sulfuriques dans les glaces du Groenland (STOTHERS, R.B., 1984) et mis en évidence par la dendrochronologie, en atteste une réduction des cernes de croissance des arbres de 536 à 545 AD (BAILLIE, M.G.L., 1994).

LES CHANGEMENTS CLIMATIQUES EN AFRIQUE DE L'OUEST

Les évènements climatiques qui se sont produits en Afrique au cours des 20 derniers millénaires s'inscrivent dans le cadre des changements globaux principalement liés aux fluctuations de la circulation thermohaline dans l'océan atlantique (STREET-PERROT, F.A. & PERROT, R.A., 1990). Ces changements climatiques ont été enregistrés au niveau du continent par des faits marquants tels que régressions et transgressions marines, variations des niveaux lacustres, alluvionnements contrastés, balancement des zones humides et arides en région intertropicale, mouvements des glaciers en montagne (RUNGE, J., 2007).

En Afrique intertropicale, le climat est influencé par les alizés, vents soufflant des hautes pressions subtropicales vers les basses pressions équatoriales, du N-E au S-O dans l'hémisphère nord ; du S-E au N-O dans l'hémisphère sud. Au passage dans l'hémisphère nord, l'alizé du S-E subit une déviation au niveau du Golfe de Guinée où se crée un phénomène de mousson d'orientation SO - NE. Les flux inverses de la mousson humide du S-O et de l'alizé du N-E continental sec (Harmattan) génèrent un front intertropical connu sous le nom de Zone de convergence inter-tropicale (ZCIT) dont la mobilité au cours de l'année détermine les alternances saisonnières et influent sur la distribution et la répartition des pluies entre les tropiques. L'espace délimité par le balancement de la ZCIT entre ses positions estivale et hivernale a connu deux situations extrêmes au cours des derniers 20 000 ans : au Dernier Maximum Glaciaire (DMG), période aride au cours de laquelle il était fortement réduit au niveau équatorial et pendant la Période Humide Holocène (PHH) lorsque son expansion était maximale (LEROUX, M., 1992).

Les régimes des vents agissent sur les courants marins qui, par réaction, influent sur les conditions climatiques des continents voisins. C'est le cas du courant de Benguela, courant froid remontant les côtes de Namibie et de l'Angola et alimenté par une remontée d'eau froide (upwelling) remplaçant les eaux de surface poussées vers le large par l'alizé du S-E. Le long de la côte de Namibie, ces eaux froides du Benguela maintiennent un anticyclone qui crée des conditions désertiques sur le continent (Désert de Namib).

Durant la phase hypothermale du DMG, le courant de Benguela, poussé par le renforcement des vents (NEWELL, R.E. et *al.*, 1981., SERVAIN, J. et *al.*, 1982) se serait avancé plus au nord vers le Golfe de Guinée alors que la température des eaux, le long de la côte atlantique, subissait une nette baisse, de l'ordre de 4° à 9°C , liée à la vigueur des upwellings (PRELL, W.L. et *al.*, 1976). Pour MALEY, J. (1987), il existerait une relation étroite entre les remontées d'eaux froides dans le Golfe de Guinée à cette époque et le rafraîchissement de la température atmosphérique, celle-ci amplifiant les influences arides sur le continent avec pour

effet un rétrécissement de la zone des pluies en région équatoriale.

Au DMG, l'océan était à un bas niveau, de l'ordre de -120m (FAURE, H. & ELOUARD, P., 1967). Sur le littoral du Congo et des zones limitrophes, par suite de la régression marine, s'étaient formés, par accumulation éolienne, des cordons de dunes parallèles au rivage alors qu'une sédimentation fluviale terrigène s'effectuait dans un paysage lagunaire (GIRESSE, P. & KOUYOUMONTZAKIS, G., 1974 ; GIRESSE, P., 1975, 1978) sous des conditions arides d'hypersalinité (KOUYOUMONTZAKIS, G., 1990). Sur le continent, les niveaux des lacs étaient au plus bas : c'était le cas du Barombi Mbo au Cameroun (MALEY, J., 1983) et du Bosumtwi au Ghana. Sous une pluviosité réduite de 50% (SHANAHAN, T.M. et *al.* 2006) et un recul de température d'environ - 3°C, une phase aride intense s'est développée avec deux accentuations de l'aridité à 18,5 ka et à 14,7 ka (TALBOT, M.R. & JOHANNESSEN, T., 1992), les côtes du Gabon et du Congo étant fortement refroidies (GIRESSE, P. & LAFRANCHI, R., 1984). Par ailleurs, les recherches de DE PLOEY, J. (1969) sur les importants processus d'érosion dans la région de Kinshasa (R.D.Congo) attestent de l'existence d'une période de sécheresse contemporaine de la dernière glaciation en Europe. Les observations faites en zone intertropicale sur les milieux fluviaux montrent que les dépôts datant du DMG sont constitués pour la plupart de traînées de matériaux grossiers graveleux attestant un processus d'accumulation sous des conditions arides (RUNGE, J., 2007).

Le début de la transgression holocène se précise entre ca. 15000 et 12000 ans ¹⁴C B.P. alors que le courant de Benguela a perdu de son intensité et que le climat retrouve une certaine humidité, moins affecté par le phénomène d'upwelling (GIRESSE, P., 1978) ; toutefois il présentait encore des saisons contrastées (MARTIN, L. & TASTET, J.R., 1972). Par ailleurs, le refroidissement global du Dryas récent a provoqué un repos relatif de cette transgression, entre 13000 et 11000 ans B.P., sur les marges du Congo et de la Côte d'Ivoire (GIRESSE, P. et *al.*, 1990). Cet arrêt dans l'évolution humide du climat est signalé aussi par DE MENOCA, P. et *al.* (2000). Ensuite, avec la reprise progressive de l'humidification, la transgression s'est poursuivie pour atteindre son maximum au cours de la PHH, ce qui s'est traduit sur la côte congolaise par un colmatage des chenaux par des dépôts de mangroves, phénomène dont le début est estimé à 9000 ans B.P. et qui s'est poursuivi jusqu'à 6000 ans B.P. (MALOUNGUILA-NGANGA, D. et *al.*, 1990). Le maximum de la transgression aurait été atteint vers 5000 ans B.P., au niveau océanique actuel (GIRESSE, P. & KOUYOUMONTZAKIS, G. 1990).

Vers 4 000 ans ¹⁴C B.P., on voit apparaître en Afrique les effets d'un assèchement climatique dû à l'affaiblissement de la mousson atlantique qui aurait commencé ca 5500 ans B.P. Sur la côte atlantique, cet épisode n'aurait eu qu'un effet limité traduit par une faible régression marine (-1m) se situant entre 4000 et 3000 ans ¹⁴C B.P. (GIRESSE, P. & KOUYOUMONTZAKIS, G., 1990). Sur le continent par contre, cela a conduit à l'aridification du Sahara, à des régressions, voire à des disparitions de lacs.

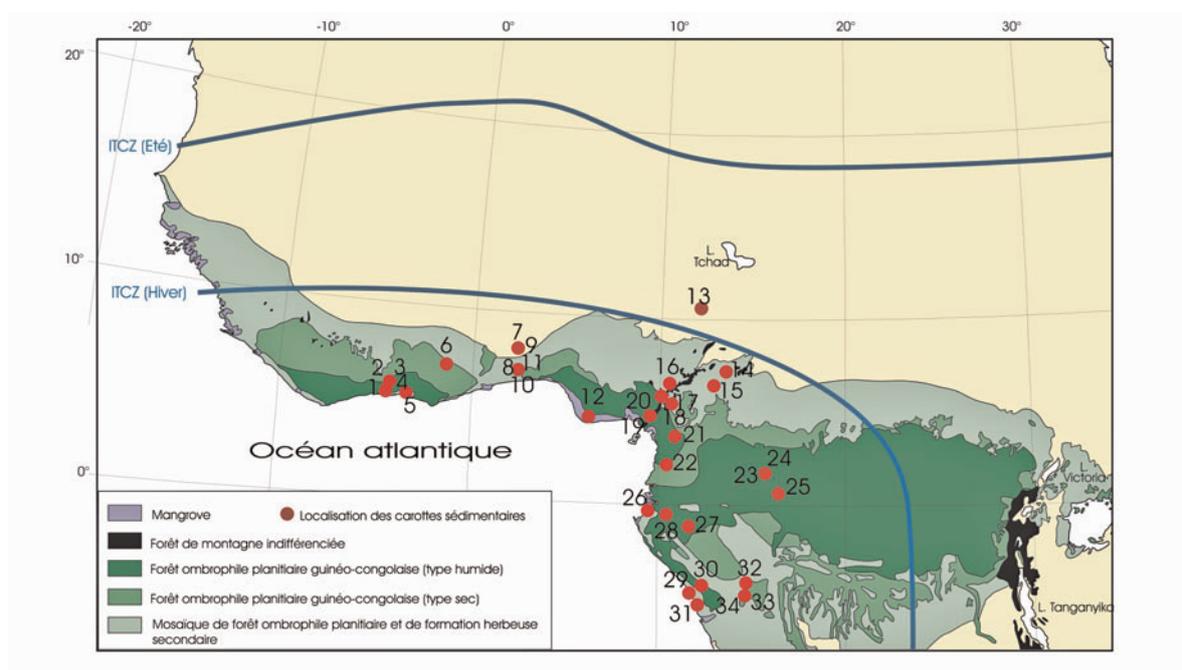
Pendant la PHH, le Sahara était jalonné de marécages et d'étendues lacustres à leur optimum entre 8000 et 7000 ans ¹⁴C B.P. A partir de 6000 ans ¹⁴C B.P. se serait amorcée une détérioration hydrologique irrégulière qui aurait abouti, vers 4500 ans ¹⁴C B.P. à une chute importante des pluies mettant fin assez brutalement à la phase humide holocène (DUPLESSY, J.C. et *al.* 1989 ; PETIT MAIRE, N., 1992, 1993). Pour ces auteurs, l'aridification du Sahara devrait donc être considérée comme un événement climatique abrupt. Cette idée est relayée par DE MENOCA, P. et *al.* (2000) et aussi par SALZMAN, U. & HOELZMANN, P. (2005) qui considèrent que l'ouverture du « Dahomey Gap » (Couloir du Dahomey), fragmentation de la forêt dense guinéenne au niveau du Bénin se serait produite en peu de temps. Cependant, des recherches récentes effectuées sur des indicateurs paléoenvironnementaux issus des sédiments du Lac Yoa, un des rares lacs permanents du Sahara, ont mis en évidence une séquence écologique progressive de l'humide vers l'aride entre 5500 et 2700 ans B.P. En conclusion l'assèchement récent du Sahara ne pourrait être utilisé comme un exemple de changement climatique abrupt (KRÖPELIN, S. et *al.*, 2008).

Après 2500 ans B.P., le climat évolue vers un stade plus humide. Sur la côte du Congo, entre 2000 et 1500 ans B.P., on enregistre une nouvelle transgression marine qui aurait dépassé légèrement le niveau actuel de l'océan. Les effets de cette montée des eaux aurait affecté

principalement l'embouchure de la Songolo et la plaine maritime du Kouilou où une extension des lacs et des marécages a été enregistrée. Par la suite, un léger mouvement négatif a ramené l'océan au niveau qu'on lui connaît aujourd'hui (GIRESSE, P. & KOUYOU MONTZAKIS, G., 1990).

LES REPONSES DE LA VEGETATION AUX CHANGEMENTS CLIMATIQUES

L'analyse palynologique de séquences sédimentaires marines, lacustres et palustres constitue l'outil essentiel permettant de reconstituer l'évolution de l'environnement végétal au cours du temps et d'en déduire ses rapports avec les changements climatiques. Pour apprécier l'évolution de la végétation en Afrique occidentale atlantique sur base des données polliniques disponibles, un choix de carottes issues de différents sites marécageux ou lacustres de la dite zone a été effectué. Ces sites sont répertoriés dans le tableau 1 et reportés sur la carte 1.



Carte 1 : Localisation des sites répertoriés en zone intertropicale atlantique :

1.A10 2.Agnéby 3.VRIDI6 4.IVCO3 5.Assinie 6.Bosumtwi 7.Yéviédié 8.Nokoué 9.Sélé 10.Goho 11.Dangbo 12.Niger (delta) 13.Tilla 14.M'Balang 15.Assom 16.Njupi 17.W-10 (Shum Laka) 18.Bafounda 19.Barombi-Mbo 20.Mboandong 21.Ossa 22.Nyabessan 23.Mopo Bai 24.Goulougo 25.Télé 26.Maridor 27.Kamalété 28.Nguène 29.Kitina 30.Sinnda 31.Coraf 32.Bilanko 33.Ngamakala 34.Songolo

Présentation du secteur de référence : climat et végétation

Le secteur du centre régional d'endémisme guinéo-congolais de l'Afrique s'étend sur une latitude d'environ 10°N à 5°S et une longitude de 23°W à 12°E. L'altitude moyenne dans la grande partie de cet ensemble guinéo-congolais est inférieure à 1000m excepté pour le secteur de la zone volcanique du Cameroun et l'extrémité orientale du bassin du Zaïre où de hautes montagnes sont couvertes d'une végétation afro-montagnarde. Entre la République de Guinée et celle du Gabon, il existe aussi quelques zones de superficie limitée supérieures à 1000m où la végétation guinéo-congolaise est, soit mélangée à des espèces afro-montagnardes ou des espèces endémiques locales d'altitude, soit entièrement remplacée par des formations afro-montagnardes. La région guinéo-congolaise, de par sa grande étendue, est soumise à des

conditions climatiques très variées, tant en ce qui concerne les températures que les précipitations. Les taux de précipitations se situent en moyenne entre 1600 et 2000mm par an; les zones côtières de la haute et basse-Guinée recevant davantage de pluies.

Sur la base des unités cartographiques de WHITE, F., (1986), la végétation en Région guinéo-congolaise est constituée de:

- (1) la Forêt ombrophile guinéo-congolaise de type humide,
- (2) la Forêt ombrophile guinéo-congolaise de type sec,
- (3) la Mosaïque de (1) et (2),
- (4) la Forêt ombrophile de transition entre la Région guinéo-congolaise et un grand « îlot » de la Région afro-montagnarde à l'Est,
- (5) la Forêt marécageuse,
- (6) la Mosaïque de (5) et de (1),
- (7) la Mosaïque de forêt ombrophile guinéo-congolaise et de formations herbeuses secondaires.

Les données polliniques disponibles

La figure 1 représente la synthèse faite à partir des données polliniques enregistrées depuis 22 000 ans dans 34 sites d'Afrique occidentale atlantique repris dans le tableau 1. N'ont pas été pris en compte dans cette figure de synthèse les sites océaniques dont les indications sont d'ordre plus général et donc peu précis du fait d'apports polliniques fort disparates. Cette figure de synthèse n'est pas représentative de séquences sédimentaires mais plutôt de séquences temporelles d'évolution de la végétation au cours du temps sur base des datations disponibles ; ces dernières étant converties en années calendaires. Les sites repris sont disposés selon deux directions : une direction Ouest - Est, de la Côte d'Ivoire (A10) au Nigéria (Delta du Niger) et une direction Nord - Sud du Nigéria (Tilla) au Congo (Songolo). Les sites littoraux sont marqués par une étoile.

Dans l'ensemble, les reconstitutions sont hétérogènes. Les schémas de végétation qui sont encadrés n'ont qu'une seule datation de référence. La chronologie de A10 et Agnéby est basée sur des extrapolations et celle de Télé et Assom sur les études sédimentologiques. La sédimentation de certaines carottes est discontinue (Njupi et Sinnda) et des limites non précisées sont marquées par des points d'interrogation. Quatre carottes recoupent le Dernier Maximum Glaciaire (Bosumtwi, Shum Laka (W-10), Barombi Mbo, Ngamakala) avec un nombre de niveaux comptés plutôt faible variant entre 300 et 1 000 ans pour les séries plus anciennes. Les données sur l'environnement de Tilla et Bilanko se situent pendant la transition Glaciaire-Interglaciaire mais sur la carotte de Bilanko, une seule datation a été faite à la base. Le reste des sites retrace l'environnement de l'Holocène. Les analyses polliniques de la Côte d'Ivoire remontant aux années 1970 à 1977 n'ont pas suffisamment de datations (FREDOUX, A. & TASTET, J.P., 1976 ; FREDOUX, A., 1977 ; ASSEMIEN, P. et *al.*, 1970 ; ASSEMIEN, P., 1971). Les données disponibles des lacs Télé et Assom ne permettent pas de faire la synthèse de leur environnement de manière précise dans le temps (LARAQUE, A. et *al.*, 1998 ; NGOS III, S. et *al.*, 2003). Très peu de données concernent la carotte de Bafounda (TAMURA, T., 1990) ; une datation aux environs de 1,5m a été faite sur les 3m de sédiment et la majorité des taxa polliniques n'est pas reprise sur le diagramme. Les reconstitutions sur les derniers millénaires, plus récentes, ont toutefois une résolution plus fine. Il s'agit des sites de Maridor, Nguène, Kamalété (NGOMANDA, A., 2005 ; NGOMANDA, A., et *al.*, 2007 ; 2009), Mopo Baï, Goualougo (BRNCIC, T.M., et *al.*, 2007 ; 2009) et Mbalang (VINCENS, A., et *al.*, 2010).

Description des données paléoenvironnementales du secteur étudié

La figure 1 fait ressortir les traits majeurs de l'évolution de la végétation des sites étudiés. Les différentes couleurs utilisées sont celles de la carte de végétation de l'Afrique

Tableau 1 : Coordonnées géographiques et altimétriques des sites de prélèvement des carottes sédimentaires de la région considérée.

N°	Site	Latitude	Longitude	Pays	Altitude (m)
1	A10	05.10.44 N	04.24.25 W	Côte d'Ivoire	-5
2	Agnéby (3 puits)	05.20.00 N	04.15.00 W	Côte d'Ivoire	28
3	VRIDI 6	05.15.00 N	03.58.00 W	Côte d'Ivoire	0
4	IVCO 3	05.06.00 N	03.31.00 W	Côte d'Ivoire	-34
5	Assinie	05.08.00 N	03.19.00 W	Côte d'Ivoire	9
6	Lake Bosumtwi [core B6/B7]	06.30.00 N	01.25.00 W	Ghana	100
7	Yéviédié	06.32.06 N	02.22.42 E	Benin	53
8	Lac Nokoué	06.29.42 N	02.23.17 E	Benin	47
9	Lac Sélé	07.09.00 N	02.26.00 E	Benin	8
10	Goho	06.26.35 N	02.34.45 E	Benin	35
11	Dangbo	06.36.25 N	02.35.43 E	Benin	40
12	Niger delta core (boring 22)	04.33.00 N	06.26.00 E	Nigeria	0
13	Lake Tilla	10.23.44 N	12.07.47 E	Nigeria	690
14	M'balang	07.19.00 N	13.44.00 E	Cameroun	1100
15	Lac Assom	06.38.00 N	12.59.00 E	Cameroun	900
16	Lac Njupi	06.27.00 N	10.19.00 E	Cameroun	1108
17	W-10 (Shum Laka)	05.51.00 N	10.03.00 E	Cameroun	1355
18	Bafounda Swamp	05.32.00 N	10.20.00 E	Cameroun	1310
19	Lac Barombi-Mbo [BM6]	04.39.45 N	09.24.15 E	Cameroun	300
20	Mboandong	04.30.00 N	09.24.00 E	Cameroun	130
21	Lac Ossa	03.48.05 N	10.45.00 E	Cameroun	8
22	Nyabessan	02.40.00 N	10.40.00 E	Cameroun	156
23	Mopo Bai	02.14.26 N	16.15.41 E	Congo	390
24	Lac Goualougo	02.09.50 N	16.30.32 E	Congo	400
25	Lac Télé	01.20.00 N	17.10.00 E	Congo	350
26	Lac Maridor	00.10.00 S	09.21.00 E	Gabon	5
27	Lac Kamalété	00.43.00 S	11.46.00 E	Gabon	350
28	Lac Nguène [NGU1]	00.12.00 S	10.28.00 E	Gabon	20
29	Lac Kitina	04.16.12 S	12.00.00 E	Congo	120
30	Lac Sinnda [SN 2]	03.50.10 S	12.48.00 E	Congo	128
30	Lac Sinnda [SN 3]	03.50.10 S	12.48.00 E	Congo	128
31	Coraf [CORAF 2]	04.45.00 S	11.51.00 E	Congo	1
31	Coraf [CORAF T]	04.45.00 S	11.51.01 E	Congo	0
32	Bois de Bilanko [LH1]	03.31.00 S	15.21.01 E	Congo	600
32	Bois de Bilanko [LH3]	03.31.00 S	15.21.02 E	Congo	600
32	Bois de Bilanko [LS3]	03.31.00 S	15.21.00 E	Congo	600
33	Ngamakala [P] Gama 1	04,04,27 S	15.23.00 E	Congo	400
33	Ngamakala [1] Gama 2	04.04.30 S	15.23.00 E	Congo	400
34	Songolo [S2]	04.45.51 S	11.51.55 E	Congo	5

dressée par WHITE, F., (1983). La présence de formations herbeuses est indiquée par le jaune. Celle de la mangrove est marquée en marron, celle de la forêt ombrophile en bleu foncé, de la forêt marécageuse en bleu roi et de la mosaïque de forêt ombrophile en bleu clair. La forêt claire est notée en vert, la forêt de montagne par des figurés rouges ; enfin les petits figurés indiquent différents faciès dégradés selon leur couleur. En considérant la ligne en pointillé rouge, on constate que les végétations allant de l'Ouest à l'Est, ainsi que celle du Nord, sont

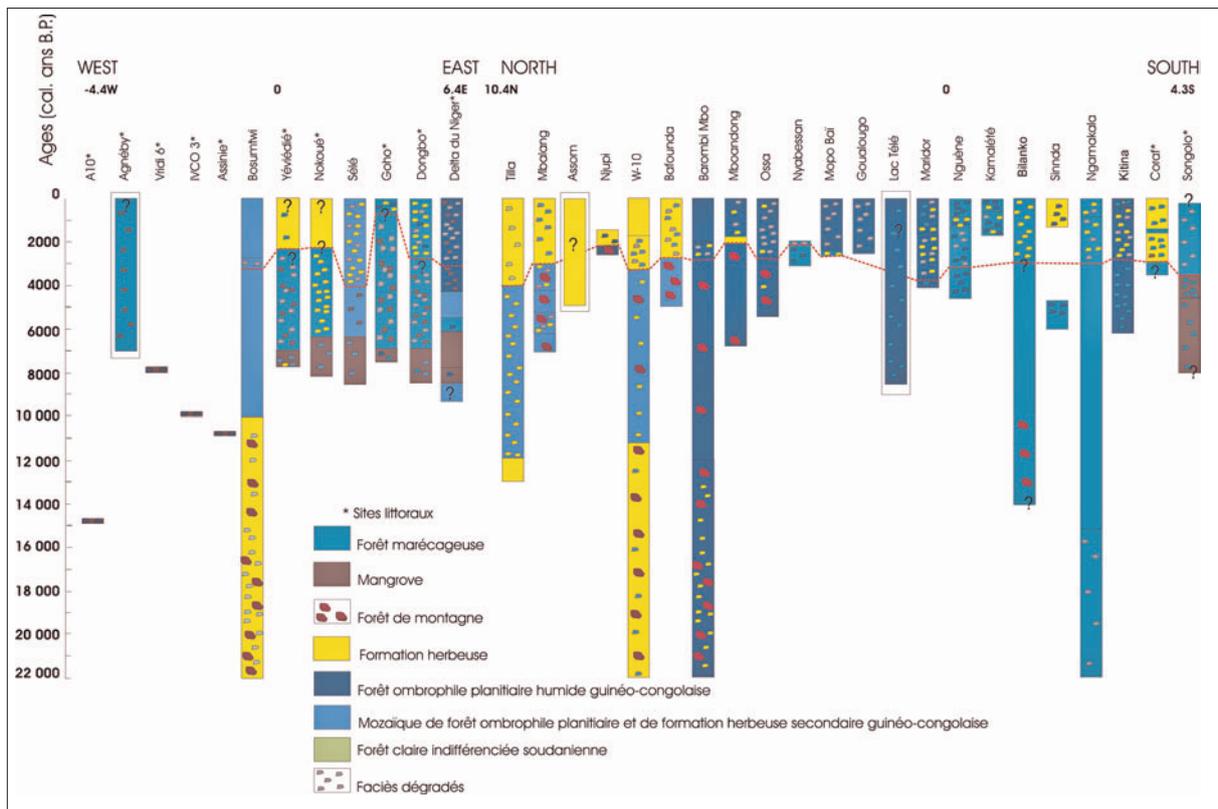


Figure 1. Synthèse paléoenvironnementale du secteur de l'Afrique occidentale atlantique et équatoriale, à partir des données polliniques.

dégradées ; par contre dans la direction du Sud (en dehors de Sinnda et Coraf), la forêt persiste mais elle est appauvrie. Il ressort du schéma de synthèse, différents cas de figures d'évolution de l'environnement suivant leur localisation :

- Le seul site dans la partie Ouest qui donne des informations avant 10 000 ans BP est Bosumtwi. Selon les résultats relatifs aux données de ce site, l'on constate entre 22 000 et 10 000 ans, une formation herbeuse avec présence de la forêt de montagne. A l'Holocène, pour l'ensemble des sites de l'Ouest, on observe une évolution de la mangrove et des forêts de basse altitude. Entre 8 000 et 6 000 ans BP, les mangroves sont relativement bien développées puis elles évoluent vers des forêts marécageuses dégradées. A Yéviédié et Nokoué, cette dégradation est poussée, vers 2 500 ans BP, jusqu'au développement de formations herbeuses (TOSSOU, M.G., 2002 ; TOSSOU, M.G. et al., 2008). Quelques lambeaux de forêt ombrophile et de mangroves sont toutefois conservés dans le delta du Niger (SOWUNMI, M.A., 1981).
- Dans la partie nord du transect nord-sud de cette figure de synthèse, les formations herbeuses associées à des îlots de forêt de montagne évoluent à Tilla et Shum Laka (W-10) vers une mosaïque forêt-savane, cette dernière étant fortement teintée à Mbalang et Bafounda d'éléments afro-montagnards. Après 4000 ans BP, dans tous les sites de ce secteur se développe une végétation ouverte de savane plus ou moins arborée.
- Dans les sites centraux, la séquence la plus longue, celle de Barombi Mbo montre, avant 10 000 ans BP, une intrusion de la forêt montagnarde dans la forêt ombrophile planitiaire, celle-ci persistant ensuite normalement jusqu'à la période actuelle. Dans les autres sites, l'on observe une ouverture du milieu après 3 000 ans BP. Le retrait forestier est particulièrement marqué à Mboandong aux environs de 2 000 ans BP. A Mopo Bai, Goulougo, et Maridor, les courtes séquences des derniers millénaires ne montrent que des environnements dégradés.
- Dans la partie sud, on assiste à une évolution régressive des forêts marécageuses à partir de 4 000 ans BP, dégradation particulièrement prononcée à Coraf tandis qu'à Songolo les mangroves évoluent vers une forêt marécageuse secondarisée.

Globalement, on peut donc dire que, de 3 500 à 2 000 ans cal.BP, le massif forestier guinéo-congolais a régressé. Sur les sites de Sélé, Goho, Dongbo, Mboadong, Ossa, Maridor, Nguène, Kamalété, Bilanko, Ngamakala, Barombi Mbo et Kitina, cela se traduit par la présence de forêts fragmentées en mélange avec des savanes ; par contre, à Yéviédié, Nokoué, Tilla, Mbalang, Njupi, W10 (Shum Laka), Bafounda, Sinnda et Coraf, la perturbation a entraîné le remplacement de la forêt par des formations herbacées. Cette régression, considérée comme d'origine climatique, serait due à une diminution significative des précipitations à l'échelle régionale (GASSE, F., 2000 ; MARCHANT, R. et HOOGHMSTRA, H., 2004).

CHANGEMENTS CLIMATIQUES ET EVOLUTION DU MILIEU EN AFRIQUE DE L'OUEST

Depuis la dernière Période Glaciaire

En Afrique intertropicale, des études relatives aux changements de végétation liés au climat (LIVINGSTONE, D., A., 1967 ; COETZEE, J.A. 1967 ; HAMILTON, A., 1982 ; MALEY, J., 1970 ; 1984 ; 1985 ; 1987 ; 1989 ; MALEY, J. & BRENAC, P., 1998 ; BRENAC, P., 1988 ; LEZINE, A.M., 1991 ; 1997 ; 2007 ; ROCHE, E. et *al.* 1988 ; ROCHE, E. & BIKWEMU, G., 1989 ; VINCENS, A., 1991a, 1991b) ont montré que, pendant la dernière période glaciaire, une importante expansion des milieux de savanes est survenue au détriment des milieux forestiers qui seraient réduits à des "zones refuges" dispersées dans la zone.

Sur base des données polliniques disponibles en Afrique occidentale atlantique, on constate que la végétation forestière a été très réduite pendant le DMG, ainsi que l'attestent les diagrammes de KW31, Bosumtwi, Ngamakala et Bambili et, dans une mesure moindre, celui de Barombi Mbo. La dégradation de la végétation pendant cette période est la plus accentuée dans les secteurs de Shum Laka (W-10) au Cameroun (KADOMURA, H. & KIYONAGA, J., 1994) et du lac Bosumtwi au Ghana (MALEY, J., 1987). Les données polliniques de ce lac, situé à 100 m d'altitude, montrent que durant la phase aride intense survenue entre 19 000 et 15 000 ans B.P., les pollens de Graminées et de Cyperacées ont atteint alors 94%, ceux des arbres ne représentant que 4 à 5% (MALEY, J., 1987). Au Barombi-Mbo, de 24 000 à 11 000 ans B.P., on observe également une explosion des Graminées (MALEY, J. & BRENAC, P., 1998), moins marquée cependant qu'au Bosumtwi, car le Barombi-Mbo, situé à 300m d'altitude, semble encore entouré d'une végétation afro-montagnarde vraisemblablement favorisée par la présence de nuages bas formant des brouillards générateurs d'une certaine humidité atmosphérique (MALEY, J. & LIVINGSTONE, D.A., 1983 ; MALEY, J., 1987).

Les diagrammes polliniques de Barombi Mbo, de Ngamakala (ELENGA, H. et *al.*, 1994) et de la séquence marine KW31 (LEZINE, A.M. et CAZET, J.P., 2005) indiquent que la strate arborée était moins dense au cours de la dernière période glaciaire qu'à l'Holocène. Les pourcentages de pollens d'arbres dans les niveaux correspondant au DMG se situent à un minimum de 40% à Ngamakala et de 50% au Barombi Mbo, alors qu'ils s'élèvent respectivement jusqu'à 85% et 68% à l'Holocène. Sur le littoral du Congo, on note une régression des mangroves et une expansion des savanes au détriment de la forêt côtière alors que la masse planctonique en mer connaît une augmentation sensible (CARATINI, C. & GIRESE, P., 1979).

L'extension de taxons montagnards à basse altitude et leur mélange au sein d'associations forestières ombrophiles et mésophiles ont également été observés, suggérant l'installation de conditions climatiques plus froides qu'actuellement à basse et moyenne altitude à la fin du Pléistocène (MALEY, J., 1987 ; MALEY, J. & LIVINGSTONE, D.A., 1983 ; MALEY, J. & BRENAC, P., 1998 ; ELENGA, H. & VINCENS, A., 1990 ; ELENGA, H. et *al.*, 1991). Ce fait est très marqué sur le site de Kouyi, sur le flanc congolais du Massif du Chaillu. La persistance actuelle, dans cette station située à 700m d'altitude sous un climat à forte nébulosité, d'espèces afro-montagnardes comme *Podocarpus* et *Rapanea* témoignent de l'existence antérieure de conditions paléoclimatiques plus froides favorables à l'installation de

ce type de végétation (MALEY, J. et al. 1990). De même, sur les Plateaux Batéké, au cours du Pléistocène supérieur, la végétation était dominée par des taxons appartenant au groupement afro-montagnard, particulièrement *Podocarpus milanjanus* (35%), *Ilex mitis* (10%) et *Olea welwitschii* (3,5%). Ces plateaux auraient été soumis aux conditions climatiques d'altitude plus haute (800-1000m). Selon ELENGA, H. & VINCENS, A. (1990), il s'agirait du même phénomène que celui décrit par MALEY, J. & LIVINGSTONE, D.A. (1983) au Ghana et par MALEY, J. & BRENAC, P. (1998) au Cameroun et qui se serait poursuivi jusqu'à la limite Pleistocène-Holocène.

La dégradation de l'environnement au DMG est également perçue en altitude ainsi que l'attestent les données du lac Bambili (05°56'11"N ; 10°14'31"E ; 2273m alt.). Le diagramme pollinique montre aux environs de 17 000 ans cal B.P., l'abondance des plantes herbacées, notamment des Poaceae, Apiaceae undiff., Solanaceae undiff., Amaranthaceae-Chenopodiaceae undiff., la présence d'arbustes héliophiles (*Gnidia*, *Myrica*), et de plantes de milieux secs : forêts claires et/ou savanes, voire steppes tels *Aerva*, *Commiphora*, *Lannea*, *Boscia*... (ASSI-KAUDJHIS, C. et al., 2008).

Pour expliquer l'extension à basse altitude de végétations montagnardes, certains auteurs (HAMILTON, A., 1973 ; 1982 ; ELENGA, H., 1992 ; ELENGA, H. et al., 1994 ; MALEY, J., 1987, 1989), ont envisagé un abaissement de la température se situant entre 5° et 9°C. MALEY, J., (1987) suggère que l'intensification des "upwellings" à l'origine du refroidissement des eaux océaniques dans le Golfe de Guinée à la fin du Pléistocène aurait été à l'origine de la formation de nuages stratiformes peu précipitants responsables de l'installation de conditions humides en montagne et aridifiantes à basse altitude. Cela aurait permis le développement d'une forêt de nuage en altitude caractérisée par les taxons montagnards et une extension de milieux ouverts de savanes en plaine (MALEY, J. & BRENAC, P., 1998).

Pendant la dernière période glaciaire, l'abaissement des températures (FARRERA, I. et al., 1999), couplé au développement des glaciers sur les hauts reliefs en Afrique de l'Est, aurait provoqué l'abaissement de la limite supérieure des arbres de 1000m pour les végétations de montagne (JOLLY, D. & HAXELTINE, A., 1997 ; OSMATSON, H.A. & HARRISON, S.P., 2005 ; WU, H. et al., 2007). Dans leur reconstitution des biomes du DMG basée sur la documentation disponible de l'Afrique de l'Ouest, ELENGA et al (2000) concluent que, globalement, la forêt ombrophile mêlée d'éléments afro-montagnards intrusifs, se réduit fortement durant cette période au profit de milieux ouverts herbacés en forte expansion.

La recolonisation forestière Post-Glaciaire

Les reconstitutions paléoenvironnementales et paléoclimatiques en Afrique intertropicale atlantique ont permis de situer le début de la période humide holocène il y a environ 14 500 ans avec l'augmentation du débit du fleuve Niger (LEZINE, A-M. & CAZET, J-P., 2005; LEZINE, A.M. et al., 2005) et l'arrêt du transport des poussières sahariennes vers l'océan à 14 800 ans BP (DE MENOCA, P. et al., 2000).

Pendant la dernière déglaciation, les enregistrements palynologiques montrent des taux de pollens d'arbres (AP) progressivement plus élevés, attestant une recolonisation du milieu de façons diverses :

- cette augmentation se manifeste en deux phases au lac Bosumtwi (MALEY & LIVINGSTONE, 1983), une ca 14 500 BP (AP variant de 1,4 à 2,9%) et l'autre ca 9 000 BP (AP variant de 2,9 à 4,9%)
- au lac Barombi Mbo, de 13 000 à 9 000 ans BP, la reforestation est soulignée par la progression d'éléments semi-caducifoliés et la diversification d'espèces sempervirentes, ce qui correspondrait à un climat devenant progressivement plus humide (BRENAC, P., 1988 ; MALEY, J. & BRENAC, P., 1998)
- à Ngamakala, à partir de 13 000 ans BP, le début de l'épisode humide se traduit par le développement d'une forêt mésophile avec, comme éléments dominants parmi les AP : *Syzygium* dont le pourcentage passe de 10 à 45%, des Sapotaceae et, dans une moindre mesure, d'*Alchornea*. (ELENGA, H. et al., 1994).

- En Côte d'Ivoire, la continuité de la représentation de *Rhizophora* démontre la permanence de la mangrove sur le littoral proche, tout au long de la dernière déglaciation (LEZINE, A.M. & LE THOMAS, A., 1995).
- En altitude au Cameroun, l'exemple de Bambili montre que la reprise de la forêt de montagne se situe à 14 080 cal BP, caractérisée, dans un premier temps, par une expansion de *Myrica* immédiatement suivie de celle d'arbres tels que *Schefflera*, *Celtis*, *Ficus*, *Macaranga*, *Maesa* et *Podocarpus* (ASSI-KAUDJHIS, C. et al., 2008). Le début de l'expansion forestière à Bambili serait ici contemporain de celui observé en bordure du Golfe de Guinée par LEZINE, A-M. & CAZET, J.P. (2005) et correspondrait, comme le notent STAGER, C.J. et ANFANG-SUTTER, R. (1999), à l'augmentation des conditions humides en montagne.
- Selon WATRIN, J. et al., (2009), la végétation tropicale humide aurait commencé à s'étendre en latitude jusqu'à 15°N à partir de 12 000 ans cal BP. Le phénomène aurait connu son optimum de 10 000 à 8 000 ans cal BP et aurait persisté jusqu'à 5 000 ans cal BP.
- Quant à LEZINE, A-M. & CAZET, J.P. (2005), la corrélation qu'ils établissent entre les enregistrements continentaux et océaniques montre un certain décalage entre le renforcement des flux de mousson dans le Golfe de Guinée et la réponse de la végétation sur le continent voisin depuis 5° de latitude sud jusqu'au Tropique du cancer. L'association des données polliniques à celles de la flore d'algues d'eau douce qui sont abondantes et diversifiées dans les enregistrements de la carotte KW31, ont permis de caractériser les phases hydrologiques qui se sont succédées lors de la transition Pléistocène - Holocène dans le bassin versant du fleuve Niger (CAZET, J.P., 2001 ; LEZINE, A.M. & CAZET, J.P., 2005). Ces auteurs constatent que le climat de la période de transition glaciaire-interglaciaire a été très instable. Au cours du dernier maximum glaciaire, le débit du fleuve est faible et les apports d'eau douce dans l'océan sont plutôt réduits. La courbe des *Pediastrum*, montre que les apports d'eau douce ont commencé vers 14 500 ans cal BP ; pendant le Bölling/Alleröd avec un pic à 13 650 ans cal BP. Deux grands événements de sécheresse enregistrés entre 13 400 et 12 100 cal BP et entre 11 400 et 11 200 cal BP, correspondraient au Dryas récent (YD) marqué par la baisse de pourcentage de *Pediastrum*, ce qui suggère une chute considérable du débit du fleuve. Par la suite, les apports d'eau douce redeviennent massifs pour atteindre leur maximum à 8 500 BP ; ce secteur du Golfe de Guinée restant alors sous l'influence du Niger jusqu'à 4 500 BP.

L'évolution holocène de la végétation

La période humide holocène

Les conditions chaudes et humides de la première moitié de l'Holocène ont, sans doute, favorisé le développement d'une végétation de type prairie au Sahara (WATRIN, J. et al., 2009), une extension de la forêt mésophile sur la marge occidentale du Sahel (LEZINE, A.M, 1988a ;1988b) et aussi une vaste expansion des forêts tropicales en plaine (FARRERA, I. et al., 1999 ; ELENGA, H. et al., 2000 ; MALEY, J., 1985; LEZINE, AM. 2007; VINCENS, A. et al., 1999) et des formations montagnardes en altitude (ASSI-KAUDJHIS, C. et al., 2008).

Au cours de cette période, les pourcentages de grains de pollen de genres ligneux sont élevés dans les diagrammes polliniques mais varient très peu dans les séquences relevées en milieu équatorial. Dès 10 000 ans BP, la végétation est dominée par les taxons forestiers dont l'augmentation brutale atteste l'extension des forêts Guinéo-Congolaises sempervirente et semi-décidue.

- Les informations fournies par la carotte KW31 prélevée au large du delta du Niger, montrent que l'extension du massif forestier holocène débute à partir de 9 700 B.P. et que celle-ci est progressive jusqu'à 8 500 B.P. Sa composition floristique est variée au cours de cette période, associant aux taxons mésophiles (*Combretaceae*, *Lophira*, *Uapaca*, *Macaranga*, *Celtis*...) des éléments pionniers tel *Alchornea*. Les représentants de la forêt dense sempervirente ou marécageuse (*Pandanus*, *Symphonia*, *Iringia*, *Diospyros*...) sont toutefois encore rares.

- Les données polliniques et chronologiques obtenues au Lac Bosumtwi indiquent que la reconstitution de la forêt s'y est produite assez rapidement aux alentours de 9000 ans BP, en moins d'un millénaire (MALEY, J., 1987) pour atteindre des valeurs en AP de plus de 80%.
 - Les AP atteignent aussi des taux élevés au Barombi Mbo (95%) et à Ngamakala (85 %), de même qu'au Bois de Bilanko (90 %)
 - Sur le littoral, les résultats de la carotte S2 de Songolo témoignent que ce lieu a été occupé en grande partie par des formations forestières entre 7 000 et 4 000 ans cal B.P. La composition floristique de ces formations met en évidence l'existence de deux faciès forestiers : une forêt ombrophile littorale marécageuse et une mangrove bien développée au voisinage du site (ELENGA, H. et *al.*, 2001). Cela concorde avec les observations antérieures de CARATINI & GIRESSE (1979) qui avaient noté une progression sensible de la mangrove et de la forêt côtière marécageuse sur le littoral du Congo (Kouilou - Pointe-Noire) au cours de la PHH.
 - En moyenne altitude, à Bambili, entre 10 300 cal BP et 4 600 cal BP, le milieu forestier est en progression constante. La phase forestière holocène sur ce site, est dominée par *Schefflera*, *Podocarpus*, *Olea* et *Syzygium* avec des pourcentages atteignant respectivement 35%, 22%, 11%, et 10% (ASSI-KAUDJHIS, C. et *al.*, 2008).
- On trouve ce phénomène à la même période en Afrique de l'Est où la forêt afro-montagnarde et les forêts claires zambéziennes (Miombo) sont en expansion (COETZEE, J.A., 1967 ; LIVINGSTONE, D.A., 1967 ; VINCENS, A., 1991a ; 1991b).

L'assèchement climatique de ca 4000 BP à ca 2500 BP

De façon générale, les données paléoenvironnementales relatives à l'Afrique intertropicale témoignent d'un assèchement climatique, d'ampleur régionale, débutant dans la deuxième moitié de l'Holocène. Ce phénomène est perçu aussi bien en Afrique orientale (BONNEFILLE, R., 1987 ; ROCHE, E. & NTAGANDA, C., 1999 ; VINCENS, A., 1986 ; VINCENS, A. et *al.* 2003) qu'en Afrique de l'Ouest et se traduit par un retrait des formations boisées au profit des milieux ouverts de savanes.

SERVANT, M. (1983) situe l'apparition de cet assèchement au Tchad vers 4000 B.P. Cette période d'aridité est également attestée par les travaux sur les fluctuations de niveaux lacustres (GASSE, F., 2000 ; SHANAHAN, T. et *al.*, 2006).

Si la réponse de la végétation à cet événement varie selon les sites en Afrique de l'Ouest, l'amorce de la régression de la forêt ombrophile se situe néanmoins globalement autour de cette date (VINCENS, A. et *al.*, 1999) ; les diagrammes palynologiques montrant, dans leur ensemble, un développement des taxons héliophiles caractérisant l'ouverture du milieu. Puis, vers 3 000 cal B.P et autour de 2 500 - 2000 cal BP selon les endroits, la végétation d'Afrique intertropicale a connu une évolution accentuée en ce sens.

- C'est aux environs de 4 000 ans que la végétation de mangrove du marais estuarien de la Songolo (Sud Congo), est remplacée par une forêt marécageuse (FABING, A., 1995 ; ELENGA, H. et *al.*, 2001), cette perturbation climatique post-4000 BP est aussi bien marquée dans les régions situées plus au Nord, comme à Mbalang (VINCENS, A. et *al.*, 2010). Autour du lac (7°19'N, 13°44'E, 1110m alt.), on observe une expansion de la savane suite à l'assèchement progressif du milieu. A partir de 3 000 cal. BP, le pourcentage de Graminées passe de moins de 50% à 85% et des taxons forestiers comme *Podocarpus* ou *Alchornea* connaissent des taux de représentation très faibles, inférieurs à 5%.
- A Bambili, entre 4 300 cal BP et 3 400 cal BP, la configuration de la flore régionale montagnarde change brutalement avec une expansion de *Podocarpus*, un recul drastique de *Schefflera* et une baisse des pourcentages de la majorité des arbres (ASSI-KAUDJHIS, C., et *al.*, 2008).
- La perturbation climatique est connue également au lac Maridor, à l'Ouest du Gabon ; elle se signale par une chute de 75% des AP ca 3 800 cal BP (N'GOMANDA, A., 2005).

- Au Lac Bosumtwi, on enregistre une expansion des Graminées, annonciatrice d'un retrait forestier, ca 3 000 BP (MALEY, J. 1987).
- A Sinnda, le changement paleoenvironnemental est aussi très marqué : après 3 000 B.P., on note une chute des pourcentages des A.P. et parallèlement une augmentation des Graminées consécutive de l'assèchement climatique (VINCENS, A. et al., 1994)
- L'extension des savanes à l'Holocène moyen dans le Mayombe congolais serait estimée aussi à 3 000 ans BP, d'après SCHWARTZ, D. (1992) tandis que, sur le littoral congolais (Coraf), l'évènement se situerait, selon ELENGA, H. (1992) et ELENGA, H. et al. (1992) vers 2 500 BP.
- Au lac Ossa (Cameroun), REYNAUD- FARRERA, I. et al. (1996) remarquent l'irruption massive, vers 2 730 BP, de taxons indicateurs de milieux perturbés qui se développent au détriment de la forêt Biafréenne, en régression.
- A Kitina (ELENGA, H., et al., 1996), ainsi qu' à Ossa, cette perturbation se révèle par l'augmentation des Graminées et des spores de Ptéridophytes et aussi par les pourcentages élevés de *Alchornea* et de *Macaranga* vers ca. 2 730 ans BP.
- Au Barombi Mbo, on observe une ouverture de la végétation caractérisée par une explosion de la savane à 2 500 cal BP (MALEY, J. & BRENAC, P., 1998).
- A Nyabessan, la perturbation a lieu plus tard, à 2 400 ans cal B.P., montrant un remplacement de la forêt mature (*Ceasalpinaceae*, *Lophira*, *Pycnanthus angolensis*) par une forêt secondaire mésophile en évolution régressive (*Alchornea*, *Macaranga*, *Trema*) (N'GOMANDA, A. et al., 2009).
- Sur les sites Barombi Mbo, Kitina, et Ossa, la régression se caractérise plutôt par la persistance d'une végétation mixte constituée d'un mélange de taxons herbacés de savane et de ligneux de forêt. Cette ouverture du milieu est attestée par l'apparition des taxons héliophiles tels *Alchornea* et *Musanga* et une explosion des Graminées.
- Dans le secteur du lac de cratère Mboandong, la sécheresse ne semble pas avoir causé des changements significatifs dans la végétation, si bien que RICHARDS, K. (1986) et MALEY, J. (1987) suggèrent que la zone pourrait être considérée comme un refuge régional.
- Bien que le site de Goulougo, secteur faisant partie intégrante du Parc national Nouabalé - Ndokien de la République du Congo-Brazzaville, soit resté boisé pendant les trois derniers millénaires, on y note toutefois l'empreinte de l'assèchement du climat sur la végétation par l'augmentation, au sein de celle-ci, d'arbres tels que *Elaeis guineensis*, *Tetrorchidium sp.* et *Erythrophleum sp.* (BRNCIC, T.M., et al., 2007).
- Enfin, à Mopo Baï, à 2 500 ans, l'abondance des pollen d'une flore secondarisée (*Alchornea* (40%), *Elaeis guineensis* (10%)) associée à une expansion des Poaceae non aquatiques (36%) montrant une petite extension de la savane, pourrait être considérée comme la persistance d'un assèchement prolongé (BRNCIC, T., M., et al., 2009).

Installation des écosystèmes actuels et dégradation forestière

Comme le démontre la majorité des diagrammes polliniques, la couverture forestière de l'Afrique tropicale était certainement plus étendue à l'Holocène moyen qu'elle ne l'est actuellement. Les sites palynologiques analysés montrent pour la plupart des spectres forestiers avant 3 500 ans B.P environ. Ensuite, sous l'effet des changements climatiques et de l'action anthropique, on observe une dégradation progressive ou radicale des forêts selon les enregistrements. SOWUNMI, M., (1981) relève une montée notable des taxa de forêt ouverte (*Uncaria africana*, *Elaeis guineensis*) et des éléments indicateurs de milieux perturbés tels que *Cleome* et *Borreria* à partir de 3 000 ans B.P.

Concernant les stations situées au nord de notre ensemble, l'explosion des formations herbeuses et la réduction des éléments boisés commencent aux environs de 3 000 ans cal BP à Mbalang, au Cameroun (VINCENS, A., et al., 2010) ; la végétation y étant majoritairement composée de Poaceae (>80%) et caractérisée par la quasi disparition des arbres de la forêt Guinéo-Congolaise. A Njupi, les formations herbeuses dominant dès 2 500 cal BP jusqu'à l'actuel (ZOGNING, A., et al., 1997). En milieux soudanien et sahélien, les ligneux sont

faiblement représentés, notamment à Tilla, au Nigeria (SALZMANN, U., 2000).

Au lac Nguène, au Gabon, à partir de 4 100 ans cal BP, la forêt sempervirente autour du lac est progressivement remplacée par la forêt humide semi-décidue et jusqu'à 2 400 ans cal BP, les AP sont dominés par des espèces telles *Alchornea* et *Elaeis*, dont la présence indique la perturbation des habitats. L'on note également, qu'entre 2 000 et 1 400 BP, cette perturbation perdure malgré l'augmentation du niveau des précipitations. De 800 à 450 ans cal BP, la forêt mature reprend son expansion ; cependant, à partir de 450 ans cal BP, les formations secondaires, principalement à *Alchornea* (5-15%), *Martretia* (5-15%), *Macaranga* (5-8%), *Moraceae* (6-12%) et *Tetrorchidium* (5%), augmentent alors que les *Caesalpiniaceae* sont en recul, indiquant un nouvel épisode de perturbation de la forêt humide (N'GOMANDA, A., et al., 2007).

Au Gabon, dans la réserve de Lopé près du Lac Kamalété, NGOMANDA, A. et al. (2007), notent une perturbation à 1 330 cal BP comme suite à la diminution des composantes sempervirentes de la végétation. Ils attribuent cet état à des causes climatiques car n'ayant pas de coïncidence temporelle avec la présence humaine. Cette perturbation se poursuit jusqu'à ca. 580 BP et se caractérise par une prédominance progressive de taxons de milieux secondarisés sur ceux de la forêt primaire. Selon PEYROT, B. (2008), ce phénomène évolutif des forêts gabonaises serait lié à un effet cumulatif d'effets climatiques et anthropiques. A Sinnda, par contre, entre 1 200 et 500 cal B.P les taxons forestiers disparaissent cependant quasi complètement au profit des *Gramineae*, des *Cyperaceae* et des spores de Ptéridophytes (VINCENS, A., et al., 1998) attestant une ouverture importante du milieu qui ne serait pas uniquement d'origine climatique.

Influence anthropique

L'Homme primitif ne disposait pas de moyens techniques suffisants pour avoir un impact déterminant sur le milieu naturel. C'est à l'Holocène, avec l'acquisition d'un outillage lithique élaboré (Néolithique) d'abord, puis de techniques métallurgiques que l'Homme a eu la possibilité de développer des pratiques agro-pastorales permettant de s'affranchir de son environnement. Les prémices de cette libération s'étaient déjà esquissées au Pléistocène supérieur alors qu'il disposait d'un outillage plus rudimentaire et qu'il en était encore au stade de chasseur-récolteur, comme au site de Shum Laka au Cameroun (CORNELISSEN, E., 2002 ; MOEYERSONS, J., et al., 1996)

Etant donné l'importance des plantes d'origine étrangère dans l'économie agricole africaine on a longtemps cru que l'Afrique n'avait pu développer une agriculture propre. Diverses études ont cependant montré que la zone des savanes soudaniennes traversant l'Afrique d'ouest en est a connu d'importantes activités agro-pastorales dès l'Holocène moyen (HARLAN, J.R. 1972 ; HARLAN, J.R. et al., 1976 ; HILU, K.W. et al., 1979 ; STEMLER, A.B.L., 1980 ; SOWUNMI, M.A. 1985). Dans le foyer agricole ouest-africain s'est développée la culture des mils, de divers sorghos, du riz africain et, en lisière de la forêt du palmier à huile (*Elaeis*) et des ignames. Même au Sahara a été pratiquée une agriculture rudimentaire lors de la PHH lorsque les savanes soudaniennes se sont étendues vers le nord en région sahélienne (MALEY, J., 1983 ; SERVANT, M. & SERVANT-VILDARY, S., 1980 TALBOT, M.R., 1980; LEZINE, A.M., 1989). Ces activités agro-pastorales ont donc pu avoir, déjà à cette époque, un impact environnemental non négligeable (CLARCK, J.D., 1980).

A partir de 4 000 ans ¹⁴C B.P., et l'assèchement du Sahara, une pression démographique s'est exercée en Afrique subsaharienne ; en atteste notamment le recul de la lisière forestière guinéenne sous l'effet de défrichements nécessaires à l'exploitation de l'*Elaeis* et des ignames (SOWUNMI, A.M., 1985). Dans la zone objet de notre synthèse, l'impact de l'homme sur la végétation a également été déduite de la présence d'*Elaeis guinéensis* dans différentes séquences : à Kitina aux environs de 5 400 ans B.P., à Barombi-Mbo entre 2 800 et 2 400 ans B.P., dans le Mayombe vers 2 880 B.P., à Ossa autour de 2 500 ans B.P. et à Coraf T vers 2 100 ans B.P.

Comme suite à la pression démographique s'accroissant au cours du temps, certaines populations ont été poussées à émigrer à la recherche de nouvelles terres exploitables. Deux flux migratoires se sont alors dégagés : un premier d'ouest en est selon lequel des populations bantouphones sont allées occuper la région interlacustre en Afrique orientale ; un second, plus tardif intra-forestier à l'ouest. Ce dernier ne se serait produit que lorsque l'augmentation de l'aridité aurait permis la fragmentation de la forêt, rendant le milieu plus accueillant à des populations habituées à une vie en savane. Le développement de la technologie du fer, plus récent à l'ouest qu'à l'est justifierait aussi cette différence chronologique entre les deux flux migratoires (ROCHE, E., 1991).

En Afrique occidentale, le peuple de Nok au Nigeria aurait travaillé le fer au 5^{ème} siècle av. J.-C. ESSOMBA, J.M. (1989) fait état de la mise à jour de sites d'Age du fer ancien datés du 5^{ème} au 2^{ème} siècle avant J.-C. dans la région de Yaoundé au Cameroun. Au Gabon, les datations les plus anciennes remontent au 3^{ème} siècle av. J.-C. (PEYROT, B. & OSLINSKY, R., 1987; DIGOMBE, L. et al., 1988). Plus au sud, un site daté de 2 100 ans B.P. a été découvert au Mayombe (SCHWARTZ, D. et al., 1990). Par contre, au Bas-Congo, les débuts de l'Age du Fer ne semblent pas remonter au-delà du 1^{er} siècle de notre ère (de MARET, P. 1985). Plus au nord, cependant, le long du fleuve Congo et de ses tributaires, en R.D.Congo, EGGERT, M. (1993) a découvert des sites d'Age du fer remontant à 2 300 ans B.P. La rapidité avec laquelle la diffusion de la métallurgie s'est propagée à l'ouest entre 3 000 et 2 000 ans B.P. plaide en faveur de milieux ouverts d'origine paléo-climatiques (ELENGA, H., et al., 1992) et entretenus par une action anthropique (BRNCIC, T.M. et al., 2007) qui ont permis un déplacement de populations entre les savanes soudaniennes du nord et les zambéziennes au sud (DE FORESTA, H. et al., 1990). Ce phénomène est similaire de celui du Couloir de Dahomey (Dahomey Gap) où une action conjuguée climat-anthropisme a maintenu une zone de savanes entre deux zones forestières (TOSSOU, M.G., 2002)

Au cours des siècles, l'action anthropique n'a fait qu'accroître, par des activités agro-pastorales, la savanisation d'espaces occupés antérieurement par la forêt. Au Cameroun, plus récemment, des mouvements migratoires de populations de pasteurs remontant à un peu plus d'un siècle, posent actuellement des problèmes de dégradations de pâturages : c'est le cas des Mbororo que l'administration coloniale a tenté, depuis 1920, de sédentariser à l'ouest dans leurs sites d'hivernage à 1500m d'altitude, ce qui est source de conflits avec les agriculteurs et des Peuhls, originaires du nord du pays, qui, en expansion vers l'est, menacent de dégradation rapide les savanes guinéennes (BOUTRAIS, J., 1981-1982 ; 1984).

DISCUSSION

Le massif forestier intertropical atlantique a, dans son ensemble, beaucoup varié au cours des vingt derniers millénaires. Les perturbations dues à une péjoration d'ordre climatique se situent principalement entre 22 000 et 15 000 ans cal BP, vers 4 000, 3 000, 2 500 cal BP et entre 1 200 et 500 cal B.P., avec comme caractéristique pour la majorité des sites inventoriés, des signes tangibles de régression ou de dégradation.

Ces changements sont tributaires de la répartition des pluies (NGOMANDA, A., 2005), de la température annuelle de l'atmosphère (GUILLAUMET, J.L., 1967) et de la longueur des différentes saisons comme le soulignent VINCENS, A., et al. (2007) et NGOMANDA, A., (2009). Selon GUILLAUMET, J.L., (1967), les taxons de la forêt dense humide ne supportent qu'une courte saison sèche qui ne dépasse pas 3 mois pour le type semi-caducifolié et 2 mois pour le type sempervirent. Les variations de la végétation sont ainsi liées à l'alternance saisonnière de deux flux atmosphériques, le flux humide de la mousson atlantique d'orientation SO-NE et le flux inverse sec, NE-SO, de l'Alizé continental, qui déterminent la durée des saisons et donc influent sur la composition et la distribution des groupements végétaux.

Les données édaphiques ne sont pas à négliger, comme la qualité du drainage des sols qui peut être un facteur déterminant pour l'installation et le développement des forêts. Ce

phénomène a pu contribuer au maintien d'une forêt hétérogène au lac Bosumtwi à 4 000 BP malgré la diminution des précipitations à cette période (MALEY, J., 1987). De même, parmi les diagrammes qui recourent la dernière déglaciation, ceux de Barombi Mbo et Ngamakala ne montrent pas de changement radical dans la physionomie de la végétation et les arbres y sont toujours bien représentés. Dans ces lieux, la composition floristique du massif forestier enregistre toutefois un changement : les espèces de forêt dense de basse et moyenne altitude y sont associées à des taxons montagnards (*Olea* et *Podocarpus*).

La localisation des sites joue aussi un rôle dans l'intensité des effets climatiques sur l'environnement ; ainsi, pour ce qui concerne l'abri sous roche de Shum Laka (Cameroun occidental), MOEYERSONS, J., et *al.* (1996) suggèrent que la persistance d'un milieu relativement humide durant la période d'aridité générale de la dernière glaciation reconnue par ailleurs dans la région par une expansion des savanes (KADOMURA : site W-10, 1350m d'altitude), s'expliquerait par la position topographique du site : un escarpement situé à 1650 m d'altitude constituant un refuge pour la végétation et la faune.

Pour la période allant de 20 000 à 4 500 ans B.P. l'évolution de l'environnement suit le schéma classique connu pour l'Afrique intertropicale. Au DMG, en Afrique occidentale, les milieux de savanes connaissent une expansion maximale tandis que la forêt dense guinéenne subit une importante fragmentation et est réduite à des zones refuges. On observe également l'intrusion de taxons afro-montagnards dans la végétation de moyenne altitude. Cette situation est le résultat de l'activation d'upwellings dans le Golfe de Guinée entretenant une aridité sur le continent. La recolonisation forestière s'opère de 15 000 ans à 9 000 ans B.P. par une progression d'éléments ligneux mésophiles précédant la reconstitution de la forêt dense. Au cours de cette période, l'évolution de la flore algale liée aux variations de débit du fleuve Niger permet de distinguer les épisodes Bölling/ Alleröd et Dryas récent (CAZET, J.P., 2001). La PHH se développe entre 9 000 et 6 000 ans B.P. comme suite à une activation de la Mousson du S-O ; l'importante humidité favorisant une expansion maximale de la forêt dense.

Pendant la période d'aridité qui s'amorce ca. 5000 ans B.P. mais dont les effets se marquent surtout entre 4 000 et 2 500 ans B.P., on assiste à une nouvelle régression forestière dont les effets apparaissent plus marqués au nord qu'au sud de notre zone d'étude. Cette aridification serait liée à un affaiblissement de la mousson et un renforcement de l'Harmattan mais, dans la partie nord, un effet cumulatif anthropique ne serait pas à exclure étant donné l'occupation fort ancienne des savanes subsahariennes remontant aux débuts de la PHH. L'aridification de 4 000 B.P. considérée par certains auteurs comme un phénomène climatique abrupt, mais contestée par d'autres, apparaît d'après notre synthèse comme un système progressif. La péjoration climatique de 2 500 ans B.P. signalée par MALEY, J. (1992) ne serait en fait que l'aboutissement d'un long processus de 1500 ans. Dans la partie sud de notre zone, la forêt persiste mais elle acquiert un aspect plus mésophile.

La reprise forestière post-2000 se remarque principalement dans la zone équatoriale, les milieux restant largement ouverts au nord. Globalement en région guinéenne, la forêt dense présente un certain pourcentage de genres mésophiles attestant qu'elle n'a pas repris un caractère sempervirent strict. Au Gabon, le regain forestier au début du dernier millénaire pourrait être lié au Petit Optimum Médiéval. La perturbation de 1410 ans B.P. considérée par NGOMANDA, et *al.* (2007) comme un épisode climatique et non anthropique pourrait être attribuée au « Dust Event » de la première moitié du 6^{ème} siècle A.D. (STOTHERS, R.B., 1984 ; BAILLIE, M.G.L., 1994) et la régression de 400 ans B.P. à la Petite Glaciation connue en Afrique de l'Est comme le Néoglaciale du Mont Kenya.

A Sinnda enfin, le recul drastique, entre 1200 et 500 B.P. des taxons forestiers au profit d'un ensemble largement ouvert constitué de Cypéracées, de Graminées et de Ptéridophytes devrait être considéré comme un effet de dégradation typiquement anthropique, conséquence d'une large extension de friches et de jachères (HABIYAREMYE, F.X. et LEJOLY, J. 1991 ; HABIYAREMYE, F.X. et ROCHE, E. 2003)

CONCLUSIONS

Par rapport à la quantité de données riches d'informations archivées en Afrique de l'Est, celles récoltées en Afrique de l'Ouest apparaissent moins étoffées, surtout en altitude. Mais, malgré la discontinuité de certaines séquences sédimentaires entraînant une disparité des données, les différentes études palynologiques réalisées en Afrique occidentale atlantique permettent toutefois de se faire une idée globale de l'évolution des paléoenvironnements et de cerner les événements climatiques et anthropiques qui ont ponctué la période allant du dernier maximum glaciaire à l'Actuel.

La dernière période glaciaire se caractérise par une aridité intense se situant de 21 000 à 18 000 ans BP qui se traduit par une chute généralisée des niveaux des lacs, une expansion des milieux de savanes à basse altitude et, localement, par la baisse de la limite supérieure des arbres en haute altitude.

La période post-glaciaire, entre 15 500 et 12 000 ans B.P. connaît un réchauffement et une humidification progressifs du climat perçus à travers la remontée des niveaux lacustres et un regain des étendues arborées ; les épisodes Bölling/Alleröd et Dryas récent étant localement discernables. Ensuite, l'optimum chaud et humide atteint entre 8 000 et 6 000 B.P. a eu pour effet l'expansion de la forêt dense guinéo-congolaise en plaine et l'extension de la forêt afro-montagnarde en altitude, ce qui est en conformité avec l'ensemble des observations faites en zone intertropicale.

Un phénomène majeur d'assèchement climatique survenu vers 4 000 B.P., quelque peu atténué vers 3 500 BP, puis réactivé entre 3 000 et 2 500 BP, a provoqué, durant cette période, un recul forestier progressif et une nouvelle expansion des milieux ouverts herbacés. Ainsi la péjoration climatique généralement présentée comme se situant à 2500 ans B.P. ne serait que l'aboutissement d'un long processus commencé 1500 ans plus tôt.

A partir de 2 500 B.P., le climat évolue progressivement vers son stade actuel, à caractère plus chaud et plus humide mais il présente une certaine instabilité en rapport avec les changements climatiques globaux qui se sont succédés au cours des deux derniers millénaires.

Quant à l'influence anthropique sur l'environnement, si elle a commencé à se manifester de façon quelque peu sensible dans les savanes soudaniennes et en lisière de la forêt guinéo-congolaise avec l'avènement de la phase climatique sèche de 4 000 BP, c'est surtout à partir de 2 000 BP qu'elle s'est intensifiée, interférant au cours du dernier millénaire avec des événements climatiques dont elle peut masquer les effets.

BIBLIOGRAPHIE

- ALLEY, R.B., MAYEWSKI, P.A., SOWERS, T., STUIVER, M., TAYLOR, K.C. & CLARK, P.U. 1997. Holocene climatic instability : A prominent widespread event 8200 yr ago. *Geology*, 25, 5 : 483-486.
- ASSEMIEN, P., 1971. Etude comparative de flores actuelles et quaternaires récentes de quelques paysages végétaux d'Afrique de l'Ouest. Thèse, Université d' Abidjan, Côte d'Ivoire: 257p.
- ASSEMIEN, P., FILLERON, J.C., MARTIN, L. & TASTET, J.P., 1970. Le Quaternaire de la zone littorale de Côte d'Ivoire. *Bull. Liaison Ass. Sénégal. Et. Quatern. Ouest Afr.*, Dakar, 25 : 65-78.
- ASSI-KAUDJHIS, C., LEZINE, A-M. & ROCHE, E., 2008. Dynamique de la végétation d'altitude en Afrique centrale atlantique depuis 17000 ans BP. Analyses préliminaires de la carotte de Bambili (Nord-Ouest du Cameroun). *Geo-Eco-Trop*, 32: 131-143.
- BAILLIE, M.G.L. 1994. Dendrochronology raises questions about the nature of the AD 536 dust-veil event . *The Holocene*, 4, 2: 212-217.
- BARBER, D.C., DYKE, A., HILLAIRE-MARCEL, C., JENNINGS, A.E., ANDREWS, J.T., KERWIN, M.W., BILODEAU, G., Mc NELLY, R., SOUTHONS, J., MOREHEAD, M.D. & GAGNON, J.M. 1999. Forcing of the cold event of 8.200 years ago by catastrophic drainage of Laurentide lakes. *Nature*, , 400, 22 : 344-348.
- BERGER, A.1992. Le climat de la Terre, un passé pour quel avenir ? De Boeck-Wesmael, Ed. Bruxelles; 479 p.

- BONNEFILLE, R., 1987. Evolution forestière et climatique au Burundi durant les quarante derniers milliers d'années. *C.R. Acad. Sci., Paris*, sér. II, 305 : 1021-1026.
- BOSCH, J.H.A., CLEVERINGA, P. & MEIJER, T. 2000. The Eemian stage in The Netherlands history, character and new research. *Geologie en Mijnbouw / Netherlands Journal of Geosciences*, 79, 2-3 : 135-345.
- BOUTRAIS, J., 1981-1982. L'expansion des éleveurs peuls dans les savanes humides du Cameroun. *Cah. ORSTOM, sér. Sci. Hum.*, XVIII, 1 : 31-45.
- BOUTRAIS, J., 1984. Entre nomadisme et sédentarité : Les Mbororo à l'Ouest du Cameroun. Congrès international de Géographie : « Le développement rural en questions : paysages, espaces ruraux, systèmes agraires ; Maghreb, Afrique noire, Mélanésie. » C.Blanc-Pamard, Edit. Paris. *Mémoires ORSTOM*, 106 : 225-560.
- BRNCIC, T. M., WILLIS, K.J., HARRIS, D.J., & WASHINGTON, R., 2007. Culture or climate? The relative influences of past processes on the composition of the lowland Congo rainforest. *Phil. Trans. R. Soc. B*, 362: 229-242.
- BRNCIC, T.M., WILLIS, K. J., HARRIS, D. J., TELFER, W. M., & BAILEY, R., M., 2009. Fire and climate change impacts on lowland forest composition in northern Congo during the last 2580 years from palaeoecological analyses of a seasonally flooded swamp. *The Holocene*, 19, 1: 79-89.
- BRENAC, P., 1988. Evolution de la végétation et du climat dans l'Ouest-Cameroun entre 25000 et 11000 ans BP. *Inst. Fr. Pondichéry, Trav. Sect. Sci. Tech.*, XXV : 91-103. Actes Xè Symposium APLF Bordeaux, 28 sept.-2 oct. 1987.
- CARATINI, C. & GIRESE, P., 1979. Contribution palynologique à la connaissance des environnements continentaux et marins du Congo à la fin du Quaternaire. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 288 D : 379-382.
- CAZET, J. P. 2001. Paléoenvironnements végétaux et paléohydrologie dans le bassin versant du fleuve Niger au cours de la dernière déglaciation. Mémoire de l'Ecole Pratique des Hautes Etudes, Sciences de la vie et de la terre, Paris : 78p.
- CHEEK M., J.-M., ONANA, B. & POLLARD, J. 2000. The plants of Mount Oku and the Ijim Ridge, Cameroon, a conservation checklist. Royal Botanic Gardens, Kew; 211p.
- CLARCK, J.D., 1980. Human populations and cultural adaptations during prehistoric times. *The Sahara and the Nile*, Balkema (Rotterdam) : 527-582.
- COETZEE, J.A., 1967. Pollen analytical studies in East and Southern Africa. *Palaeoecology of Africa*, 3: 1-146.
- CORNELISSEN, E., 2002. Human Responses to Changing Environments in Central Africa Between 40,000 and 12,000 B.P. *Journal of World Prehistory*, 16, 3: 197-235
- DEMENOCAL, P., ORTIZ, J., GUILDERSON, T., ADKINS, J., SARNTHEIN, M., BAKER, L. & YARUSINSKY, M., 2000. Abrupt onset and termination of the African Humid Period: rapid climate responses to gradual insolation forcing. *Quaternary Science Review*, 19: 347-361.
- DANSGAARD, W., WHITE, J.W.C. & JOHNSEN, S.J. 1989. The abrupt termination of the Younger Dryas climate event. *Nature*, 339 : 532-533.
- DANSGAARD, W., JOHNSEN, S.J., CLAUSEN, H.B., DAHL-JENSEN, D., GUNDERSTRUP, N.S.U.H.C., HVIDBERG, C.S., STEFFENSON, J.P., SVEINBJÖRNSDOTTIR, A.E., JOUZEL, J. & BOND, G. 1993. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature*, 364 : 218-220.
- DE FORESTA, H., SCHWARTZ, D., DECHAMPS, R. & LAFRANCHI, R. 1990. Un premier site de métallurgie de l'Age du fer ancien (2110 B.P.) dans le Mayumbe congolais et ses implications sur la dynamique des écosystèmes. *NSI*, 7 : 10-12.
- DE MARET, P., 1985. Recent archaeology research and dates from Central Africa. *J. of African History*, 26 : 129-148.
- DE PLOEY, J., 1969. Position géomorphologique, genèse et chronologie de certains dépôts superficiels au Congo occidental. *Quaternaria*, 7 : 131-154.
- DIGOMBE, L., SCHMIDT, P.R., MOULEINGUI BOUKOSSO, V., MOMBO, J.B. & LOCKO, M., 1988. The development of the Early Iron Age in Gabon. *Current Anthropology*, 29, 1 : 179-184.
- DUPLESSY, J.C. 1997. Vers un refroidissement de l'Europe ? *La Recherche*, 295 : 52-56.
- DUPLESSY, J.C., MOYES, J., PETIT-MAIRE, N. & GUIOT, J. 1989. De la forêt au désert. *Le Courrier du CNRS*, 72 : 10-11

- EGGERT, M., 1993. Central Africa and the archaeology of the equatorial rainforest: reflections on some major topics. In: T. Shaw, P. Sinclair, B. Andah & A. Okpoko (eds.), *The Archaeology of Africa: food, metals, and towns. One World Archaeology*, 20 (London/New York) : 289-329.
- ELENGA, H. 1992. Végétation et climat du Congo depuis 24 000 ans B.P. Analyse palynologique de séquences sédimentaires du pays Bateke et du littoral. Thèse de doctorat, Université Aix-Marseille III : 238p.
- ELENGA, H. & VINCENS, A., 1990. Paléoenvironnements quaternaires récents des plateaux Bateke (Congo) : étude palynologique des dépôts de la dépression du Bois de Bilanko. Faunes, Flores, Paléoenvironnements continentaux. In : *Paysages Quaternaires de l'Afrique Centrale Atlantique. ORSTOM* : 271-282.
- ELENGA, H., VINCENS, A. & SCHWARTZ, D., 1991. Présence d'éléments forestiers montagnards sur les plateaux Batéké (Congo) au Pléistocène supérieur : nouvelles données palynologiques. *Palaeoecology of Africa*. 22: 239-252.
- ELENGA, H., SCHWARTZ, D. & VINCENS, A., 1992. Changements climatiques et action anthropique sur le littoral congolais au cours de l'Holocène. *Bull. Soc. Géol. France*, 163, 1 : 83-90.
- ELENGA, H., SCHWARTZ, D. & VINCENS, A., 1994. Pollen evidence of late Quaternary vegetation and inferred climate changes in Congo. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 109: 345-356.
- ELENGA, H., SCHWARTZ, D., VINCENS, A., BERTAUX, J., de NAMUR, C., MARTIN, L., WIRRMANN, D. & SERVANT M., 1996. Diagramme pollinique holocène du lac Kitina (Congo): mise en évidence de changements paléobotaniques et paléoclimatiques dans le massif forestier du Mayombe. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 323, série II a : 403-410.
- ELENGA, H., PEYRON, O., BONNEFILLE, R., JOLLY, D., CHEDDADI, R., GUIOT, J., ANDRIEU, V., BOTTEMA, S., BUCCHET, G., de BEAULIEU, J-L., HAMILTON, A., C., MALEY, J., MARCHANT, R., PEREZ-OBOL, R., REILLE, M., RIOLETT, G., SCOTT, L., STRAKA, H., TAYLOR, D., VAN CAMPO, E., VINCENS, A., LAARIF, F. & JONSON, H., 2000. Pollen-based biome reconstruction for southern Europe and Africa 18,000 yr BP. *Journal of Biogeography*, 27: 621-634.
- ELENGA, H., VINCENS, A., SCHWARTZ, D., FABING, A., BERTAUX, J., WIRRMANN, D., MARTIN, L. & SERVANT, M., 2001. Le marais estuarien de la Songolo (Sud Congo) à l'Holocène moyen et récent. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 172, 3 : 359-366.
- ESSOMBA, J.M. 1989. Dix ans de recherches archéologiques au Cameroun méridional (1979-1989). *NSI*, 6 : 33-57.
- FABING, A., 1995. Contribution à la connaissance des paléoenvironnements holocènes du Sud-Congo: étude par spectrométrie infrarouge de la carotte S2 (marais de la Songolo, Pointe Noire). Mémoire de Maîtrise de Géographie, Université de Strasbourg : 92 p.
- FARRERA, I., HARRISON, S.P., PRENTICE, I.C., RAMSTEIN, G., GUIOT, J., BARTLEIN, P. J., BONNEFILLE, R., BUSH, M., CRAMER, W., GRAFENSTEIN, VON, U., HOLMGREN, K., HOOGHIE-STRAS, H., HOPE, G., JOLLY, D., LAURITZEN, S.-E., ONO, Y., PINNOT, S., STUTE, M. & YU, G. 1999. Tropical climates at the last Glacial Maximum: a new synthesis of terrestrial palaeoclimate data. Vegetation, lake-levels and geochemistry. *Climate dynamics* 15 : 823-856.
- FAURE, H. & ELOUARD, P., 1967. Schéma des variations du niveau de l'Océan atlantique sur la côte de l'ouest de l'Afrique depuis 40.000 ans. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 265 D : 784-787.
- FREDOUX, A., 1977. Etude palynologique de quelques sédiments du Quaternaire ivoirien. *Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire*, 50 (supplément) :181-186.
- FREDOUX, A. & TASTET, J.P., 1976. Apport de la palynologie à la connaissance paléogéographique du littoral ivoirien entre 8 000 et 12 000 ans BP. In: 7th African Micropaleontological Colloquium, Ife-Ife, Nigeria: 1-7.
- GARDNER, A.A., DEMARCO, J. & ASANGA, C.A. 2001. Foresterie communautaire à Kilum-Ijim, Cameroun. Séminaire FORAFRI, Libreville. RFDN Ed. : 10-18.
- GASSE, F. 2000. Hydrological changes in the African tropics since the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, 19, 1-5 : 189-211.
- GIEC-Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat, 2001. Incidences de l'évolution du climat dans les régions : Evaluation de la vulnérabilité. Chapitre 2 : Afrique. Rapport spécial, 60 p.
- GIRESE, P., 1975. Nouveaux aspects concernant le Quaternaire littoral et sous-marin du secteur Gabon-Congo-Cabinda-Zaïre et accessoirement de l'Angola. *Assoc.Sénégal.Et.Quatern. Afr. - Bulletin de liaison*, 46 : 45-52.

- GIRESSE, P., 1978. Le contrôle climatique de la sédimentation marine et continentale à la fin du Quaternaire - Problèmes de corrélations. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 23 : 57-77.
- GIRESSE, P. & KOUYOU MONTZAKIS, G., 1974. Observations sur le Quaternaire côtier et sous-marin du Congo et des régions limitrophes. Aspects eustatiques et climatiques. *Assoc.Sénégal.Et.Quatern.Afr. - Bulletin de liaison*, 42-43 : 45-61.
- GIRESSE, P. & LANFRANCHI, R., 1984. Les climats et les océans de la région congolaise pendant l'Holocène. Bilan selon les échelles et les méthodes de l'observation. *Palaeocology of Africa*, A.A. Balkema, Rotterdam, 16: 77-88.
- GIRESSE, P. & KOUYOU MONTZAKIS, G., 1990. Témoins quaternaires du littoral du Congo et du sud du Gabon. In : Paysages Quaternaires de l'Afrique Centrale Atlantique. *ORSTOM* : 106-109.
- GIRESSE, P., MALOUNGUILA-NGANGA, D. & MOGUEDET, G. 1990. La succession des paléoenvironnements quaternaires des plateformes continentales du sud du Gabon, du Congo, de Cabinda et du Zaïre (Pléistocène supérieur et Holocène). In : Paysages Quaternaires de l'Afrique Centrale Atlantique. *ORSTOM* : 71-77.
- GUILLAUMET, J.L., 1967. Recherches sur la végétation et la flore de la région du Bas-Cavally (Côte d'Ivoire). *Mém. O.R.S.T.O.M.*, 20 : 248p.
- HABIYAREMYE, F.-X. & LEJOLY, J., 1991. Place des fruticées sclérophylles dans la dynamique de la végétation au Rwanda occidental. *Colloques phytosociologiques ; Phytodynamique et Biogéographie historique des forêts* (Bailleur 1991), XX : 327- 341.
- HABIYAREMYE, F.-X. & ROCHE, E. 2003. Incidence anthropique sur le milieu montagnard du graben centrafricain : complément phytodynamique aux interprétations palynologiques. *Geo-Eco-Trop*, 27, 1-2: 53-62.
- HAMILTON, A.C., 1973. The history of the vegetation. Reprinted from "The vegetation of East Africa" by E. M. Lind and M. E. S. Morrison, Longman, Ed.: 188-209
- HAMILTON, A.C., 1982. Environmental history of East Africa. A study of the Quaternary. Academic Press, London : 328 pp.
- HARLAN, J.R., 1972. L'origine de l'agriculture. *La Recherche*, 29 : 1035-1044
- HARLAN, J.R. ; DE WET, J.M.J. & STEMLER, A.B.L., 1976. Origins of African plants domestication. Mouton Publ. Den Haag, Paris: 498 p.
- HEINRICH, H. 1988. Origin and consequences of Cyclic Ice Rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the past 130.000 years. *Quaternary Research*, 29 : 142-152.
- HILU, K.W., DE WET, J.M.J. & HARLAN, J.R., 1979. Archaeobotanical studies of *Eleusine coracana* (Finger Millet). *Amer. Journ. Botany*, 66, 3 : 330-333.
- JOLLY, D., & HAXELTINE, A., 1997. Effect of Glacial Atmospheric CO² on Tropical African Montane Vegetation. *Science*, 276 : 786-788.
- KADOMURA, H. & KIYONAGA, J., 1994. Origin of grassfields landscape in the West Cameroon Highlands. In: Kadomura H. (ed.). Savannization Processes in Tropical Africa II. Tokyo Metropolitan University, Japan: 47-85.
- KEIGWIN, L.D. 1996. The Little Ice Age and Medieval Warm Period in the Sargasso Sea. *Science*, 274: 1504-1508.
- KLITGAARD-KRISTENSEN, D., SEJRUP, H.P., HAFLIDASON, H., JOHNSEN, S. & SPURK, M. 1998. *Journal of Quaternary Science*, 13, 2: 165-169
- KOÇ KARPUZ, N. & JANSEN, E. 1992. A high resolution diatom record of the last deglaciation from the S.E.Norwegian Sea: documentation of rapid climatic changes. *Paleoceanography*, 7: 499-520.
- KOUYOU MONTZAKIS, G., 1990. Les associations de foraminifères benthiques du plateau continental congolais. Quaternaire supérieur et actuel. In : Paysages Quaternaires de l'Afrique Centrale Atlantique. *ORSTOM* : 78-88.
- KRÖPELIN, S., VERSCHUREN, D., LEZINE, A.M., EGGERMONT, H., COCQUYT, C., FRANCUS, P., CAZET, J.P., FAGOT, M., RUMES, B., RUSSEL, J.M., DARIUS, F., CONLEY, D.J., SCHUSTER, M., von SUCHODOLETZ, H. & ENGSTROM, R. 2008. Climate-Driven Ecosystem Succession in the Sahara: the past 6000 years. *Science*, 320, 5877 : 765-768
- LARAQUE, A., POUYAUD, B., ROCCHIA, R., ROBIN, E., CHAFFAUT, I., MOUTSAMBOTE, J. M., MAZIEZOULA, B., CENSIER, C., ALBOUY, Y., ELENGA, H., ETCHEBER, H., DELAUNE, M., SONDAG, F., GASSE, F., 1998. Origin and function of a closed depression in equatorial humid zones: the Lake Télé in North Congo. *Journal of Hydrology*, 207: 236-253.

- LEROUX, M., 1992. Interprétation météorologique des changements climatiques observés en Afrique depuis 18000 ans. *Geo-Eco-Trop.*, 16, 1-4 : 207-258.
- LEZINE, A-M., 1988a. Les variations de la couverture forestière mésophile d'Afrique occidentale au cours de l'Holocène. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 307, Série II : 439-445.
- LEZINE, A-M., 1988b. New pollen data from the sahel, Senegal. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 55: 141-154.
- LEZINE, A.M. 1989. Le Sahel: 20000 ans d'histoire de la végétation. *Bull.Soc.géol.France*, 8, 5-1 : 35-42.
- LEZINE, A-M., 1991. West African Paleoclimates during the Last Climatic cycle inferred from an Atlantic deep-sea pollen record. *Quaternary Research*, 35: 456-463.
- LEZINE, A-M., 1996. La mangrove ouest africaine, signal des variations du niveau marin et des conditions régionales du climat au cours de la dernière déglaciation. *Bull. Soc. Géol. France*, 167, 6 : 743-752.
- LEZINE, A-M., 1997. Evolution of the west African mangrove during the late Quaternary: a review. *Geographie physique et Quaternaire*, 51, 3 : 405-414.
- LEZINE, A-M. & LE THOMAS, A., 1995. Histoire du massif forestier ivoirien au cours de la dernière déglaciation. In: 2è Symposium de Palynologie africaine, Tervuren (Belgique) / 2nd Symposium on African Palynology, Tervuren (Belgium). *Publ. Occas. CIFEG*, Orléans, 1995/31: 73-85.
- LEZINE, A-M. & CAZET, J-P., 2005. High-resolution pollen record from core KW31, Gulf of Guinea, documents the history of the lowland forests of West Equatorial Africa since 40 000 yr ago. *Quaternary Research*, 64 : 432-443
- LEZINE, A.M., DUPLESSY, J.C. & CAZET, J.P. 2005. West African monsoon variability during the last deglaciation and the Holocene: Evidence from fresh water algae, pollen and isotope data from core KW31, Gulf of Guinea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 219 : 225-237.
- LIVINGSTONE, D. A., 1967. Postglacial vegetation of the Ruwenzori Mountains in Equatorial Africa. *Ecological Monographs*, 37, 1 : 25-52.
- MALEY, J., 1970. Contributions à l'étude du bassin tchadien. Atlas de pollens du Tchad. *Bulletin du Jardin botanique national de Belgique*, 40 : 29-48.
- MALEY, J., 1983. Histoire de la végétation et du climat de l'Afrique nord-tropicale au Quaternaire récent. *Bothalia*, 14, 3-4 : 377-389.
- MALEY, J., 1984. Influence des nuages sur les paléoenvironnements : quelques exemples pris dans le Quaternaire récent. *Bothalia*, 14 : 377-389.
- MALEY, J., 1985. Histoire de la forêt dense au Quaternaire récent et reconstitution des paléoclimats en Afrique de l'Ouest par les analyses polliniques. Coll. PNEDC, Meudon : pp.15-16.
- 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, chronologiques et biogéographiques. *Paleoecology of Africa*, 18 : 307-334.
- MALEY, J., 1989. Late Quaternary climatic changes in the African rain forest : forest refugia and the major role of sea surface temperature variations. In: *Paleoclimatology and Paleometeorology; modern and past patterns of global atmospheric transport*, vol. 282 (Eds M. Leinen et al.) : 585-616. Dordrecht-Boston International, the Netherlands: D. Reidel Publishing Company.
- MALEY, J., 1992. Commentaires sur la note de D. Schwartz. Mise en évidence d'une péjoration climatique entre ca 2 500 et 2 000 ans B.P. en Afrique tropicale humide. *Bull. Soc. géol. France*, 163, 3 : 363-365.
- MALEY, J. & LIVINGSTONE, A., D., 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. Sc. Paris*, 296, Série II : 1287-1292.
- MALEY, J., CABALLE, G. & SITA, P., 1990. Etude d'un peuplement résiduel à basse altitude de *Podocarpus latifolius* sur le flanc congolais du massif du Chaillu. Implications paléoclimatiques et biogéographiques. In : *Paysages Quaternaires de l'Afrique Centrale Atlantique*. ORSTOM : 336-352.
- MALEY, J. & BRENAC, P., 1998. Vegetation dynamics, palaeoenvironments and climatic changes in the forests of western Cameroon during the last 28 000 years BP. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 99 : 157-187.

- MALOUNGUILA-NGANGA, D., NGUIE, J. & GIRESSE, P. 1990 Les paléoenvironnements quaternaires du colmatage de l'estuaire du Kouilou (Congo). *In* : Paysages Quaternaires de l'Afrique Centrale Atlantique. *ORSTOM* : 89-97.
- MANABE, S. & STOUFFER, R.J. 2000. Study of abrupt climate change by a coupled ocean-atmosphere model. *Quaternary Science Reviews*, 19, 1-5 : 285-299.
- MARCHANT, R. & HOOGHMISTRA, H., 2004 - Rapid environmental change in Africa and South American tropics around 4 000 years before present: a review. *Earth Science Reviews*, 66 : 217-260.
- MARTIN, L. & TASTET, J.R., 1972. Le Quaternaire du littoral et du plateau continental de Côte d'Ivoire. *Bull. Assoc. Sénégal. Et. Quatern. Ouest Afr.*, 33-34 : 17-32.
- MAYAUX, P., BARTHOLOME, E., FRITZ, S. & BELWARD, A., 2004. A new land-cover map of Africa for the year 2000. *Journal of Biogeography*, 31 : 861-877.
- MILANKOVITCH, M. 1920 . Théorie mathématique des phénomènes thermiques produits par la radiation solaire. Académie yougoslave des Sciences et des Arts de Zagreb. Gauthier-Villars, Paris.
- MIX, A., C., BARD E & SCHNEIDER, R., 2001. Environmental processes of the Ice Age: land, oceans, glaciers (EPILOG). *Quaternary Science Review*, 20 : 627-657.
- MOEYERSONS, J., CORNELISSEN, LAVACHERY, P. & DOUTRELEPONT, H., 1996. L'abri sous-roche de Shum Laka (Cameroun occidental) données climatologiques et occupation humaine depuis 30.000 ans. *Geo-Eco-Trop*, 20, 1-4 : 39-60.
- MOMO SOLEFACK, M. C., 2009. Influence des activités anthropiques sur la végétation du Mont Oku (Cameroun). Thèse en Biologie-Santé, Univ. de Picardie et Univ. de Youndé 1 : 161p.
- NEWELL, R.E., GOULD-STEWART, S. & CHUNG, J.C., 1981. A possible interpretation of palaeoclimatic reconstruction for 18000 BP for the region 60° N to 60° S, 60° W to 100° E. *Paleoecology of Africa*, 13 : 1-19.
- NGOMANDA, A., 2005. Dynamique des écosystèmes forestiers du Gabon au cours des cinq derniers millénaires. Thèse, Université de Montpellier II : 163p.
- NGOMANDA, A., JOLLY, D., BENTALEB, I., CHEPSTOW-LUSTY, A., MAKAYA, M., MALEY, J., FONTUGNE, M., OSLISLY, R. & RABENKOGO, N., 2007. Lowland rainforest response to hydrological changes during the last 1500 years in Gabon, Western Equatorial Africa. *Quaternary Research* 67, 3: 411-425.
- NGOMANDA, A., NEUMANN, K., SCHWEIZER, A. & MALEY, J. 2009. Seasonality change and the third millennium BP rainforest crisis in southern Cameroon (Central Africa). *Quaternary Research*, 71: 307-318.
- NGOS III, S., GIRESSE, P. & MALEY, J., 2003. Palaeoenvironments of Lake Assom near Tibati (south Adamawa, Cameroon). What happened in Tibati around 1700 years BP? *Journal of African Earth Sciences*, 37: 35-45.
- OSMASTON, H., A., & HARRISON, S., P. 2005. The Late Quaternary glaciation of Africa : A regional synthesis. *Quaternary International*, 138-139: 32-54.
- PETIT-MAIRE, N. 1992. Les variations climatiques au Sahara, du passé au futur. *Geo-Eco-Trop.*, 16, 1-4 : 149-166
- PETIT-MAIRE, N. 1993. Past global Climatic changes and the tropical arid/semi-arid belt in North of Africa. *Geoscientific Research in Northeast Africa*. Thorweihe & Schandelmeier Eds. Balkema, Rotterdam : 551-560.
- PEYROT, B., 2008. Incidences écologiques, anthropiques et paléocéologiques sur l'évolution des forêts du Gabon. *Les Cahiers d'Outre-Mer*, 241-242.
- PEYROT, B. & OSLISLY, R. 1987. Paléoenvironnement et archéologie au Gabon (1985-1986). *NSI*, 1 : 13-15
- PISSART, A. 2002. Concernant la disparition du Gulf Stream pendant la dernière glaciation et le danger de voir se reproduire ce phénomène catastrophique pour l'Europe. *Bulletin de la Société Géographique de Liège*, 42 : 79-83.
- PRELL, W.L., GARDNER, J.V., BE, A.W.H. & HAYS, J.D., 1976. Equatorial Atlantic and Caribbean foraminiferal assemblages, temperatures and circulation: interglacial and glacial comparisons. *Geological Soc. of America Memoirs*, 145 : 247-266.
- RAMPINO, M.R. & SELF, S. 1982. Historic eruptions in Tambora (1815), Krakatau (1883) an Agung (1963); their stratospheric aerosols and climatic impact. *Quaternary Research*, 18: 127-143.
- RAMPINO, M.R., SELF, S. & STOTHERS, R.B. 1988. Volcanic winters. *Ann. Rev. Earth Planet Sci.*, 16 : 73-99.

- REYNAUD-FARRERA, I., 1996. Late Holocene vegetational changes in South-West Cameroon. *In*: Dalfes H.N., Kukla G. & Weiss H. (eds). *Climate change in the Third millenium BC, NATO ASI Series, Subseries in Global Environmental Change*: 641-652.
- REYNAUD-FARRERA, I., MALEY, J. & WIRRMANN, D., 1996. Végétation et climat dans les forêts du Sud-Ouest Camerounais depuis 4 770 ans BP : analyse pollinique des sédiments du lac Ossa. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 322, II a : 749-755.
- RICHARDS, K., 1986. Preliminary results of pollen analysis of a 6000 year core from Mboandong, a crater lake in Cameroun. *In*: Baker R.G.E., Richards K., Rimes C.A. (Hrsg.): *The Hull University. Cameroun Expedition 1981-1982. Final Report. Department of Geography, University of Hull*: 14 -28.
- ROCHE, E., 1991. Evolution des paléoenvironnements en Afrique centrale et orientale au Pléistocène supérieur et à l'Holocène. Influences climatiques et anthropiques. *Bulletin de la Société géographique de Liège*, 27 : 187-208.
- ROCHE, E., BIKWEMU, G. & NTAGANDA, C. 1988. Evolution du paléoenvironnement quaternaire au Rwanda et au Burundi. Analyse des phénomènes morphotectoniques et des données sédimentologiques et palynologiques. *Inst. français de Pondichéry, Trav.Sect.scient.et techn.*, 25 : 105-123.
- ROCHE, E. & BIKWEMU, G., 1989. Palaeoenvironmental change on the Zaïre-Nile ridge in Burundi: the last 20 000 years: an interpretation of palynological data from the Kashiru core, Ijenda, Burundi. *In*: *Quaternary and Environmental Research on East African Mountains*: 231-242; Ed: W.C.MAHANEY. *York University, Toronto. A.A.Balkema /Rotterdam/Brookfield*.
- ROCHE, E. & NTAGANDA, C. 1999. Analyse palynologique de la séquence sédimentaire Kiguhu II (Région des Birunga, Rwanda). Evolution du paléoenvironnement et du paléoclimat dans le domaine afro-montagnard du Rwanda au cours de l'Holocène. *Geo-Eco-Trop.*, 22 : 71-82. Actes du 4^{ème} Symposium de Palynologie africaine (Sousse, Tunisie / avril 1999)
- RUNGE, J., 2007 : Des déserts et des forêts, histoire du paysage et du climat de l'Afrique Centrale au Quaternaire Supérieur. *Geo-Eco-Trop*, 2007, 31 :1-18.
- SALZMANN, U., 2000. Are modern savannas degraded forests? - A Holocene pollen record from the Sudanian vegetation zone of NE Nigeria. *Vegetation History and Archaeobotany*, 9: 1-15.
- SALZMAN, U. & HOELZMANN, P. 2005. The Dahomey Gap: an abrupt climatically induced rain forest fragmentation in West Africa during the Late Holocene. *The Holocene*, 15, 2: 190-199
- SCHRÖTER, D., CRAMER, W., LEEMANS, R., PRENTICE, I., C., ARAÚJO, M., B., ARNELL, N., W., BONDEAU, A., BUGMANN, H., CARTER, T., R., GRACIA, C., A., DE LA VEGA-LEINERT, A., C., ERHARD, M., EWERT, F., GLENDINING, M., HOUSE, J., I., KANKAANPÄÄ, S., KLEIN, R., J., T., LAVOREL, S., LINDNER, M., METZGER, M., J., MEYER, J., MITCHELL, T., D., REGINSTER, I., ROUNSEVELL, M., SABATE, S., SITCH, S., SMITH, B., SMITH, J., SMITH, P., SYKES, M., T., THONICKE, K., THULLER, W., TUCK, G., ZAEHLE, S. & ZIERL B., 2005. Ecosystem Service Supply and Vulnerability to Global Change in Europe. *Science*, 310:1333-1337.
- SCHWARTZ, D., 1992. Assèchement climatique vers 3 000 B.P. et expansion Bantu en Afrique centrale atlantique : quelques réflexions. *Bull. Soc. géol. France*, 163, 3 : 353-361.
- SCHWARTZ, D., 1997. Forêt et savanes d'Afrique centrale : une histoire holocène mouvementée. *La lettre du changement global, Paléoclimatologie* : 7 p.
- SCHWARTZ, D., DE FORESTA, H., DECHAMPS, R. & LAFRANCHI, R. 1990. Découverte d'un premier site de l'Age du Fer ancien (2110 B.P.) dans le Mayumbe congolais. Implications paléobotaniques et pédologiques. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 310, 2 : 1293-1298
- SERVAIN, J., PICAUT, J. & MERLE, J. 1982. Mise en évidence du couplage à longue distance entre le vent et la température de surface dans l'Atlantique équatorial. *C.R. Acad.Sc.Paris*, sér. 2, 294 : 789-792.
- SERVANT, M., 1983. Séquences continentales et variations climatiques : évolution du bassin du Tchad au Cénozoïque supérieur. ORSTOM, Paris, *Trav. & Doc.* : 159-573.
- SERVANT & SERVANT-VILDARY, 1980. L'environnement quaternaire du Tchad. *The Sahara and the Nile*, Balkema (Rotterdam): 133-162.
- SEVERINGHAUS, J.P. & BROOK, E.J., 1999. Abrupt climate change at the end of the last glacial period inferred from trapped air in polar ice. *Science*, 286 : 930-934.
- SHANAHAN, T. M., OVERPECK, J. T., WHEELER, C., W., BECK, J., PIGATI, W., J. S., TALBOT, M. R., SHOLZ, C. A., PECK, J. & KING, J. W., 2006. Paleoclimatic variations in West Africa from a record of late Pleistocene and Holocene lake level stands of Lake Bosumtwi, Ghana. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 242 : 287-312.

- SOWUNMI, M.A. 1981. Nigerian vegetational history from the Late Quaternary to the Present day. *Palaeoecology of Africa* 13, 217-234.
- SOWUNMI, M., A., 1985. The beginnings of Agriculture in West Africa: botanical evidence. *Current Anthropology*, 26, 1 : 127-129.
- STAGER C.J. & ANFANG-SUTTER, R. 1999. Preliminary evidence of environmental changes at Lake Bambili (Cameroon, West Africa) since 24 000 BP. *Journal of Paleolimnology*, 22: 319-330.
- STEMLER, A.B.L., 1980. Origins of plant domestication in the Sahara and the Nile Valley. *The Sahara and the Nile*, Balkema (Rotterdam): 503-526.
- STOCKER, T.F. & MARCHAL, O. 2000. Abrupt climate change in the computer : is it real ? *PNAS*, 97, 4 : 1362-1365.
- STOTHERS, R.B. 1984. Mystery cloud of AD 536. *Nature*, 307 : 344-345.
- STREET-PERROT, F.A. & PERROT, R.A. 1990. Abrupt climate fluctuation in the tropics: the influence of Atlantic Ocean circulation. *Nature*, 343 : 607-611.
- TALBOT, M.R., 1980. Environmental responses to climatic change in West African Sahel over the past 20000 years. *The Sahara and the Nile*, Balkema (Rotterdam): 37-62.
- TALBOT, M.R. & JOHANNESSEN, T., 1992. A high resolution palaeoclimatic record of the last 27,500 years in tropical West Africa from the carbon and nitrogen isotopic composition of lacustrine organic matter. *Earth and Planetary Science Letters*, 110: 23-37.
- TAMURA, T., 1990. Late Quaternary landscape evolution in the West Cameroon Highlands and the Adamaoua Plateau. In: Lanfranchi, R. & Schwartz, D. (Eds). *Paysages quaternaires de l'Afrique centrale atlantique*. ORSTOM., Paris: 298-318.
- THOMAS, C., D., CAMERON, A., GREEN, R., E., BAKKENES, M., BEAUMONT, L., J., COLLINGHAM, Y., C., ERASMUS, B., F., N., FERREIRA DE SIQUEIRA, M., GRAINGER, A., HANNAH, L., HUGHES, L., HUNTLEY, B., VAN JAARVELD, A., S., MIDGLEY, G., F., MILES, L., ORTEGA-HUERTA, M., A., TOWNSEND PETERSON, A., PHILLIPS, O., L., & WILLIAMS, S., E., 2004. Extinction risk from climate change. *Nature*, 247:145-148.
- THUILLER, W., MIDGLEY, G., F., HUGHES, G.O., BOMHARD, B., DREW, G., RUTHERFORD, M.C. & WO, O., 2006. Endemic species and ecosystem sensitivity to climate change in Namibia. *Global Change Biology* 12 : 759-776.
- TOSSOU, M.G., 2002. Recherche palynologique sur la végétation holocène du Sud-Bénin (Afrique de l'Ouest). Thèse, Université de Lomé, Faculté des Sciences : 133 p.
- TOSSOU, M.G., AKOEGNINO, A., BALLOUCHE, A., SOWUNMI, M.A. & AKPAGANA, K., 2008. The history of the mangrove vegetation in Benin during the Holocene : a palynological study. *Journal of African Earth Sciences*, 52 : 167-174.
- VINCENS, A., 1986. Diagramme pollinique d'un sondage Pléistocène supérieur-Holocène du lac Bogoria (Kenya). *Rev. Paleobot. Palynol.*, 47, 169-192.
- VINCENS, A., 1991a. Late Quaternary vegetation history of the South-Tanganyika Basin. Climatic implications in South Central Africa. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 86: 207-226.
- VINCENS, A., 1991b. Végétation et climat dans le bassin Sud-Tanganyika entre 25 000 et 9000 B.P.: nouvelles données palynologiques. *Palaeoecology of Africa.*, 22: 253-263.
- VINCENS, A., BUCHET, G., ELENGA, H., FOURNIER, M., de NAMUR, C., SCHWARTZ, D., SERVANT, M. & WIRRMANN, D. 1994. Changement majeur de la végétation du Lac Sinnda (Vallée du Niarri, Sud Congo) consécutif à un assèchement climatique holocène supérieur : apport de la palynologie. *C.R. Acad. Sciences, Paris* : sér. 2a, 318 : 1521-1526
- VINCENS, A., SCHWARTZ, D., BERTAUX, J., ELENGA, H. & de NAMUR, C. 1998. Late Holocene Climatic Change in Western Equatorial Africa Inferred from Pollen from lake Sinnda, Southern Congo. *Quaternary Research*, 50: 34-45.
- VINCENS, A., SCHWARTZ, D., ELENGA, H., REYNAUD-FARRERA, I., ALEXANDRE, A., BERTAUX, J., ARIOTTI, A., MARTIN, L., MEUNIER, J.-D., NGUETSOP, F., SERVANT, M., SERVANT-VILDARY, S. & WIRRMANN, D., 1999. Forest response to climate changes in Atlantic Equatorial Africa during the last 4000 years BP and inheritance on the modern landscapes. *Journal of Biogeography*, 26: 879-885.
- VINCENS, A., WILLIAMSON, D., THEVENON, F., TAIEB, M., BUCHET, G., DECOBERT, M. & THOUVENY, N., 2003. Pollen-based vegetation changes in southern Tanzania during the last 4200 years: climate change and/ or human impact. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 198: 321-334.

- VINCENS, A., GARCIN, Y. & BUCHET, G., 2007. Influence of rainfall seasonality on African lowland vegetation during the late Quaternary : Pollen evidence from lake Masoko, Tanzania. *Journal of Biogeography*, 34: 1274-1288.
- VINCENS, A., BUCHET, G., SERVANT, M., & ECOFIT Mbalang collaborators, 2010. Vegetation response to the African Humid Period termination in central Cameroon (7°N) - new pollen insight from Lake Mbalang. *Clim. Past.Discuss.*, 5: 2577-2606.
- WALTHER, G-R., POST, E., CONVEY, P., MENZEL, A., PARMESANK, C., BEEBEE, T., J. C., FROMENTIN, J-M., HOEGH-GULDBERGI, O., & BAIRLEIN, F., 2002. Ecological responses to recent climate change. *Nature*, 416: 389-395.
- WATRIN, J., LÉZINE, A.M., HÉLY, C. & CONTRIBUTORS, 2009. Plant migration and plant communities at the time of the "green Sahara"; External geophysics, climate and environment; *C. R. Geoscience* 341: 656-670
- WHITE, F. 1983. The guineo-Congolian regional centre of endemism. The vegetation of African: a descriptive memoir to accompany the *UNESCO/AETFAT/UNSO* vegetation map of Africa. Paris, France: UNESCO.
- WHITE, F. 1986. La végétation de l'Afrique. Recherche sur les ressources naturelles XX. ORSTOM - UNESCO. 384p.
- WU, H., GUIOT, J., BREWER, S., GUO, Z., & PENG, C, 2007. Dominant factors controlling glacial and interglacial variations in the treeline elevation in tropical Africa. *PNAS*, 104, 23 : 9721-9724.
- ZOGNING, A., GIRESSE, P., MALEY, J. & GADEL, F., 1997. The Late Holocene palaeoenvironment in the Lake Njupi area, West Cameroon: implications regarding the history of Lake Nyos. *Journal of African Earth Sciences*, 24: 285-300.

