

Paléoenvironnements de l'Ouest-Cameroun au Quaternaire récent: résultats préliminaires

J. MALEY¹, P. GIRESSE², P. BRENAC¹, N. THOUVENY³, K. KELTS⁴
 D.A. LIVINGSTONE⁵, G. KLING⁵, C. STAGER⁵, M. HAAG⁴,
 M. FOURNIER⁶, Y. BANDET⁷, D. WILLIAMSON³ et A. ZOGNING⁸

RESUME : Cet article rend compte des premiers résultats obtenus par l'étude d'une carotte de 23,50 m (BM6) allant de l'Actuel à environ 25.000 ans BP. Cette carotte a été prélevée dans le lac Barombi-Mbo, cratère d'explosion (maar) remontant à environ 1 million d'années. L'accumulation sédimentaire très laminée se compose essentiellement d'argilites brun foncé à vert, riches en matière organique (5 à 10% de carbone organique). Chaque séquence se décompose le plus souvent en un microlit de base riche en débris végétaux, en quartz, en muscovite et en spicules de spongiaires, et en un microlit supérieur plus argileux où se développent souvent des cristaux de sidérite (carbonate de fer).

L'intercalation de lits millimétriques de cendres volcaniques permet de situer une phase de volcanisme régional entre environ 18.000 et 10.000 ans B.P.

L'étude du paléomagnétisme a mis en évidence des oscillations de haute fréquence, appelées variations séculaires du champ magnétique. Ce premier profil des variations séculaires obtenu sur le continent africain, se compare étroitement à la courbe type enregistrée en Europe occidentale.

Les résultats des analyses polliniques, comparés en particulier avec ceux d'un autre site forestier au Ghana, font conclure à la présence de refuges forestiers dans l'Ouest-Cameroun durant la dernière grande phase aride. En même temps que la forêt équatoriale se fragmentait, des éléments de végétation montagnarde s'étendaient en plaine. Afin d'apporter une explication à ces différents phénomènes marqués par une aridification et un refroidissement du climat, des exemples actuels d'extensions localisées à basse altitude de biotopes montagnards sont décrits. Ces extensions localisées sont dues à la persistance de couvertures nuageuses qui sont souvent des nuages stratiformes, générées par les remontées d'eaux froides océaniques (upwellings*). Ainsi l'abaissement de la température de surface de la mer pourrait être la cause première des changements climatiques et de végétation survenus sur l'Afrique tropicale humide.

I - INTRODUCTION

Les recherches sur les paléoenvironnements quaternaires se développent actuellement dans de nombreuses régions. En effet, la mise en perspective des phénomènes passés peut permettre de mieux comprendre la variabilité du climat actuel, ainsi que certains événements exceptionnels d'ordre climatique, volcanique, limnologique, etc...

Pour de telles recherches, il est nécessaire d'étudier sous tous ses aspects des séquences de référence couvrant des laps de temps aussi longs que possible. Les sédiments déposés régulièrement depuis des millénaires dans le fond des lacs sont des matériaux de choix car ils contiennent des enregistrements détaillés de paramètres physiques et biologiques, en rapport étroit avec les diverses conditions du milieu ou de la biosphère. Les sédiments lacustres sont prélevés par carottage, ce qui permet de les transporter en tube, par éléments de quelques mètres, jusqu'au laboratoire où ils seront étudiés.

1. Laboratoire de Palynologie, ORSTOM-CNRS, Université des Sciences et Techniques du Languedoc, 34060 Montpellier Cedex, France.
2. Laboratoire de Recherche en Sédimentologie Marine, Université de Perpignan, Avenue de Villeneuve, 66025 Perpignan, France.
3. Laboratoire de Géologie du Quaternaire, CNRS, Faculté des Sciences Luminy, Case 907, Université Aix-Marseille II, 13288 Marseille Cedex 9, France.
4. Geology EAWAG/ETH, Zürich, 8600 Dubendorf, Suisse.
5. Zoology Department, Duke University, Durham, NC-27706, USA.
6. Laboratoire de Géochronologie, ORSTOM, 70-74 route d'Aulnay, 93140 Bondy, France.
7. Laboratoire de Géochronologie, Université Paul Sabatier, 31062 Toulouse, France.
8. Centre Géographique National, MESRES, B.P. 157, Yaoundé, Cameroun.

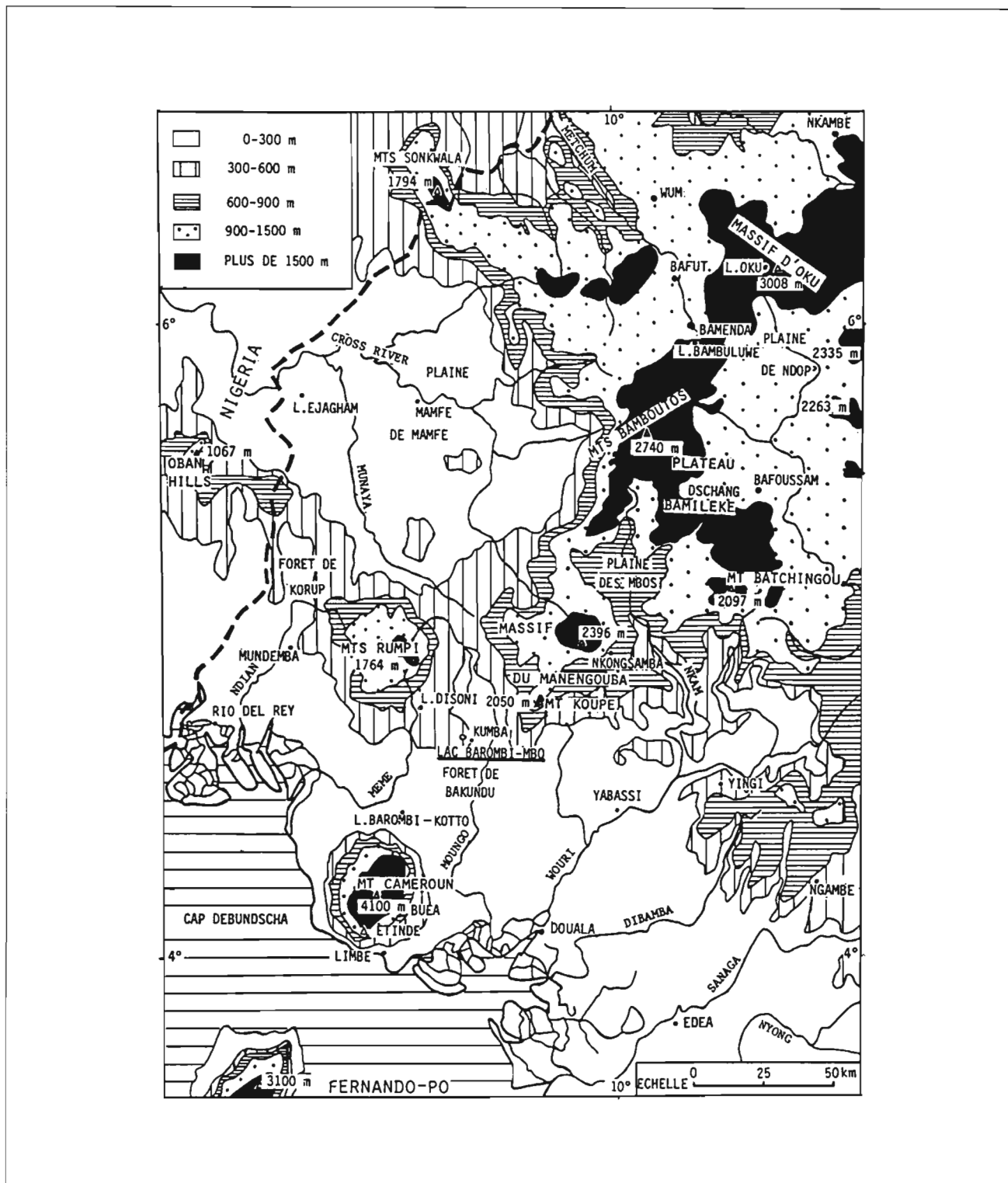


Figure 1 : L'Ouest Cameroun, croquis topographique et situation du lac Barombi-Mbo (adapté de Suchel, 1972).

II - SITUATION GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE DU LAC BAROMBI-MBO.

Le Cameroun possède de nombreux lacs d'origine volcanique sur la Dorsale Camerounaise qui s'étend du Mont Cameroun à l'Adamaoua (Gèze, 1948 ; Cornacchia et Dars, 1983). L'activité volcanique de cette Dorsale a débuté au Crétacé pour se poursuivre jusqu'à l'époque actuelle (Dumort, 1968 ; Gouhier et al., 1974 ; Morin et al., 1985 ; Deruelle et al., 1987).

Le premier site choisi a été le lac Barombi-Mbo, situé au sud de cette Dorsale, dans la zone des Forêts Denses Humides de l'Ouest Cameroun (V,b) (fig. 1,2) près de la ville de Kumba, à environ 60 km au NNE du Mont Cameroun (Lat. 4°39'45"N, Long. 9°24'15"E). Ce lac remplit un cratère d'explosion creusé dans la Série

Noire Supérieure basaltique (Dumort, 1968), qui a pénétré dans le socle cristallin sous-jacent. Ce cratère fait partie d'une série de trois cratères d'explosion, ou maars* (Lorenz, 1986), emboîtés d'ouest en est, du plus ancien au plus récent (Dumort, 1968) (fig. 3). Deux datations K/Ar, de 4,7 (+/- 0,5) MA par Krueger Ent., Cambridge USA, et de 1,1 (+/- 0,03) MA par Y. Bandet, Toulouse, ont été obtenues sur une coulée basaltique qui affleure sur le bord nord du lac. Cette coulée qui se poursuit sous l'eau jusqu'à une brutale rupture de pente, a sa surface caractérisée par un débit prismatique. L'écart relativement important qui sépare les deux datations pourraient résulter du long séjour du basalte dans l'eau, ayant entraîné un départ de sodium labile, ce qui se traduit par un rapport Na₂O/K₂O trop faible (G. Cornen, in litteris). Dans ce cas, la date la plus ancienne de 4,7 (+/- 0,5) MA correspondrait probablement à l'échantillon le moins

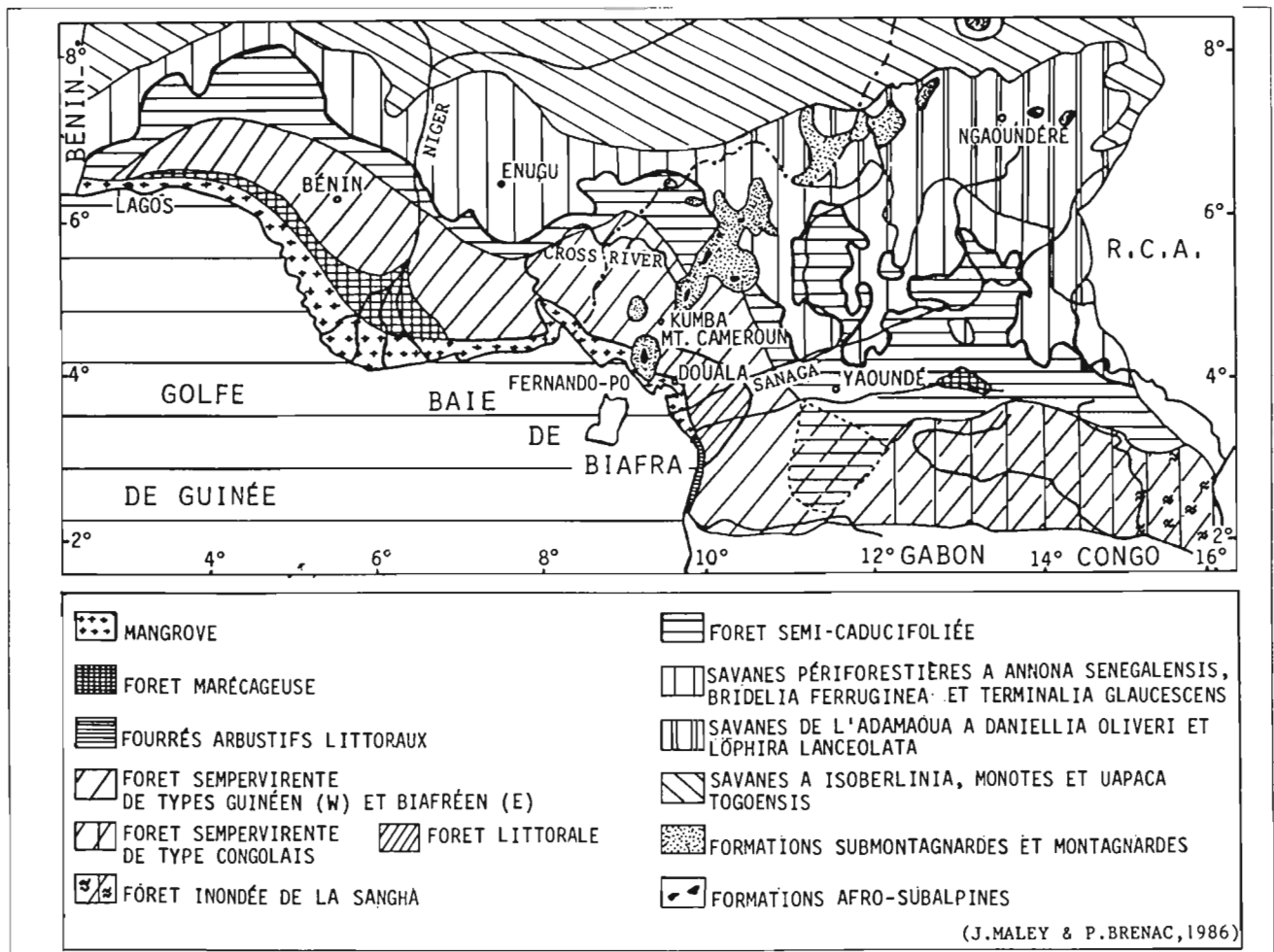


Figure 2 : Schéma de la végétation dans le sud du Cameroun et du Nigeria (adapté de Letouzey, 1968 et Keay, 1953).

altéré et donc actuellement, à la meilleure approximation, signifiant que le cratère pourrait remonter au Pliocène.

Avec un plan d'eau à l'altitude de 301 m, le lac a un diamètre d'environ 2 km pour une profondeur maximum de 110 m. Un exutoire ayant recoupé la paroi sud-orientale quasi verticale du 3e cratère, draine les eaux du lac par une gorge très encaissée (fig. 3).

Le bassin versant du lac ne correspond pas seulement aux parois intérieures du 3e et dernier cratère emboîté, constituées d'un empilement de laves et de tufs basaltiques, mais englobe aussi toute la surface émergée du fond du second cratère, soit au total environ 8 km² (fig. 3). Un sol de type fersiallitique* épais de 2 à 3 m tapisse la partie aplaniée de ce cratère (observation effectuée avec G. Bocquier, ORSTOM). Le réseau hydrographique actuel recoupe ce sol. Au nord du village du Barombi, une terrasse récente a été observée. Elle est constituée, de

bas en haut, par une argile gris bleuté, avec quelques taches rouille, très compacte, visible sur 50 cm, comportant des petits quartz et de nombreux mica blanc, puis par un gravier très grossier, épais d'environ 20 cm, comportant de nombreux quartz mal roulés, des débris de roches cristallophylliennes diverses et de rares fragments de roches volcaniques, et enfin, par un mince sol rougeâtre sablo-argileux, sur environ 20 cm. L'engorgement par la nappe phréatique serait en grande partie responsable de la couleur grise de l'argile, par réduction du fer ferrique en fer ferreux. L'aspect compact de cette argile et l'absence de microfossiles, empêche d'attribuer une origine lacustre à ce dépôt. Sur un autre ruisseau, le Toh Mbonk, qui draine la partie occidentale du bassin versant, au niveau d'un petit rapide où de nombreuses coquilles de *Bulinus* vivants ont été observées, les galets sont constitués à environ 80% par des roches cristallophylliennes, le reste étant en roches de type basaltique. Ceci montre que le socle affleure largement dans ce second cratère. Le

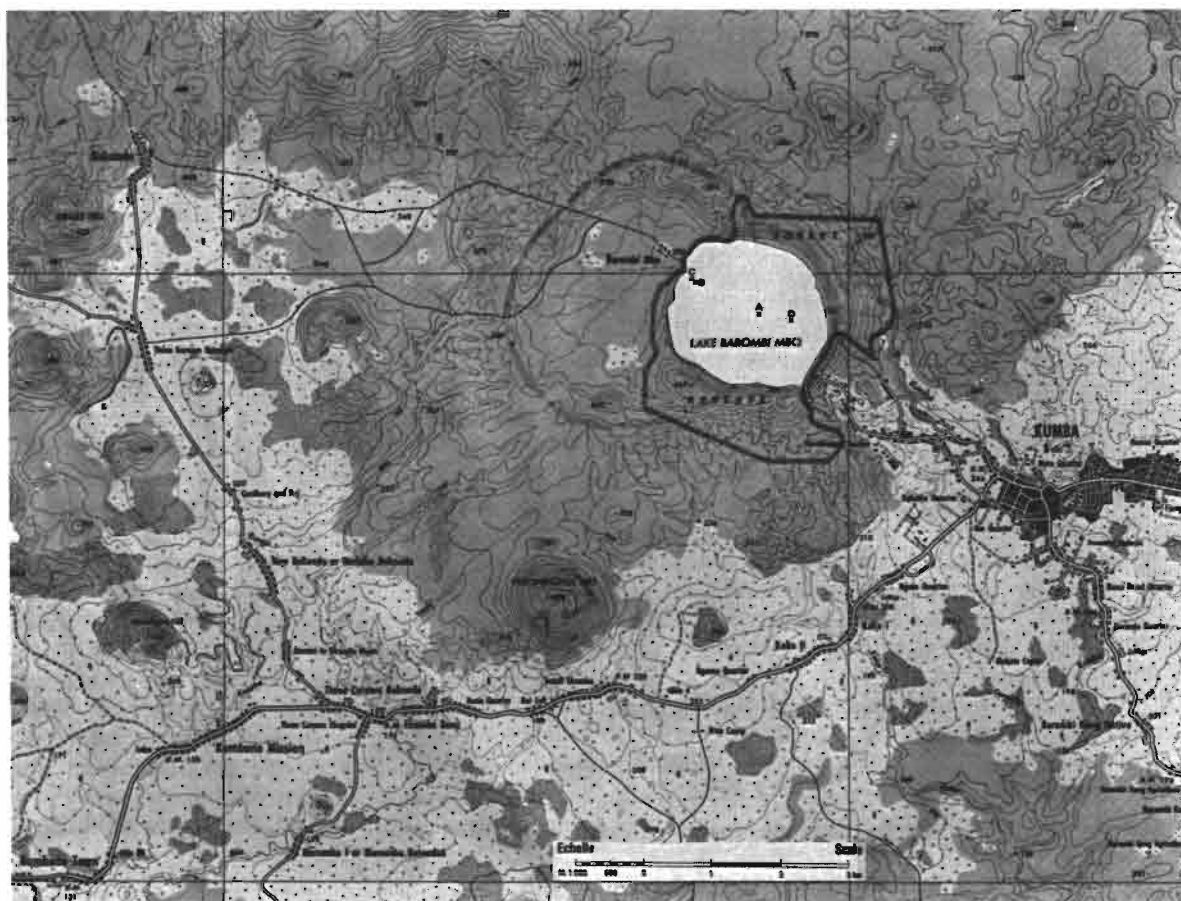


Figure 3 : Carte topographique de la région du lac Barombi-Mbo. L'équidistance des courbes de niveau est de 20 m. Les limites du second cratère occidental sont esquissées en pointillés. Autour du lac, noter les limites d'une Réserve Forestière (trait continu large). (Extrait réduit de la carte IGN, Paris, au 1/50.000, Feuille Douala-Buea 3b ; NB 32-IV-3b).

réseau de drainage du bassin versant occidental débouche dans le lac près du village Barombi. Les sédiments déposés au débouché ont constitué un cône de type deltaïque formant une avancée sur le lac (figé 3).

Les opérations de carottage dans le lac Barombi-Mbo ont nécessité la construction d'une plateforme flottante de type katamaran, de 6 m sur 6 m. Cette plateforme, ancrée au centre du lac, a permis l'utilisation d'un carottier à piston spécialement construit par D.A. Livingstone. Le train de tiges, manoeuvré avec un derrick et un treuil, était composé de tubes d'acier de 3 m de long et de 56 mm de diamètre intérieur (2"). Sept carottes ont été prélevées dans la zone centrale du lac. Six carottes ont été prises autour du point A (BM1 à BM6) par environ 110 m de fond et une septième (BM10) au point D, à environ 400 m à l'est du point A, par environ 100 m de fond (fig. 3). Trois autres carottes (BM7 à BM9) ont été prises près du débouché du réseau de drainage occidental, entre environ 60 et 30 m de fond (fig. 3). C'est la plus longue carotte de 23,50 m, BM6, qui est étudiée ici.

III - LITHOSTRATIGRAPHIE

1°) Sismique réflexion et zones gazeuses.

Avant les opérations de carottage, un premier examen des dépôts lacustres a été effectué par sismique réflexion (Kelts et al., 1986). Le système de 3,5 KHz mis en oeuvre avait une puissance de 10 KW et utilisait comme source sonore une céramique capable d'envoyer un signal toutes les 0,5 à 1 secondes. Ce signal pénètre normalement sur environ 40 m dans des sédiments meubles de type lacustre (par ex. lac de Zürich), mais au Barombi-Mbo le signal n'a pu pénétrer que de 3 à 6 m dans les sédiments. En effet, comme cela est apparu ensuite lors des carottages, la présence de zones imprégnées de bulles de gaz dans la partie supérieure des couches lacustres a bloqué la pénétration du signal sonore. Des zones gazeuses ont été observées sur :

- BM1, dans le mètre supérieur et entre 3,60 et 3,90 m de profondeur;
- BM4, entre 50 cm et 1 m ;
- BM5, entre 2,90 et 4,30 m ;
- BM6, entre 2 m et 3,60 m ;
- BM7, sur les 2,45 m carottés ;
- BM8, entre 2,30 m et 3,60 m ;
- BM9, entre 0,65 et 1,65 m, puis de 1,80 m à 2,90 m environ ;
- BM10, entre 1,80 m et 2 m.

Par contre les carottes BM2 et BM3 ne présentaient pas de zone gazeuse. Le phénomène est donc discontinu et avec des épaisseurs variables. Comme le gaz n'a pas été prélevé, sa nature est actuellement inconnue.

Dans d'autres lacs du Cameroun occidental, lors de sondages effectués récemment (février-mars 87) par une équipe ORSTOM, des imprégnations gazeuses comparables ont été observées sur des carottes d'environ 80 cm au lac Bambuluwé (ca. 25 km de Bamenda) et au lac Nyos (Maley et al., 1987; Pourchet et al., 1988). Par contre, une carotte de 65 cm prélevée en 1985 par K. Kelts, M. Haag et J. Maley (inédit) en un autre point du lac Bambuluwé montrait un sédiment laminé, sans imprégnation gazeuse. Le phénomène est donc ici aussi discontinu.

2°) Principaux caractères des sédiments

(P. Giresse)

Les sédiments (fig. 4, 5, 6) sont essentiellement constitués d'argilites* brun foncé, riches en matière organique (en moyenne de 5 à 10 % de carbone organique) et très fortement laminés. Des niveaux très noirs, jusqu'à 10 cm, alternent avec des niveaux clairs brun-jaune qui ne dépassent pas quelques millimètres. Ces caractères généraux sont assez comparables à ceux des dépôts miocènes du bassin lacustre d'Anloua (Adamaoua) qui ont été récemment analysés en fonction de leur richesse en cristallisations géantes de vivianite* (Oustrière, 1984).

Les lamines* sont d'épaisseur inégale (de 1 mm à 3 à 4 cm), ainsi que les microlits qui les composent. La microséquence la plus habituelle et la plus complète permet de noter plusieurs étapes dans l'accumulation :

— le microlit de base, brun à noir foncé, est riche en particules micacées, visibles à l'oeil nu, en débris végétaux parfois assez grossiers (bois, feuilles), en spicules de Spongiaires et, plus rarement, en frustules de Diatomées. Ce microlit qui peut atteindre jusqu'à 5 cm d'épaisseur, est le témoin des phases maximales d'apport détritique.

— le microlit supérieur est composé d'une argile grise à bleutée qui devient verte vers le sommet où se développent des cristallisations jaunes de sidérite*. Ce minéral est le plus souvent sous la forme de petits prismes de quelques microns qui déterminent la pigmentation de la fin de chacune des microséquences ; souvent la lamine s'achève par des lits jaunes millimétriques de concrétions de sidérite.

Si l'accumulation du microlit de base est en rapport avec un maximum d'allochtonie des particules sédimentées, indiquant le paroxysme de la sédimentation tant d'origine minérale qu'organique, le microlit supérieur

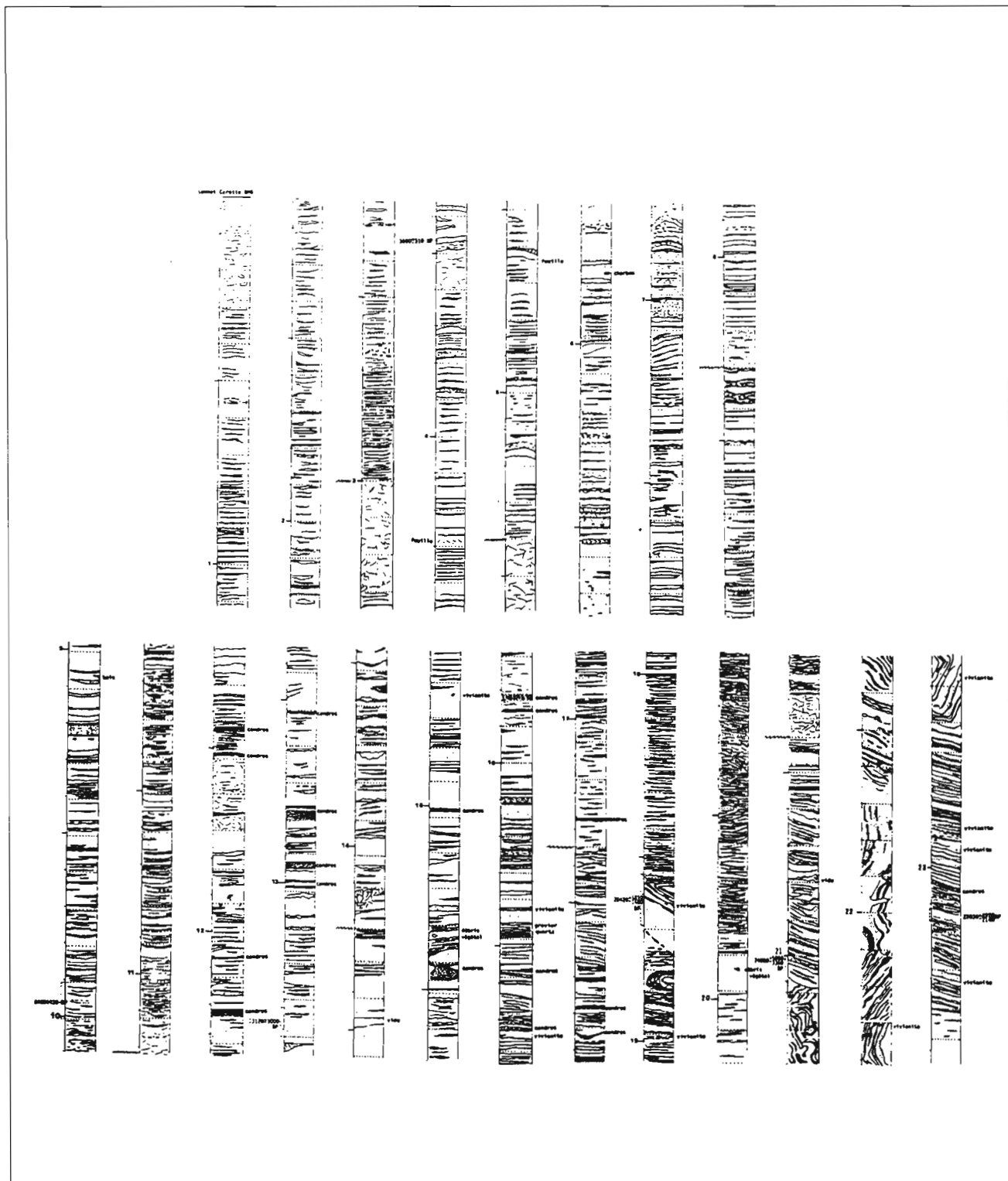


Figure 4 : Lac Barombi-Mbo. Log stratigraphique de la carotte BM6 prise au centre du lac (P. Giresse).

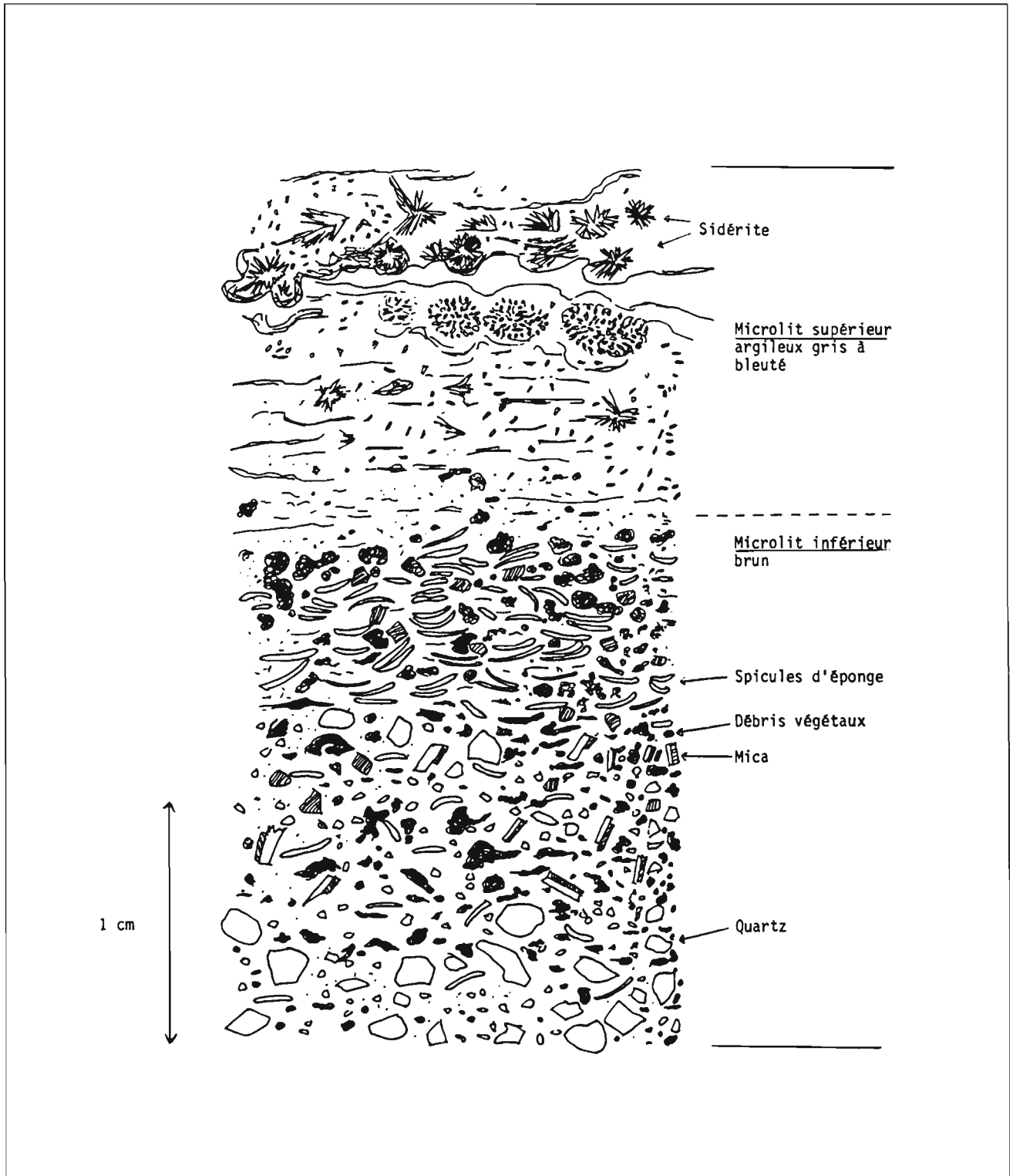


Figure 5 : Lac Barombi-Mbo. Carotte BM6. Séquence type complète d'une lamine caractérisée par une sédimentation relativement lente ayant permis la néoformation de sidérite (cf. fig. 6, A) (P. Giresse).

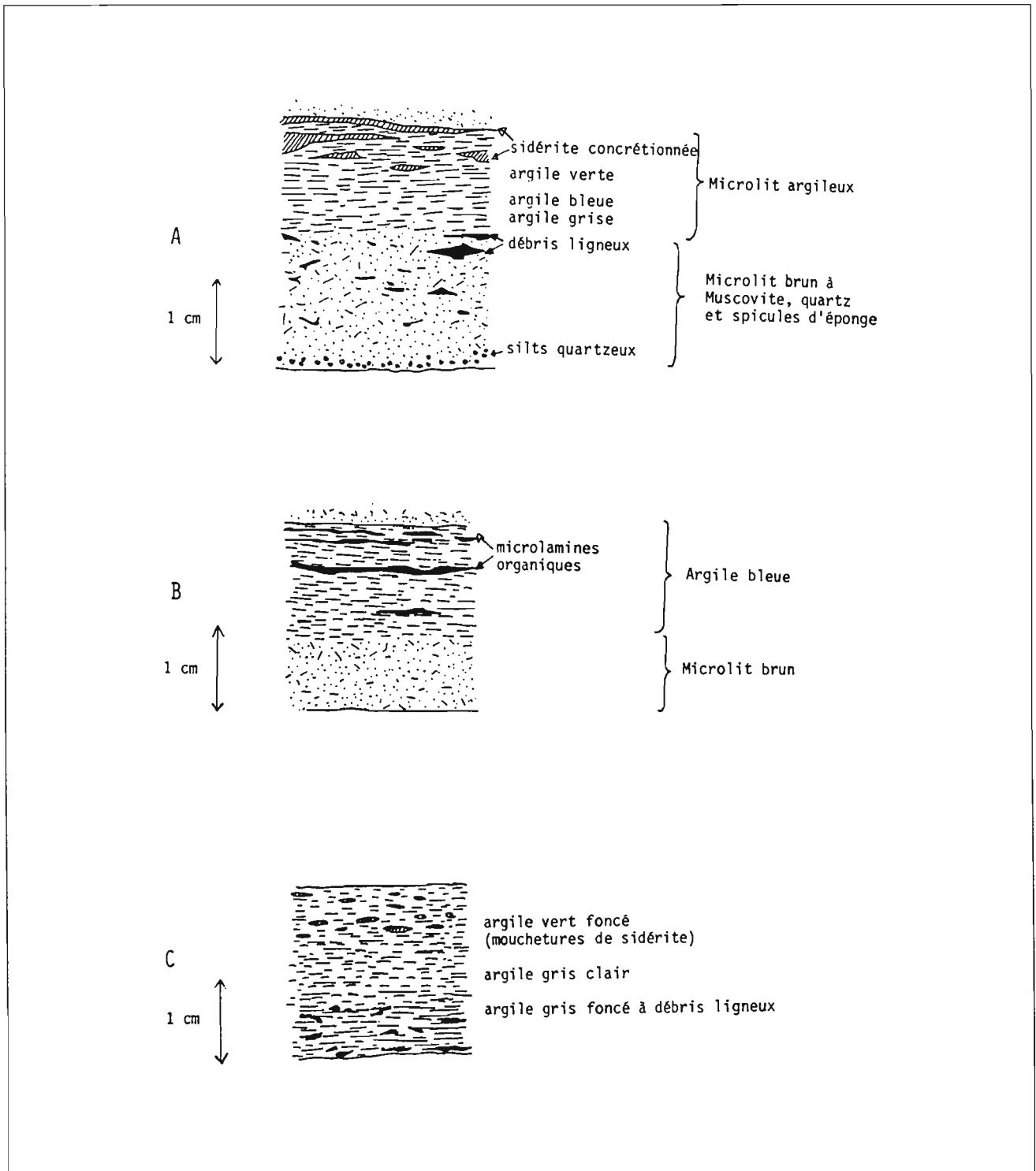


Figure 6 : Lac Barombi-Mbo. Carotte BM6. Trois séquences types de lamine. A — Lamine à tendance organique et avec néoformation de sidérite ; lamine fréquente durant la phase relativement sèche. B — Lamine de type intermédiaire, sans formation de sidérite du fait d'une sédimentation plus rapide qu'en A. C — Lamine à tendance argileuse de l'Holocène (P. Giresse).

correspond à des conditions plus calmes où s'opère la décantation des particules plus fines en suspension, essentiellement argileuses. Le développement des concrétions sommitales de sidérite, exprime un ralentissement du rythme de dépôt qui est favorable à la minéralogénèse.

3°) Les constituants minéralogiques principaux

Les particules sableuses dont le diamètre est inférieur à 50 μm , constituent une fraction qui représente 2 à 8 % du sédiment. Episodiquement, et surtout dans la partie inférieure de la carotte, on peut y observer des grains de quartz qui sont des marqueurs des phases d'allochtonie du dépôt. Des teneurs plus élevées en particules sableuses correspondent soit à des concentrations de sidérite authigène*, soit à des dépôts de cendres volcaniques (§ IV).

Le cortège argileux associe kaolinite* et montmorillonite* calcique et magnésienne. La kaolinite paraît plus abondante dans les niveaux plus détritiques en général, mais aussi dans les couches rapportées à l'Holocène.

La sidérite se présente soit sous forme de cristaux automorphes* de quelques dizaines de microns, ou encore, plus fréquemment, sous forme de cristaux prismatiques plus petits (2 à 5 μm). La formation de la sidérite est favorisée par la libération de CO_2 pendant la dégradation des composés organiques : le CO_2 accélère la dissolution des minéraux ferreux et ferriques et concentre le fer ferreux dans les eaux interstitielles (Lundgren et Dean, 1969). Mais une forte production de CO_2 peut inhiber la formation des carbonates : ce serait le cas d'une matière organique d'origine ligneuse qui dégage de grande quantité de CO_2 (Tissot et Welte, 1978). En effet, on n'observe jamais ici de sidérite associée aux lits bruns ou noirs à débris ligneux.

La vivianite apparaît sous forme de cristaux millimétriques qui sont associés le plus souvent aux microlits supérieurs à sidérite. Les cristaux, parfois blancs à l'extraction, passent vite à l'air à une teinte bleue caractéristique.

4°) Radiochronologie et vitesse de sédimentation.

Sept datations au radiocarbone ont déjà été obtenues, six étant effectuées sur le carbone total et une seulement sur le carbone organique (M. Fournier) (fig. 7). Cette dernière date a été faite presque sur le même point de la section (10 m : 8850/+500, -470/BP) qu'une autre effectuée

sur le carbone total (9,95 m : 8480/+400, -420/BP). Ce résultat signifie que la précipitation des carbonates était quasi synsédimentaire. Les vitesses moyennes de sédimentation sont indiquées dans la légende de la figure 7. Pour le Pléistocène supérieur et jusqu'à l'Holocène inférieur, il est intéressant de remarquer qu'au lac Bosumtwi, situé à une latitude voisine dans les forêts denses humides du Ghana, la vitesse moyenne de sédimentation était de 66 cm/1000 ans (Talbot et al., 1984), ce qui est assez proche de celle du lac Barombi-Mbo qui était de 72,2 cm/1000 ans (entre environ 24080 et 8850 ans BP). Toutefois une différence importante existe entre le Bosumtwi et le Barombi-Mbo : au Bosumtwi les lamines sont approximativement d'une par année radiocarbone (comptage de D.A. Livingstone), tandis qu'au Barombi-Mbo le temps moyen d'une lamine se situe entre 6 et 20 années radiocarbone. On peut remarquer aussi que la reprise de l'érosion observée entre 12 et 11.000 ans BP sur certains grands bassins versants équatoriaux comme celui du Congo (Giresse et al., 1982), n'est pas enregistrée au Barombi-Mbo, peut-être du fait de la permanence d'un couvert forestier (§ VII,1).

La datation de 22030 /+2920, -2140/ B.P. obtenue vers la base de la carotte se situe sous une section perturbée qui se termine juste sous l'échantillon daté d'environ 24000 B.P. La tranche sédimentaire perturbée pourrait donc correspondre, au moins en partie, à une séquence inversée datée entre environ 24000 et 22000 B.P., ce qui semble confirmer les analyses polliniques qui sont dans l'ensemble comparables. Ces sédiments basculés sont probablement originaires de la zone centrale du lac, car, du fait de leur granulométrie relativement fine, ils ne peuvent pas correspondre à des turbidites venues du talus deltaïque où les sédiments carottés sont nettement plus grossiers. La cause du basculement pourrait être éventuellement la résultante d'une poussée à distance due à une turbidite; toutefois dans aucune des sept carottes prélevées dans la zone centrale on n'a observé des intercalations de séquences grossières pouvant faire penser à des turbidites ou des slumpings originaires du talus deltaïque. Ce basculement pourrait plutôt résulter d'explosions d'origine volcanique, en rapport, par exemple, avec des remontées brutales de CO_2 , telles qu'elles se produisent parfois dans certains maars (Chivas et al., 1987).

IV - VOLCANISME REGIONAL

Un certain nombre de lits millimétriques ou centimétriques de cendres s'observent entre -11,5 m et -18 m, correspondant à une phase de volcanisme régional qui est ainsi datée entre environ 10.000 et 18.000 ans B.P. Des études minéralogiques et isotopiques (U & Th) sont en cours sur ces cendres. Celles-ci semblent venir des quel-

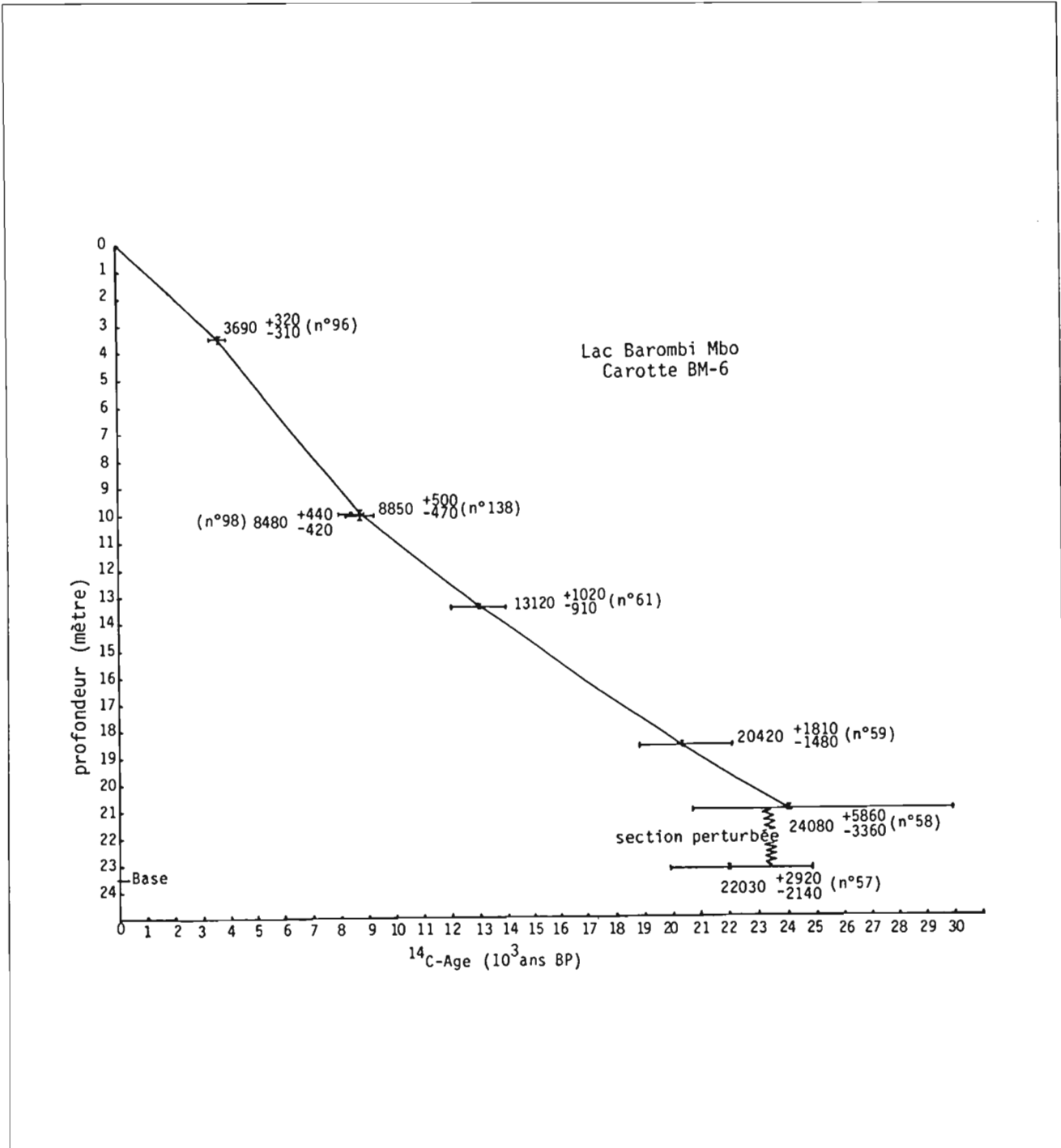


Figure 7 : Relation entre la profondeur et l'âge du sédiment pour la carotte BM6. Les datations au radiocarbonate ont été effectuées au Centre ORSTOM de Bondy par M. Fournier ; le numéro des datations est indiqué entre parenthèses. Pour chaque datation la barre verticale représente la section utilisée et la barre horizontale la déviation standard. La vitesse moyenne de sédimentation est de ca. 65 cm/1000 ans entre 21 et 18,6 m ; ca. 71 cm/1000 ans entre 18,6 et 13,4 m ; ca. 79 cm/1000 ans entre 13,4 et 10 m ; ca. 127 cm/1000 ans entre 10 et 3,45 m ; ca. 93 cm/1000 ans entre 3,45 m et le sommet.

ques 80 puits parfaitement conservés qui se rencontrent surtout entre vingt et trente kilomètres à l'est du lac, dans la région de Tombel et de Loum. Ces puits récents ont jonché la région de cendres, lapillis et scories basaltiques (Dumort, 1968).

V - PALEOMAGNETISME (N. Thouveny).

Les développements récents de la magnétostratigraphie consistent dans la mise en évidence d'oscillations de haute fréquence — par rapport à la fréquence des inversions — dites *variations séculaires du champ magnétique*. Ces oscillations qui concernent essentiellement la direction (déclinaison et inclinaison), fournissent en particulier un outil de télé-corrélations et de chronologie très efficace pour l'étude de séquences du Pléistocène supérieur et de l'Holocène, lorsque les taux de sédimentation sont supérieurs à 10 cm pour 1000 ans.

En vue de l'étude du paléomagnétisme, la carotte BM6 a été échantillonnée à partir de 4 m de profondeur avec un intervalle de 2 à 3 cm au moyen de cubes plastiques de 8 cm³. La partie supérieure des sédiments lacustres, de 0 à 5 m de profondeur, a été étudiée de la même manière sur la carotte BM2, prélevée aussi dans la zone centrale du lac, près du point A (§ II). L'aimantation de tous les échantillons (environ 750) a été mesurée sur un magnétomètre spinner "fluxgate" avant tout traitement. Cette mesure préliminaire a permis de constater que les directions de l'aimantation résultant des processus détritiques et post-détritiques présentaient une bonne cohérence à l'exception des échantillons de la partie supérieure de BM6 qui ont été éliminés. La partie supérieure des sédiments lacustres, de 0 à 5 m de profondeur, a été étudiée de la même manière sur la carotte BM2, prélevée aussi dans la zone centrale du lac, près du point A (§ II). Les résultats détaillés sont présentés et discutés dans les différents articles de Thouveny et al. (1987).

Une vingtaine d'échantillons ont été soumis à des traitements en champs alternatifs par paliers de 10 à 80 mT. L'analyse des diagrammes orthogonaux de désaimantation ainsi que des diagrammes d'intensité (J/I₀) montre que l'aimantation rémanente naturelle (ARN), après élimination d'une faible composante visqueuse (palier de 10 ou 15 mT), se réduit à une composante très stable.

Tous les échantillons ont été ensuite traités au palier de 15 mT et éventuellement 20 mT dans les niveaux présentant des oscillations de forte amplitude. Après ce trai-

tement l'intensité d'aimantation varie au long de la carotte de 10 à 150 mA/m, ce qui permet la restitution d'un signal paléomagnétique de bonne qualité.

Ce premier profil de variations séculaires obtenu sur le continent africain a été comparé à la courbe type des variations séculaires au cours de l'Holocène et du Pléistocène supérieur reconstituée à partir de sites en Europe occidentale (Grande Bretagne : Turner et Thompson, 1981 ; Creer et Tucholka, 1983 ; France, Lac du Bouchet, Massif Central : Thouveny, 1983 ; Thouveny et al., 1985 ; Creer et al., 1986). Ces sites sont à une longitude proche de celle du lac Barombi-Mbo. Cette comparaison (fig. 8) met en évidence une similitude dans la forme et la fréquence des pics entre les courbes d'inclinaison et de déclinaison définies dans les deux régions. Les pics d'inclinaison et de déclinaison au Barombi-Mbo ont été numérotés conformément à ces courbes. On constate que certains pics n'interviennent pas exactement au même moment sur les deux enregistrements. Etant donné que ni la valeur absolue, ni le signe de ces décalages ne sont constants et qu'ils ont un ordre de grandeur inférieur à la déviation standard des âges radiocarbone, il est probable qu'ils sont liés aux erreurs inhérentes aux méthodes de datation.

Deux points importants sont à souligner :

— Les périodicités les plus fréquemment observées (différences d'âges entre deux pics successifs) sont équivalentes à celles observées en Europe (Smith et Creer, 1986), c'est-à-dire qu'elles varient autour de 1400 et 2300 ans pour l'inclinaison et autour de 2000 ans pour la déclinaison.

— La rotation du pôle géomagnétique virtuel (PGV) est à dominante horaire (ca. 60% rotation horaire). Il semblerait donc que la dynamique des sources du champ non dipolaire soit dominée par une dérive vers l'ouest.

En conclusion, cette corrélation étroite entre deux enregistrements situés sur la même bande de longitude, indique que l'aire d'influence des sources du champ non dipolaire peut s'étendre sur une large bande de latitude. Ceci implique que l'aire de validité d'une courbe type des variations séculaires peut être latitudinalement très étendue, comme ici d'environ 50°N à 4°N (Thouveny et Williamson, 1987). La comparaison des courbes paléomagnétiques du Barombi-Mbo (déclinaison et inclinaison) avec des courbes paléomagnétiques types enregistrées en Europe occidentale, montre que dans l'ensemble les âges obtenus in situ par le radiocarbone se corrélaient assez bien avec les âges inférés par télé-corrélation paléomagnétique (fig. 8).

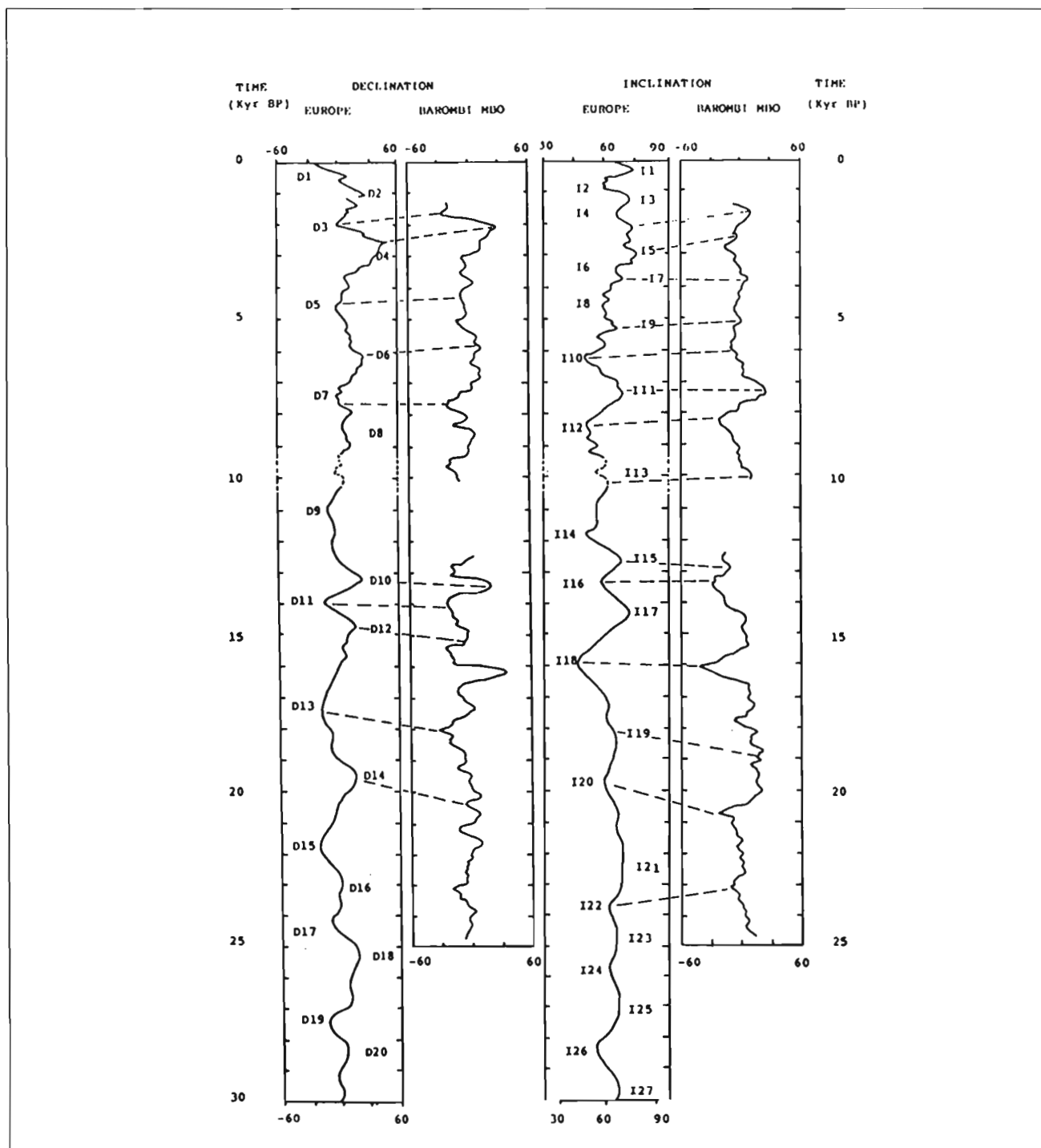


Figure 8 : Profils paléomagnétiques et numérotation des pics de variations séculaires du champ magnétique : Déclinaison (D) et Inclinaison (I). Comparaison de l'enregistrement européen type pour l'intervalle 4000 et 25.000 BP. Chaque enregistrement est présenté avec sa chronologie radiocarbone propre. L'enregistrement européen type est composé avant 10.000 ans BP du profil de Lac du Bouchet et pour l'Holocène de la courbe type de Grande-Bretagne (UK) (cf. Turner et Thompson, 1981 ; Smith et Creer, 1986 ; Thouveny et al., 1987).

VI - VEGETATION ACTUELLE ET PALYNOLOGIE DES DEPOTS LACUSTRES (P. Brenac et J. Maley)

1°) Le climat

Le climat actuel de l'Ouest Cameroun forestier est de type équatorial (Letouzey, 1968 ; Suchel, 1972). La pluviométrie annuelle est en moyenne de 3000 à 4000 mm, mais avec localement des écarts parfois importants. Ainsi la station de Debundscha, face à la mer au pied du Mont Cameroun, reçoit en moyenne 10.000 mm par an. Par contre la région qui s'étend au pied nord-est du Mont Cameroun reçoit un peu moins de 2000 mm par an, par un effet d'abri causé par la masse de cette montagne (Eisentraut, 1963 ; Suchel, 1980). La station de Kumba, proche du lac Barombi-Mbo (fig. 3) reçoit en moyenne 2365 mm par an (Suchel, 1972). Dans la région forestière de l'Ouest Cameroun la saison sèche dure environ 2 mois, de décembre à janvier (pluviométrie < 50 mm/mois). Fait remarquable, à la différence des autres régions forestières africaines, l'Ouest Cameroun ne subit pas de petite saison sèche estivale, mais au contraire le maximum des pluies y survient au cœur de l'été.

2°) Les formations végétales (fig. 2).

La région de Kumba appartient au domaine des Forêts Denses Humides de plaine. Dans un rayon de 5 à 10 km, deux formations principales se partagent cette région (Richards, 1963a ; Letouzey, 1968, 1985 ; Thomas, 1985 et commun. pers.) :

— La forêt biafréenne sempervirente* est une variante régionale de la grande forêt guinéo-congolaise. Elle s'étend près de la Baie de Biafra, de l'Est du Nigeria au fleuve Sanaga et vers le sud jusque vers la frontière de la Guinée Equatoriale (Letouzey, 1968, 1985 ; White, 1983). La forêt biafréenne est caractérisée en premier lieu par sa richesse en Légumineuses, surtout par les Caesalpiniaceae (Letouzey, *ibid.*).

— La forêt semi-caducifoliée* est caractérisée par l'importance des Sterculiaceae et des Ulmaceae. Dans la région de Kumba, la forêt biafréenne paraît dominer largement car la forêt semi-caducifoliée n'est présente que par îlots (Letouzey, *ibid.*).

— Des savanes reliques existent au pied nord-est du Mont Cameroun, formant 5 ou 6 îlots de savanes faiblement arbustives, avec surtout de nombreux Roniers (*Borassus aethiopum*) (Letouzey, 1978). Ces savanes, qui représentent au total quelques centaines d'hectares (*ibid.*), résultent de l'effet d'abri sous le vent du Mont Cameroun, avec probablement 3 mois ou plus de saison sèche.

— Des formations montagnardes se rencontrent au sud sur le Mont Cameroun (4095 m), à l'ouest sur les Rumpi Hills (1764 m) et au nord-est sur le Mont Koupé (2050 m) puis sur le Massif du Manengouba (2400 m). C'est sur le Mont Koupé que se trouve actuellement la station à *Podocarpus latifolius* la plus proche du site étudié. Ces formations montagnardes sont de deux types principaux. On distingue d'une part des Forêts Montagnardes qui apparaissent en général dès 800 à 1000 m d'altitude, en s'étendant suivant les points jusqu'à 2200-2800 m, et d'autre part des Prairies Montagnardes qui s'étendent au-dessus des forêts et sont surtout bien développées au Mont Cameroun (Richards, 1963b ; Letouzey, 1968, 1985 ; Thomas, 1985).

3°) Les analyses polliniques (fig. 9).

Seule la moitié inférieure de la carotte BM6, depuis la base jusque vers 11.000 ans B.P., a été étudiée jusqu'à maintenant d'une manière assez détaillée : 28 échantillons espacés tous les 30 à 60 cm ont fait l'objet d'analyses polliniques. Quelques échantillons prélevés tous les 2 à 3 mètres ont été aussi étudiés dans la partie supérieure.

Les résultats principaux suivants sont à noter (Brenac, 1988).

— De la base du sondage qui remonte à plus de 24.000 ans et jusque vers 20.000 ans B.P., les pollens d'*Olea hochstetteri* (l'Olivier montagnard) sont relativement abondants avec des pourcentages compris entre 10 et 30 %. *Phoenix reclinata* (Palmae) qui est souvent associé à *Olea hochstetteri* sur les reliefs de la Dorsale Camerounaise (Letouzey, 1978), est aussi relativement fréquent durant cette phase. En plus de ces taxons montagnards, les pollens des taxons forestiers sont abondants durant cette période, avec des pourcentages compris entre 60 et 75 %. Parmi ceux-ci, ceux appartenant aux Caesalpiniaceae et aux Euphorbiaceae sont particulièrement bien représentés. L'importance des Caesalpiniaceae est une caractéristique majeure de la forêt sempervirente. Corrélativement, les pourcentages des pollens de Gramineae, Cyperaceae et des plantes de la frange aquatique du lac sont faibles (entre 6 et 15 % pour les Gramineae).

— Vers 20.000 ans B.P. un changement très net se manifeste dans les spectres polliniques. L'Olivier montagnard voit ses pourcentages diminuer et passer entre 5 et 15 %. Les taxons forestiers régressent également, particulièrement les Caesalpiniaceae et les Euphorbiaceae. Les pourcentages des pollens arborés oscillent alors autour de 40 % jusque vers 14.000 ans. Durant la même période, les pollens de Gramineae augmentent pour se situer vers 25%. Il en est de même pour les Cyperaceae et les plantes aquatiques.

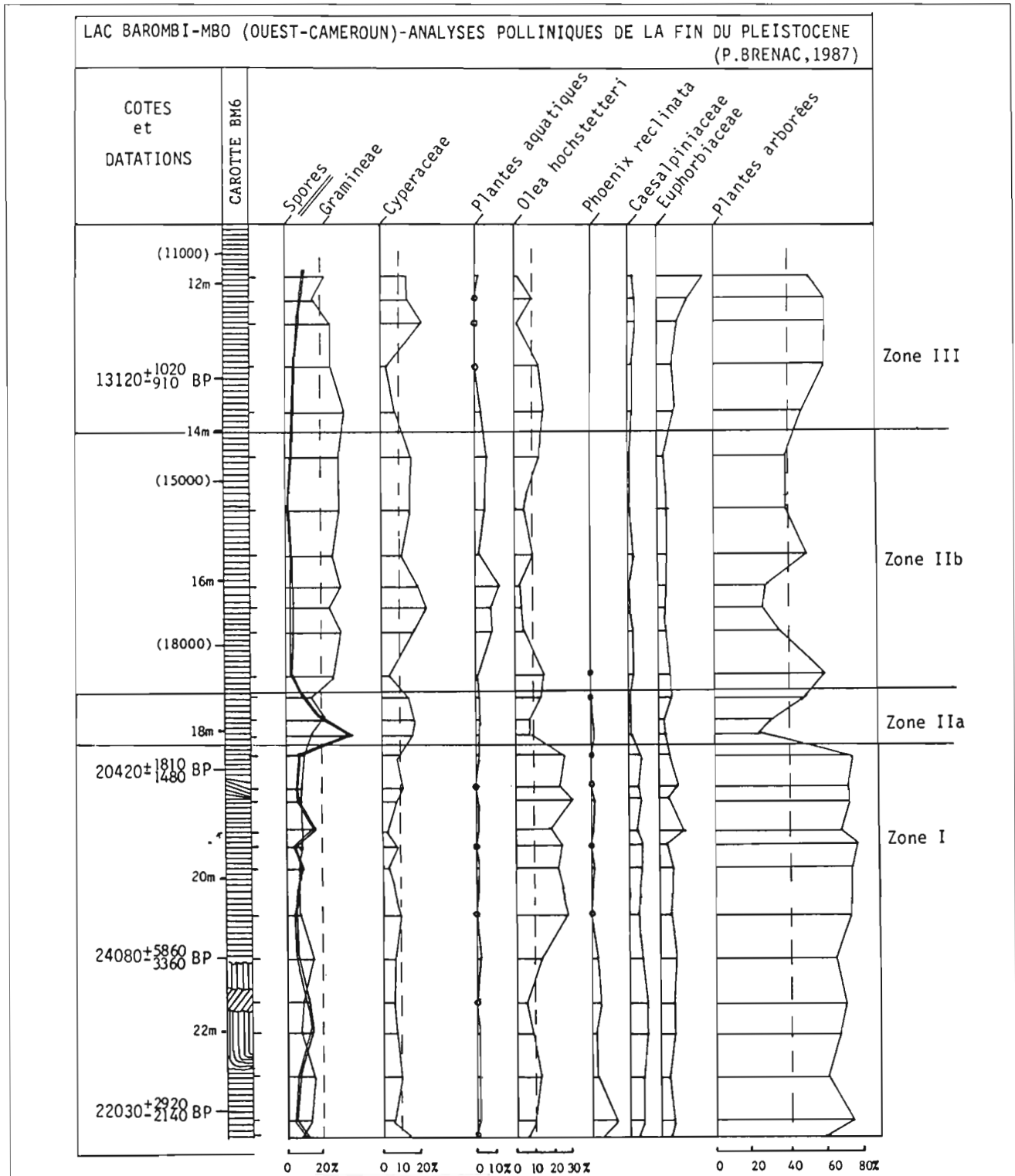


Figure 9 : Lac Barombi-Mbo. Analyses polliniques de la fin du Pléistocène ; variations des principaux taxons (P. Brenac). La continuité des spectres polliniques est interrompue en-dessous de 21 m par une section perturbée (cf. fig. 4).

— Entre 14.000 et 10.000 ans B.P. environ, les taxons forestiers prennent un nouvel essor avec des pourcentages avoisinant 60 %. Parmi les taxons arborés, des représentants de la Forêt semi-caducifoliée, comme les *Celtis* remplacent ceux de la Forêt sempervirente antérieure à 20.000 ans. On note aussi de nombreux taxons forestiers pionniers, typiques des Formations Secondaires, tels *Alchornea* type *cordifolia*, *Macaranga*, *Chlorophora*, etc... Corrélativement les pourcentages des pollens de Gramineae baissent pour atteindre environ 20 % vers le début de l'Holocène. Durant cette phase les pollens de l'Olivier montagnard augmentent à nouveau, surtout jusque vers 13.000 ans BP.

— Entre 10.000 ans et l'Actuel, les quelques données actuellement disponibles (Maley et Brenac, 1987), montrent une relative stabilité de la végétation qui était alors dominée par la Forêt semi-caducifoliée accompagnée de nombreux taxons forestiers des Formations Secondaires.

4°) Conclusions

Ces données polliniques traduisent 3 étapes principales dans l'évolution de la végétation et du climat.

1/ Avant 20.000 ans B.P., une phase climatique humide et fraîche.

2/ Entre 20.000 et 14.000 ans B.P. une phase relativement sèche et fraîche. L'augmentation des Cyperaceae et des plantes aquatiques est probablement l'indication d'un abaissement du niveau lacustre, en rapport avec une diminution de la pluviosité. Toutefois cet accroissement des plantes herbacées, particulièrement des Gramineae, n'a pas été suffisant pour impliquer la disparition de la forêt, comme cela a été le cas dans la région du lac Bosumtwi au Ghana, où, durant la même époque, les pourcentages des pollens de Gramineae et de Cyperaceae ont atteint des valeurs de 91 à 94 % (Maley, 1986, 1987), comparables à celles des spectres actuels du Sahel (Maley, 1981). La forêt a donc subsisté par îlots dans la région du Barombi-Mbo, accompagnée d'un net accroissement des formations ouvertes.

3/ Après 14.000 ans B.P., le climat redevient humide, mais pas aussi frais qu'avant 20.000 ans B.P.

VII - IMPLICATIONS BIOGEOGRAPHIQUES ET PALEOCLIMATIQUES (J. Maley).

1°) Le problème des refuges forestiers

Les données polliniques présentées ici sont particulièrement importantes car elles apportent la preuve que

durant la dernière grande phase aride, d'une part la forêt a disparu au Ghana, et d'autre part celle-ci a subsisté dans l'Ouest Cameroun.

Depuis quelques dizaines d'années divers biogéographes se sont penchés sur ces questions. En se fondant sur la richesse floristique des différents secteurs du bloc forestier africain, Aubréville, dès 1949, puis en 1962, avait présenté un premier schéma des refuges forestiers possibles durant des phases arides, en insistant déjà sur l'importance des refuges du secteur Camerouno-Gabonais. Ensuite Richards (1963a) apportait quelques précisions pour le secteur Camerounais. Ce botaniste, étudiant la végétation de la réserve forestière de Bakundu, proche du lac Barombi-Mbo, notait que cette forêt "is floristically richer than any other African rain forest for which comparable figure are available"; considérant cette richesse floristique comme une preuve de l'ancienneté relative de cette forêt, il en concluait que [cette richesse] "could be explained by assuming that they were a refuge area in which a rainforest flora survived during an episode of arid climate".

Des études effectuées plus à l'ouest dans la Forêt primaire de Korup, située près de la frontière du Nigeria, ont mis aussi en évidence une très grande richesse floristique (Gartlan et al., 1986 ; Thomas, 1986) et faunistique (Gartlan, 1986). Ces auteurs ont abouti de la même manière à la nécessité de refuges pour ces flores et ces faunes pendant les périodes arides.

Ces conclusions concernant l'Ouest Cameroun ont été associées à diverses données biogéographiques venant d'autres points de la zone forestière, ainsi qu'à des données paléoclimatiques, afin d'établir une nouvelle carte schématique des refuges forestiers sur l'Afrique équatoriale au cours du dernier grand aride (fig. 10) (cf. Maley, 1987 pour une discussion plus détaillée).

2°) L'extension en plaine des biotopes montagnards

Parmi les données polliniques exposées ci-dessus (§ VI.3), on a pu noter qu'en même temps que la forêt disparaissait ou se fragmentait, des taxons montagnards s'étendaient en plaine (Maley et Livingstone, 1983 ; Maley, 1987). Ce résultat est à rapprocher de la composition actuelle des flores et des faunes montagnardes africaines de moyenne altitude (environ 1000 à 3000 m). En effet, une grande similitude a été souvent constatée entre les différentes montagnes de l'Afrique équatoriale. Par exemple, les espèces végétales communes entre le Mont Cameroun et l'Afrique orientale sont, d'après Hall (1973), de 57 % pour la forêt montagnarde et de 49 % pour la

prairie montagnarde. On peut ainsi considérer qu'actuellement les biotopes montagnards sont des îles écologiques en position de refuge par rapport aux biotopes de plaine qui les isolent sur les montagnes.

Afin d'expliquer ces similitudes, de nombreux auteurs ont envisagé qu'à l'occasion de changements climatiques et particulièrement durant des périodes plus fraîches du Quaternaire, les faunes et les flores montagnardes ont dû s'étendre en plaine et ainsi migrer entre les massifs montagneux (Moreau, 1966 ; White, 1981 ; Maley, 1987).

3°) Les modèles actuels : le rôle climatique des remontées d'eaux froides océaniques.

En Afrique tropicale il existe actuellement quelques régions très limitées où l'on observe un abaissement des biotopes montagnards à basse altitude. En effet, considérant par exemple la façade Atlantique de l'Afrique, on peut citer comme premier exemple les collines de Freetown en Sierra Leone : elles dominent la mer en culminant vers 900 m. Dès 500 m d'altitude elles supportent tout un cortège de plantes montagnardes dont par exemple d'*Olea hochsteteri* (Morton, 1968 ; Maley, 1987). Plus à l'est, sur le flanc sud du Mont Cameroun, face à la mer, des arbres (Thomas, 1985) et des oiseaux

(Serle, 1964) typiquement montagnards apparaissent dès 500 m. Plus au sud, sur l'Escarpe angolaise qui fait face à la mer en s'élevant jusqu'au rebord du Plateau situé au-dessus de 1000 m, la présence de "Forêt de nuages" (cloud forest) implique que des conditions de type montagnard apparaissent dès 200 à 300 m (Airy-Shaw, 1947 ; White et Werger, 1978). Tous ces faits montrent qu'on est en présence d'un phénomène écologique non fortuit qui étend à basse altitude les conditions climatiques — essentiellement la température — qu'on trouve habituellement sur les montagnes à partir de 1000 à 1500 m.

La plupart des auteurs qui ont constaté ce phénomène l'ont rattaché à la persistance des couvertures nuageuses et des brouillards qui sont particulièrement fréquents sur les reliefs face à la mer (Moreau, 1966 ; Serle, 1964 ; Grubb et Whitmore, 1966). L'Escarpe Angolaise est un modèle particulièrement important car il montre comment l'abondance des couvertures nuageuses dépend directement des nuages bas venant de la mer où circule le courant froid de Benguela. Hoflich (1972) a démontré comment ce courant froid engendre un épais manteau de nuages stratiformes qui ont une grande influence sur le climat du continent voisin en y réduisant les pluies et en y abaissant la température.

La reconstitution des températures océaniques par les assemblages de Foraminifères et de Radiolaires montre

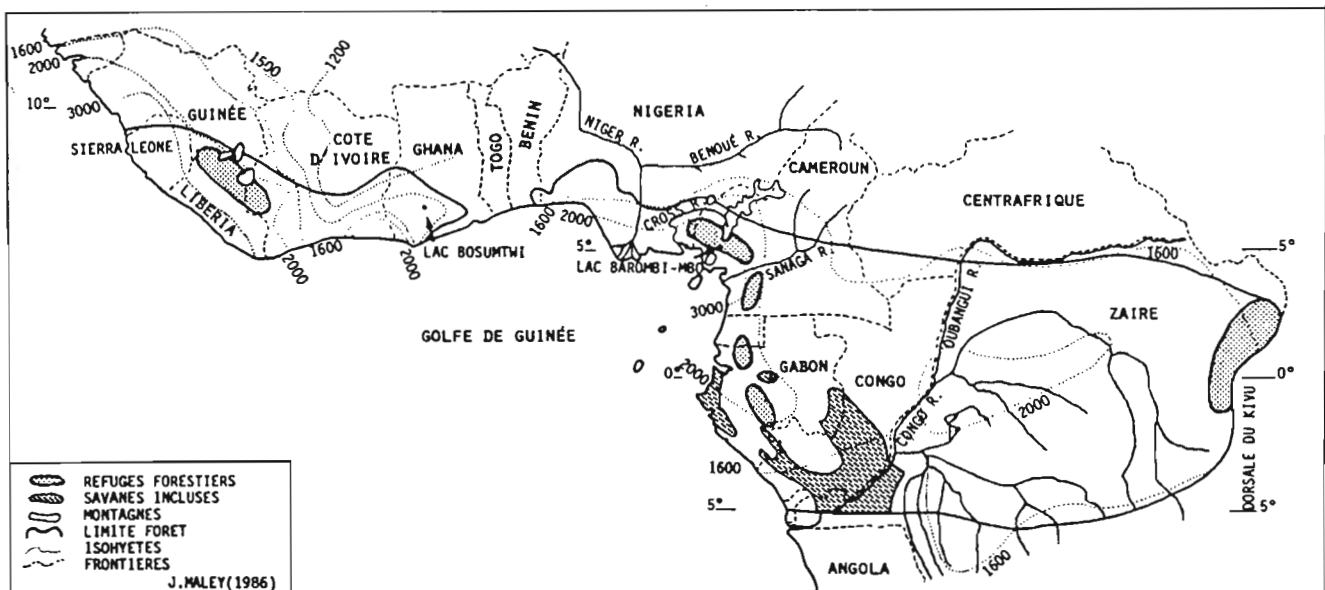


Figure 10 : Schéma des refuges de Forêts Denses Humides planitairiennes (Rain Forest) durant la dernière grande phase aride (ca. 20.000 et 15.000 ans BP) (Maley, 1987). Les conditions actuelles (limites de la forêt, savanes incluses et isohyètes principaux) sont adaptées de White (1983, fig. 5).

que vers 18.000 ans BP les upwellings équatoriaux, à peu près sans changement dans leur position, étaient très intenses en été dans le Golfe de Guinée puisque la température des eaux de surface était inférieure à l'actuelle de 4° à 8°C (Prell et al., 1976 ; Morley et Hays, 1979). De plus, Prell et al. (1976) ont montré que même durant l'hiver boréal qui est actuellement la saison aux eaux les plus chaudes, la température des eaux était encore de 3°C inférieure à l'actuelle. De ce fait, il apparaît que les remontées d'eau froide devaient alors durer presque toute l'année, entraînant sur le continent voisin, par l'intermédiaire des nuages stratiformes, un abaissement de la température ainsi qu'une forte diminution des pluies (Maley, 1987).

VIII - CONCLUSIONS

Ces premiers résultats obtenus grâce à l'étude des sédiments lacustres du lac Barombi-Mbo sont riches en enseignement. Parmi les plus marquants, on peut noter le caractère particulier de la sédimentation avec des lamines dont le temps de dépôt était au Pléistocène supérieur et jusqu'à l'Holocène inférieur de 6 à 20 années radiocarbone par lamine, alors qu'au lac Bosumtwi chaque lamine correspond approximativement à une année radiocarbone. Ensuite les courbes d'enregistrement du paléomagnétisme ont mises en évidence des oscillations de haute fréquence, appelées variations séculaires du champ magnétique. Ces variations permettent d'effectuer des télécorrélations entre les enregistrements du Barombi-Mbo et d'autres en Europe occidentale, et donc de comparer les chronologies obtenues dans ces deux régions éloignées.

Les analyses polliniques permettent de confirmer ce que certains botanistes avaient pressenti au vu de la richesse taxonomique de cette région, c'est-à-dire qu'une partie de l'Ouest Cameroun avait été un refuge pour la forêt dense humide durant les phases arides du Quaternaire. A ce fait on ajoute aussi l'extension de végétations montagnardes à basse altitude. Finalement, en replaçant ces divers résultats polliniques dans un cadre paléoclimatique plus général, on apporte une explication d'ensemble en montrant que la variation de la température de surface de la mer a été la cause régionale première de tous ces phénomènes.

REMERCIEMENTS

Durant les opérations de carottages au lac Barombi-Mbo, nous avons bénéficié de l'appui du Centre ORSTOM de Yaoundé (Dir. Ph. Mathieu) qui a fourni en particulier durant plusieurs mois le véhicule de la mission. Cette opération a bénéficié de l'aide de tous nos partenaires Camerounais; à Yaoundé les directions du MESRES (M. Bopelet), de l'ISH (P. Moby-Etia), du CRH (E. Naah) qui a prêté un zodiac et mis un de ses techniciens à disposition durant 1 mois, de l'IRGM (M. Soba Djallo) et des Doyens des facultés des Sciences (G. Vallet) et des Lettres et Sciences Humaines (J.L. Dongmo); à Douala, l'antenne de l'ISH dirigée par A. Mboudou, le Service de Liaison du MESRES dirigé par G. Nag, la Compagnie pétrolière ELF (MM. Cassat, Subra et collègues); à Kumba, le Helminthiasis Research Unit du MESRES (P. Enyong) ; à Foubot, l'IRA (B. Sallée); à Ngaoundéré, le CRZ de Wakwa (H. Klein). De plus à Kumba, l'équipe des carottages a bénéficié de l'hospitalité de 2 biologistes américains étudiant les poissons du lac Barombi-Mbo (W. Dominey et L. Snyder, Ann Arbor Univ., Michigan). Les habitants du village du Barombi ont coopéré avec beaucoup de bienveillance aux opérations sur le lac, particulièrement le chef Mouloundou, Paul Nduni et Hans Kama-Kama. Une aide appréciable a été fournie par J. Schmid (Kumba) et H. Wismer (Bamenda), tous deux de la SATA Helvetica. J. Maley a bénéficié de fructueuses discussions avec J. L. Amiet (Dept. Zoologie, Yaoundé), S. Morin (Dept. Géographie, Yaoundé) et D.W. Thomas (Missouri Botanical Garden), ce dernier, spécialiste de la botanique de l'Ouest Cameroun, a apporté aussi une aide importante durant des prospections botaniques au Mont Cameroun et en forêt de Korup. Que toutes ces personnes, et celles qui n'ont pu être citées ici, soient remerciées pour leur aide généreuse et leur coopération très efficace, sans lesquelles cette opération n'aurait pu être menée à bien. Le financement des opérations de carottage et de sismique réflexion provient de la France (ORSTOM et CNRS), des Etats Unis (NSF et Duke University, North Carolina), et de l'Institut Fédéral Suisse de Technologie.

BIBLIOGRAPHIE

- AIRY-SHAW H.K., 1947.- The vegetation of Angola. J. Ecology, 35, 23-48.
- AUBREVILLE A., 1949.- Contribution à la paléohistoire des forêts de l'Afrique tropicale. Soc. Edit. Géogr. Marit. Colon., Paris, 99 p.

- AUBREVILLE A., 1962.- Savanisation tropicale et glaciations quaternaires. *Adansonia*, 2, 1, 16-84.
- BRENAC P., 1988.- Evolution de la végétation et du climat dans l'Ouest-Cameroun entre 25000 et 11000 ans B.P. Actes Xème Symp. Ass. Palyno. langue Franç., Bordeaux, et Trav. Sect. Sci. Techn. Inst. Franc. Pondichéry, 25, 91-103.
- CHIVAS A.R., BARNES I., EVANS W.C., LUPTON J.E. et STONE J.O., 1987.- Liquid carbon dioxide of magmatic origin and its role in volcanic eruptions. *Nature*, 326, 587-589.
- CORNACCHIA M. et DARS R., 1983.- Un trait structural majeur du continent africain. Les linéaments centrafricains, du Cameroun au golfe d'Aden. *Bull. Soc. Géol. France*, 7, 25, 101-109.
- CREER K.M. et TUCHOLKA P., 1983.- On the current state of lake sediments palaeomagnetic research. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 74, 223-238.
- CREER K.M., SMITH G., TUCHOLKA P., BONIFAY E., THOUVENY N. et TRUZE E., 1986.- A preliminary palaeomagnetic study of the Holocene and Late Wurmian sediments of Lac du Bouchet (Hte Loire, France). *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 86, 943-964.
- DERUELLE B., N'NI J. et KAMBOU R., 1987.- Mount Cameroon: an active volcano of the Cameroon Line. *J. Afr. Earth Sci.*, 6, 2, 197-214.
- DUMORT J.C., 1968.- Notice explicative, Feuille Douala-Ouest. Dir. Mines et Géologie Cameroun, et BRGM, Orléans, 69 p. + 1 carte couleur h.t.
- EISENTRAUT M., 1963.- Die Wirbeltiere des Kamerungebirges. P. Parey, Hamburg, 353 p.
- GARTLAN J.S., 1986.- The biological and historical importance of the Korup forest. In: J.S. Gartlan et H. Macleod (éds.), *Proc. Workshop on Korup Nat. Park*, World Wildlife Fund Project 3206, p. 28-35.
- GARTLAN J.S., NEWBERY D.M., THOMAS D.W. et WATERMAN P.G., 1986.- The influence of topography and soil phosphorus on the vegetation of Korup Forest Reserve, Cameroon. *Vegetatio*, 65, 131-148.
- GEZE B., 1943.- Géographie physique et géologie du Cameroun occidental. *Mém. Muséum Nat. Hist. Nat. Paris*, n° 17, 272 p.
- GIRESSÉ P., BONGO-PASSI G., DELIBRIAS G. et DUPLESSY J.C., 1982.- La lithostratigraphie des sédiments hémipélagiques du delta profond du fleuve Congo et ses indications sur les paléoclimats de la fin du Quaternaire. *Bull. Soc. Géol. France*, 7, 24, 803-815.
- GOUHIER J., NOUGIER J. et NOUGIER D., 1974.- Contribution à l'étude volcanologique du Cameroun ("Ligne du Cameroun" - Adamaoua). *Ann. Fac. Sci. Cameroun*, 17, 3-48.
- GRUBB P.J. et WHITMORE T.C., 1966.- A comparison of montane and lowland rain forest in Ecuador. II. The climate and its effects on the distribution and physiognomy of the forest. *J. Ecol.* 54, 303-333.
- HALL J.B., 1973.- Vegetational zones on the southern slopes of Mount Cameroon. *Vegetatio*, 27, 49-69.
- HOFLICH O., 1972.- Die meteorologischen Wirkungen kalter Auftribswassergebiete. *Geoforum*, 11, 35-46.
- KEAY R.W., 1953.- An outline of Nigerian vegetation. Lagos, 2ème édit., 55 p. + 1 carte.
- KELTS K., HAAG M. et MALEY J., 1986.- Subbottom profiling in Cameroon crater lakes. Report ETH/EAWAG Zurich, 5 p.
- LETOUZEY R., 1968.- Etude phytogéographique du Cameroun. Lechevalier, Paris, 508 p.
- LETOUZEY R., 1978.- Notes phytogéographiques sur les Palmiers du Cameroun. *Adansonia*, 18, 293-325.
- LETOUZEY R., 1985.- Notice de la carte phytogéographique du Cameroun à 1/500.000. *Inst. Carte Int. Végét.*, Toulouse, et *Inst. Rech. Agron.*, Yaoundé, 5 fasc.
- LORENZ V., 1986.- On the growth of maars and diatremes and its relevance to the formation of tuff rings. *Bull. Volcanol.*, 48, 265-274.
- LUNDGREN D.G. et DEAN W., 1969.- Biogeochemistry of iron. In: P.A. Trudinger et D.Y. Swaine (éds.), *Biogeochemical cycling of mineral-forming elements*, Elsevier, Amsterdam, p. 211-251.

- MALEY J., 1981.- Etudes palynologiques dans le bassin du lac Tchad et paléoclimatologie de l'Afrique nord-tropicale de 30.000 ans à l'époque actuelle. Travaux et Documents, n° 129, ORSTOM, Paris, 586 p.
- MALEY J., 1986.- Fragmentation et reconstitution de la Forêt Dense humide ouest-africaine au cours du Quaternaire récent: Hypothèse sur le rôle des upwellings. In: H. Faure, L. Faure et E.S. Diop (éds.), Changements globaux durant le Quaternaire. Passé-Présent-Futur. Symp. INQUA/ASEQUA, Dakar, Travaux et Documents n° 196, ORSTOM, Paris, p. 281-282.
- MALEY J., 1987.- Fragmentation de la Forêt Dense Humide Africaine et extension des biotopes montagnards au Quaternaire récent : nouvelles données polliniques et chronologiques. Implications paléoclimatiques et biogéographiques. *Palaeocol. Africa*, 16, 307-334.
- MALEY J. et BRENAC P., 1987.- Analyses polliniques préliminaires du Quaternaire récent de l'Ouest-Cameroun: mise en évidence de refuges forestiers et discussion des problèmes paléoclimatiques. Mémoire Travaux E.P.H.E., Institut de Montpellier, n° 17, p. 129-142.
- MALEY J., BRENAC P. et POURCHET M., 1987.- Rapport de mission dans l'Ouest Cameroun (Février-Mars 1987). ORSTOM, Montpellier, 12 p.
- MALEY J. et LIVINGSTONE D.A., 1983.- Extension d'un élément montagnard dans le sud du Ghana (Afrique de l'Ouest) au Pléistocène supérieur et à l'Holocène inférieur; premières données polliniques. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 296 (2), 1287-1292.
- MOREAU R.E., 1966.- The bird faunas of Africa and its islands. Academic Press, London, 424 p.
- MORIN S., MOTTET G. et ZOGNING A., 1985.- Deux études sur le volcanisme du Mont Cameroun. *Bull. Ass. Géogr. Franc.*, 135-144.
- MORLEY J.J. et HAYS J.D., 1979.- Comparison of Glacial and Interglacial oceanography conditions in the south Atlantic from variations in Calcium carbonate and Radiolarian distributions. *Quat. Res.*, 12, 396-408.
- MORTON J.K., 1968.- Sierra Leone. In : I. et O. Hedberg (éds.), Conservation of vegetation in Africa south of the Sahara. *Acta Phytogeogr. Suec.*, Uppsala, 54, 72-74.
- OUSTRIERE P., 1984.- Etude géologique et géochimique du bassin lacustre d'Anloua (Cameroun). Application à la compréhension de la genèse de la vivianite. Thèse Doc. Etat Sci. Nat., Univ. Orléans, 344 p.
- POURCHET M., PINGLOT J.F., MALEY J. et MELIERES M.A., 1988.- Another gas burst in a Cameroon lake ? *Nature*, 334-55.
- PRELL W.L., GARDNER J.V., BE A.W. et HAYS J.D., 1976.- Equatorial Atlantic and Caribbean foraminiferal assemblages, temperatures and circulation : Interglacial and Glacial comparisons. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 145, 247-266.
- RICHARDS P.W., 1963a.- Ecological notes on West African vegetation. II, Lowland forest of the southern Bakundu Forest Reserve. *J. Ecol.*, 51, 123-149.
- RICHARDS P.W., 1963b.- Ecological notes on West African vegetation. III, The upland forests of Cameroons mountain. *J. Ecol.*, 51, 529-554.
- SERLE W., 1964.- The lower altitudinal limit of the montane forest birds of the Cameroon mountain, West Africa. *Bull. British Ornith. Club*, 84, 87-91.
- SMITH G. et CREER K.M., 1986.- Analysis of geomagnetic secular variations 10000 to 30000 years BP, Lac du Bouchet, France. *Phys. Earth. Planet. Int.*, 44, 1-14.
- SUCHEL J.B., 1972.- La répartition des pluies et les régimes pluviométriques au Cameroun. *Trav. Doc. Géogr. Trop.*, CEGET, Bordeaux, 5, 287 p.
- SUCHEL J.B., 1980.- La répartition des pluies dans la région du Mont Cameroun. *Actes 16ème Cong. Int. Météo. Alpine, Soc. Météo. France*, 191-198.
- TALBOT M.R., LIVINGSTONE D.A., PALMER P.G., MALEY J., MELACK J.M., DELIBRIAS G. et GULLIKSEN S., 1984.- Preliminary results from sediment cores from Lake Blosumtwi, Ghana. *Palaeocol. Africa*, 16, 173-192.
- THOMAS D.W., 1985.- Montane forests of Cameroon. *Missouri Botan. Gard. Rep.*, 9 p.

- THOMAS D.W., 1986.- The botanical uniqueness of Korup and its implications for ecological research. In : J.S. Gartlan et H. Macleod (éds.), Proc. Workshop on Korup Nat. Park, World Wildlife Fund Project 3206, p. 36-40.
- THOUVENY N., 1983.- Etude paléomagnétique de formations du Plio-Pléistocène et de l'Holocène du Massif Central et de ses abords : contribution à la chronologie du Quaternaire. Thèse 3e Cycle. Univ. Aix-Marseille II, 130 p.
- THOUVENY N., CREER K.M., SMITH G. et TUCHOLKA P., 1985.- Geomagnetic oscillations and excursions and Upper Pleistocene chronology. Episodes, 8, 180-182.
- THOUVENY N. et WILLIAMSON D., 1987.- Palaeomagnetic study of the Holocene and Upper Pleistocene sediments from lake Barombi-Mbo, Cameroon: first results. Sous presse in Phys. Earth Planet. Interiors, 18 p.
- THOUVENY N., WILLIAMSON D., MALEY J. et FOURNIER M., 1987.- Geomagnetic palaeosecular Variations. Results from West-Central Africa. Terra Cognita, 7, 2/3, 476.
- TISSOT B.P. et WELTE D.H., 1978.- Petroleum formation and occurrence. Springer Verlag, New York, 538 p.
- TURNER G.M. et THOMPSON R., 1981.- Lake sediment record of the geomagnetic secular variation in Britain during Holocene times. Geophys. J. Roy. Astr. Soc., 65, 703-725.
- WHITE F., 1981.- The history of the Afromontane archipelago and the scientific need for its conservation. Afr. J. Ecol., 19, 33-54.
- WHITE F., 1983.- The vegetation of Africa. UNESCO/AETFAT/UNSO Maps & Memoirs, 356 p.
- WHITE F. et WERGER M.J., 1978.- The Guineo-Congolian transition to southern Africa. In : M.J. Werger (éd.), Bliogeography and Ecology of Southern Africa. W. Junk, The Hague, vol. 2, p. 601-620.