

**LES GROTTES DU MONT HOYO (NE ZAÏRE) .  
UN PALÉOENVIRONNEMENT KARSTIQUE  
DE PLUS DE 150.000 ANS**

*THE MOUNT HOYO CAVES .  
A KARST PALAEOENVIRONMENT OF MORE THAN 150.000 YEARS*

par R. MICHEL



## **CONTENTS**

<b>Abstract</b>	5.
<b>INTRODUCTION</b>	7.
<i>The karstic massive of Mount Hoyo</i>	8.
<b>I. GRANULOMETRY</b>	12.
1. <i>The results</i>	13.
2. <i>Discussion</i>	13.
<b>II. CLAY MINERALOGY</b>	14.
1. <i>The analysis</i>	14.
2. <i>The results</i>	14.
<i>The simple clay minerals</i>	14.
<i>The interstratified minerals</i>	17.
3. <i>Distribution and localization of the different clay minerals</i>	17.
4. <i>Discussion</i>	20.
5. <i>Conclusion</i>	20.
<b>III. POLLEN AND SPORE ANALYSIS</b>	22.
A. <i>The phytogeographical environment of Mount Hoyo</i>	22.
B. <i>The analyses</i>	26.
1. <i>The preparing techniques</i>	26.
2. <i>The results</i>	27.
3. <i>Discussion</i>	29.
4. <i>Conclusion</i>	31.
<b>IV. THE AGE OF THE CONCRETIONS</b>	32.
A. <i>The <sup>14</sup>C dating method</i>	32.
1. <i>Principle</i>	32.
2. <i>Technique and analysis</i>	33.
3. <i>The results</i>	34.
4. <i>Discussion</i>	34.
B. <i>The Th/U dating method</i>	36.
1. <i>Technique and analysis</i>	36.
2. <i>The results</i>	37.
3. <i>Discussion</i>	39.
<b>GENERAL DISCUSSION</b>	40.
<b>FINAL CONCLUSIONS</b>	45.
<b>References</b>	47.
<i>Annexe I : Diffractograms of the clay minerals of some samples</i>	55.
<i>Annexe II : Details of the Th/U radiometric analysis of some carbonate concretions</i>	57.

## SOMMAIRE

<b>Résumé</b>	5.
INTRODUCTION	6.
Le Massif karstique du Mont Hoyo	8.
I. GRANULOMÉTRIE	12.
1. Les résultats	13.
2. Discussion	13.
II. MINÉRALOGIE DES ARGILES	14.
1. L'analyse	14.
2. Les résultats	14.
Les minéraux argileux simples	14.
Les minéraux argileux interstratifiés	17.
3. Distribution et localisation des différents minéraux argileux	17.
4. Discussion	20.
5. Conclusion	20.
III. PALYNOLOGIE	22.
A. Le context phytogéographique du Mont Hoyo	22.
B. Les analyses	26.
1. Les techniques de préparation	26.
2. Les résultats	27.
3. Discussion	29.
4. Conclusion	31.
IV. LA DATATION DES CONCRÉTIIONS	32.
A. La méthode par le $^{14}\text{C}$	32.
1. Principe	32.
2. Technique et analyse	33.
3. Les résultats	34.
4. Discussion	34.
B. La méthode par le Th/U	36.
1. Technique et analyse	36.
2. Les résultats	39.
3. Discussion	39.
DISCUSSION GÉNÉRALE	40.
CONCLUSION FINALE	45.
Bibliographie	47.
Annexe 1 : Diffractogrammes des minéraux argileux de certains échantillons	55.
Annexe 2 : Détails de l'analyse par Th/U de certaines concrétions carbonatées	57.

## RÉSUMÉ

*Cet article présente les résultats d'une étude multidisciplinaire réalisée sur le paléoenvironnement de deux grottes du massif du Mont Hoyo, situé au N.E. du Zaïre (1°13' N, 29°49' E, 1100 m). Ces grottes (Matupi, Kabambi) sont développées dans des dolomies datant du Précambrien (Lindien ?).*

*L'étude sédimentologique distingue deux types de dépôts détritiques : le cailloutis et le silt.*

*L'analyse des minéraux argileux réalisée par diffractométrie DRX a identifié un plus grand pourcentage de kaolinite bien cristallisée dans le silt et dans les planchers stalagmitiques, et la présence de smectite dans le cailloutis.*

*L'étude pollinique indique l'existence de taxons forestiers dans les planchers stalagmitiques, de taxons de forêt secondaire dans le silt et de taxons de milieu ouvert (savane et/ou de montagne) dans le cailloutis.*

*L'étude radiométrique ( $^{14}\text{C}$ ,  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ ) des concrétions a permis de dater quatre phases humides : l'interglaciaire Teleki-Liki (situé entre 115 et  $165 \pm 15$  ka), l'interstade de Kalambo ( $28.7 \pm 0.5$  ka), l'optimum thermal de l'Holocène ( $6.2 \pm 0.5$  ka) et la dernière grande phase humide de l'Holocène ( $2.2 \pm 0.2$  ka).*

## ABSTRACT

*This paper presents the results of a multidisciplinary study of two caves of the Mt Hoyo located in N.E. Zaire (1°13' N, 29°49', 1100 m). These maze caves (Matupi, Kabambi) are developed in Precambrian dolomitic limestones (Lindian ?).*

*Sedimentology analysis shows two types of detrital deposit : mainly silty or gravelly.*

*The XRD analysis of clay minerals has identified a higher percentage of well-crystallised kaolinite in the silt deposit and in the flowstone levels, and smectite in the gravel.*

*The palynological results indicate pollens of equatorial evergreen forest in the flowstones, pollens of secondary forests (gallery forest) in the silt and pollens of grassland and open marsh (savane and/or mountain) in the gravel.*

*Isotopic and radiometric  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  and  $^{14}\text{C}$  dated speleothems from Matupi and Kabambi produce a record of four wet phases during the last 150 ky BP : Interglacial Teleki-Liki (between 115 and  $165 \pm 15$  ky BP), Kalambo interstadial ( $28.7 \pm 0.5$  ky BP), thermal optimum of Holocene ( $6.2 \pm 0.5$  ky BP) and the last long wet phase of Holocene ( $2.2 \pm 0.2$  ky BP).*



## INTRODUCTION

Durant les vingt dernières années, de nombreuses études réalisées dans des disciplines aussi variées que la limnologie, la géomorphologie, la paléoécologie et la palynologie ont permis de préciser les fluctuations climatiques qui ont affecté le paléoenvironnement en Afrique centrale et orientale depuis la fin du Pléistocène (CLARK & VAN ZINDEREN BAKKER, 1964; LIVINGSTONE, 1967; HARVEY, 1976; VAN NOTEN, 1977, 1982; STOFFERS & SINGER, 1979; ADAMSON *et al.*, 1980; VAN ZINDEREN BAKKER, 1982; VAN NEER, 1984; VINCENS, 1984, 1989; POKRAS *et al.*, 1985; COHEN, 1987; BONNEFILLE & VINCENS, 1989; CASSANOVA *et al.*, 1989; ELENGA *et al.*, 1989; MAHANEY, 1989; JOLY *et al.*, 1989; BROOK *et al.*, 1990; BENGU *et al.*, 1991; ROELAND, 1991; ROCHE, 1992; TAIEB *et al.*, 1991; VINCENS *et al.*, 1991; SOWUNMI, 1991; BONNEFILLE *et al.*, 1992; SSEMMANDA *et al.*, 1993).

L'ensemble des études réalisées à ce jour sur le paléoenvironnement de l'Afrique centrale et orientale ont mis en évidence des phases plus sèches et plus froides alternant avec des phases plus chaudes et plus humides que celles observées à l'heure actuelle. Ces fluctuations climatiques ont eu non seulement une influence directe sur la végétation (VINCENS, 1989, 1991; PREUSS, 1990; BONNEFILLE *et al.*, 1992; ROCHE, 1992) et le niveau des lacs (HARVEY, 1976; HECKY, 1978; COHEN, 1987), mais aussi sur l'environnement karstique (BROOK *et al.*, 1990, 1990b; VAN NOTEN, 1977; VAN NEER, 1984, 1990).

Bien que la connaissance sur les fluctuations climatiques depuis le Pléistocène se précise de jour en jour, les études polliniques réalisées jusqu'à présent ont montré qu'elle était relativement limitée en ce qui concerne l'Afrique.

Seules les études de POKRAS *et al.* (1984) et DE BENGU *et al.* (1991) ont permis de dresser une courbe de l'évolution du climat dans le Golfe de Guinée jusqu'à 150 000 ans BP. Mais, comme le signale BROOK *et al.* (1990), on ne connaissait pas de site continental qui témoigne d'un paléoenvironnement de cet âge en Afrique centrale.

Bien que peu développé au centre et à l'est du continent africain, le karst constitue un milieu privilégié pour l'étude des paléoenvironnements et cela pour plusieurs raisons :  
• Les sédiments détritiques des grottes offrent des renseignements précieux concernant la sédimentologie, la palynologie (BROOK *et al.*, 1990), la minéralogie des argiles, l'archéologie (VAN NOTEN, 1977) et la paléoécologie (VAN NEER, 1984).

. A l'inverse des dépôts détritiques, les concrétions (stalagmite, plancher stalagmitique) ne sont pas souvent remaniés et restent donc généralement en vase clos; ils constituent donc des repères stratigraphiques beaucoup plus stables que les sédiments lacustres et les tourbes analysés jusqu'à présent par la palynologie. En effet, dans cette région d'Afrique, la connaissance de la tectonique est très active (CHOROWICZ *et al.*, 1980; MBULUYO *et al.*, 1989; MICHEL, 1991) car elle influence régulièrement les processus géomorphologiques (érosion, dépôt).

Les concrétions des grottes peuvent piéger pollens et minéraux argileux, offrant ainsi des renseignements précieux concernant les conditions climatiques régnant au moment du dépôt. De plus, deux techniques ( $^{14}\text{C}$ ,  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ ) permettent de dater les concrétions et dans le cas de celle  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  de dépasser largement les limites d'une datation sûre par  $^{14}\text{C}$  qui, à l'heure actuelle sont de l'ordre de 35 000 ans.

### *LE MASSIF KARSTIQUE DU MONT HOYO*

Le mont Hoyo est un massif karstique situé au N.E. du Zaïre, à près de 50 km au S.W. du lac Mobutu (Fig. 1). La couverture végétale y est constituée d'une forêt dense. Les études géologiques du substrat (SLUYS, 1947; RUSCART, 1951; LEPERSONNE, 1968; MICHEL, 1991) indiquent l'existence d'une dolomie gris-blanc datée du Lindien (VERBEEK, 1974) dans laquelle MICHEL (1991, 1992) a dénombré 12 réseaux de grottes dont les plus intéressantes sont appelées Kabambi et Matupi (Fig. 2 et 3).

Avant l'étude de MICHEL (1991), seule la grotte Matupi avait fait l'objet d'une étude descriptive (RUSCART, 1951; OLLIER & HARROP, 1963) et seul le plan de la grotte Matupi avait été dressé (MICHEL & POTY, 1973).

De par son origine, sa morphologie (un réseau en labyrinthe) et ses dépôts, le karst du Mont Hoyo constitue un bel exemple de karst noyé ayant évolué en karst polygénétique.

La corrélation existant entre l'orientation du réseau karstique et la tectonique cassante du Rift Ouest Africain (CHOROWICZ, 1983, 1985) montre l'influence déterminante de la structure géologique sur la genèse de ce karst dont l'origine doit se situer au Miocène ?

Les grottes du Mont Hoyo se caractérisent par un colmatage important d'éléments détritiques (silt, cailloutis) et de concrétions (particulièrement des planchers stalagmitiques étagés). L'analyse minéralogique des concrétions prélevées dans les deux grottes précitées (MICHEL, 1991, 1992) a permis d'identifier deux carbonates (calcite, aragonite) et un sulfate (gypse).

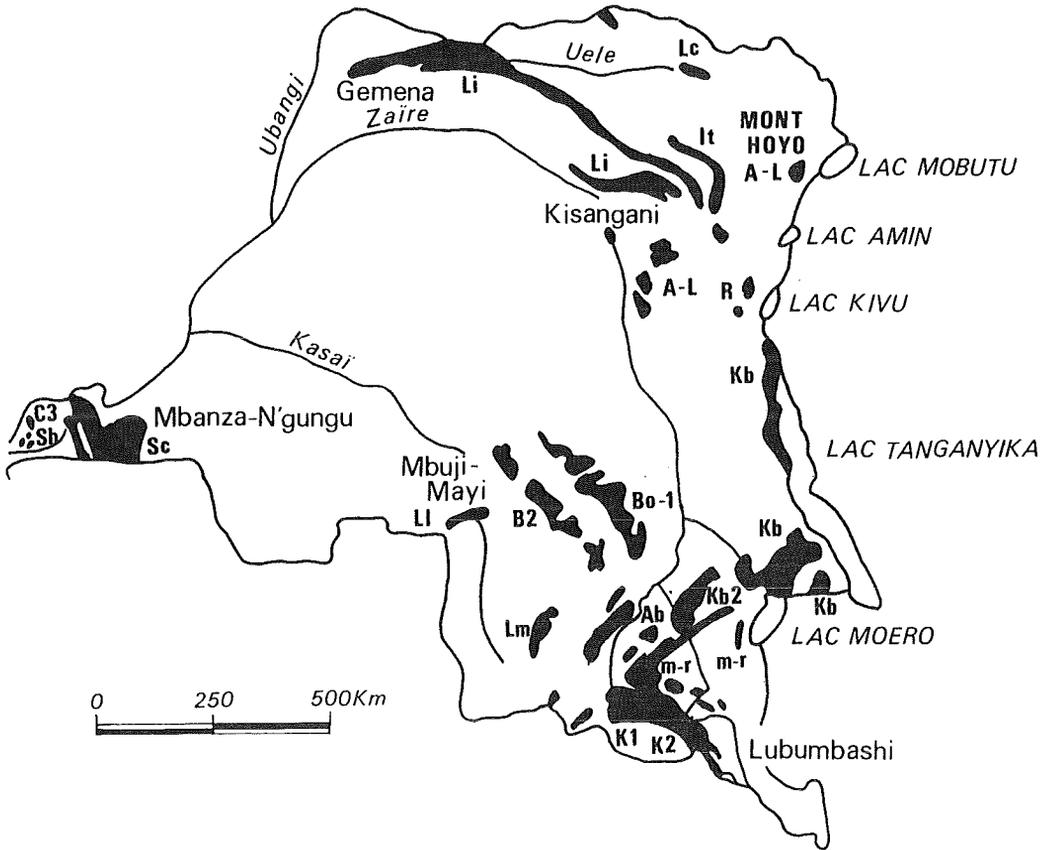
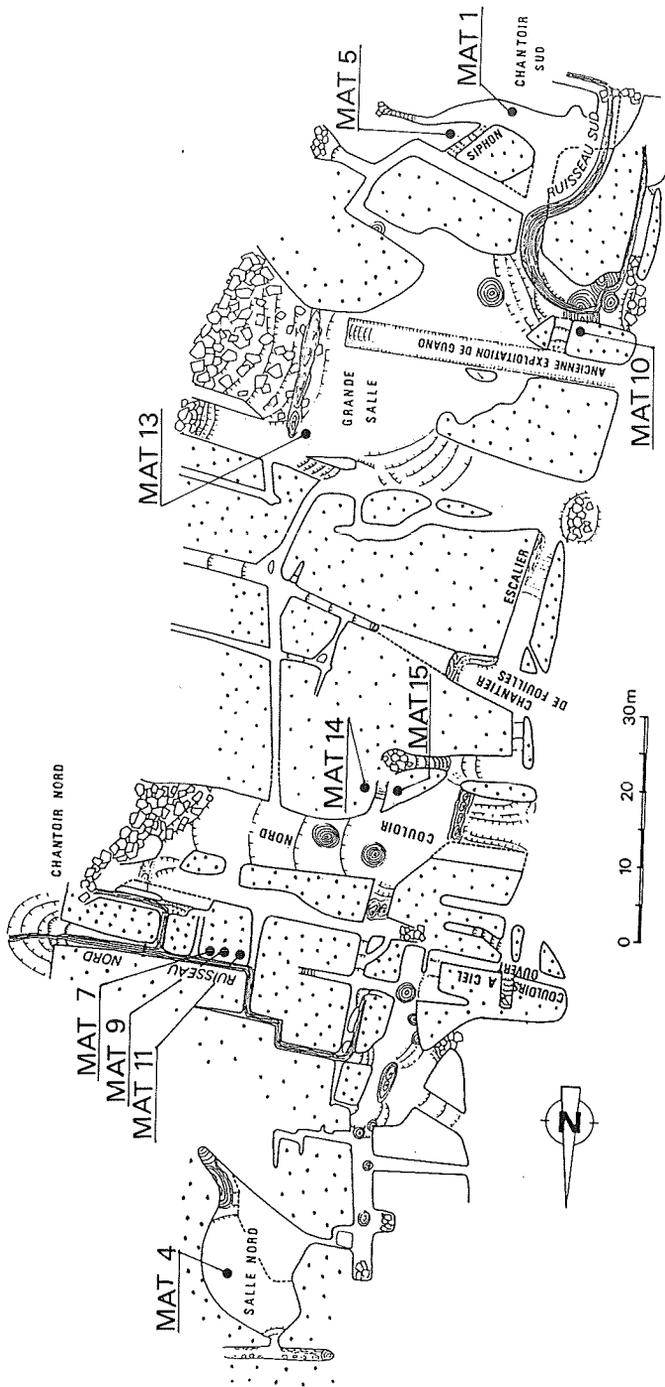


Fig. 1 : Formations carbonatées du Zaïre  
*Carbonate formations of Zaire*



LEVÉ PAR R. MICHEL ET E. POTY, 1974

Fig 2 : Plan avec la localisation des dépôts et des concrétions étudiés dans la grotte Matupi.

*Map with the localization of the studied deposits and concretions in the Matupi cave.*

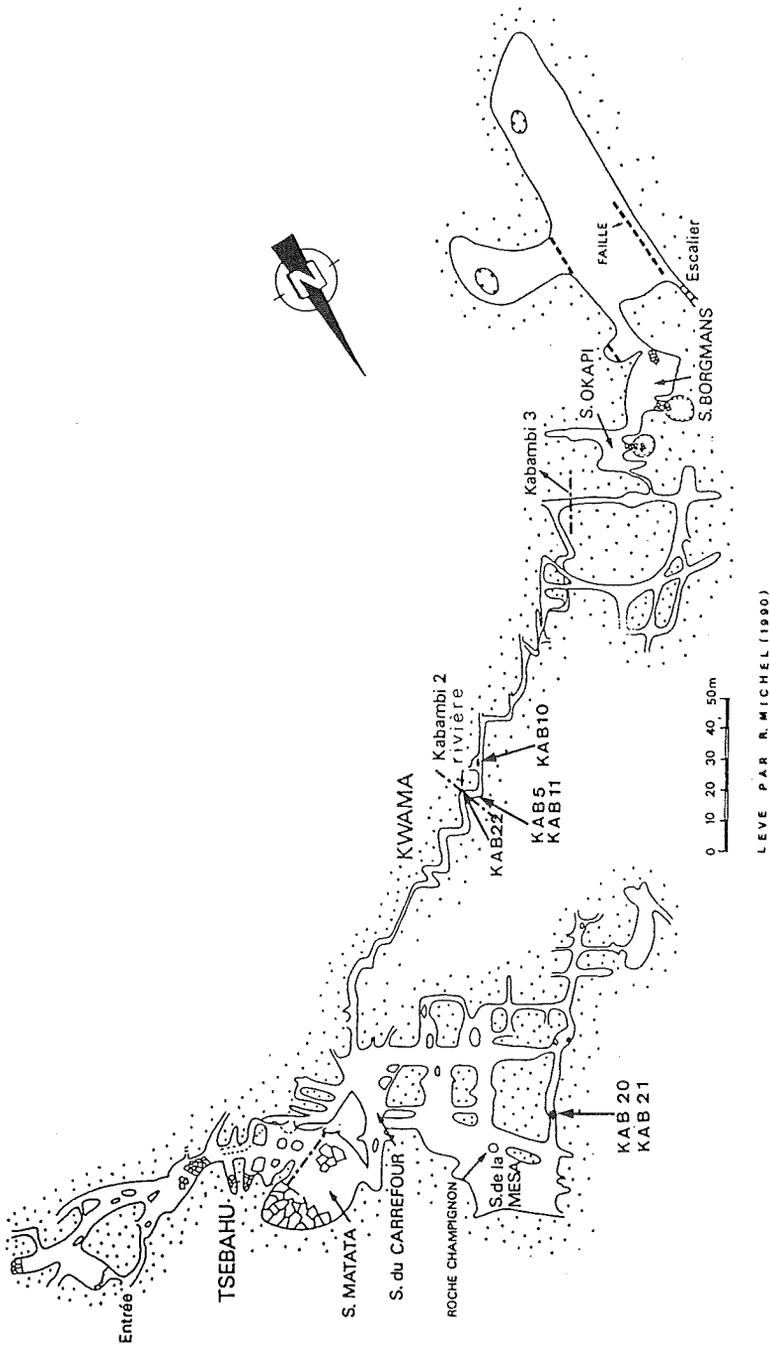


Fig. 3 : Plan avec la localisation des dépôts et des concrétions étudiés dans la grotte Kalambi  
*Map with the localization of the studied deposits and concretions in the Kalambi cave*

La grotte Matupi a déjà fait l'objet de trois études de paléoenvironnement. VAN NOTEN (1977, 1982) et VAN NEER (1984, 1990) ont fait une analyse pollinique et paléoécologique des dépôts détritiques situés à l'entrée de la grotte. Tandis que BROOK *et al.* (1990, 1990b) ont réalisé une étude pollinique et radiométrique de plusieurs stalagmites.

Notre étude se fonde sur une analyse multidisciplinaire (géomorphologie, sédimentologie, minéralogie, palynologie, géochronologie) des dépôts détritiques et des concrétions (surtout les planchers stalagmitiques) de ces mêmes grottes Matupi et Kabambi, qui sont les plus représentatives et les plus complètes du massif.

Nous pensons qu'elle constitue la première étude de ce type qui ait été réalisée dans le karst de l'Afrique centrale.

## I. GRANULOMÉTRIE

L'étude sédimentologique s'est concentrée sur les dépôts qui avaient été piégés dans les planchers stalagmitiques. Elle n'a pris en considération que les sédiments des conduits car les salles ont subi de profonds remaniements dont un des plus spectaculaires est le dépôt de guano.

Le profil type observé aussi bien dans la grotte Matupi que dans celle de Kabambi se caractérise de haut en bas de la manière suivante (entre parenthèses, les échantillons de référence) :

- cailloutis (schiste, grès) à matrice fine (MAT 9)<sup>1</sup>;
- limon avec des éléments de schiste et de grès épars, très altérés (MAT 1);
- silt du siphon avec des traces de matières organiques (MAT 5).

A plusieurs endroits de ces deux grottes, la partie supérieure du cailloutis a été concrétionnée par un plancher stalagmitique. On observe des traces de ce cailloutis à la base des planchers MAT 10 et MAT 13.

Le limon fin (silt) de la base du profil constitue le dépôt le plus abondant (souvent plus de 2 m); il a obstrué le siphon de la grotte Matupi et les conduits (surtout les plus étroits) des grottes du massif.

---

<sup>1</sup> La localisation des échantillons est indiquée sur les figures 2 et 3.  
- *The localisation of the samples are noted on Fig. 2 and 3.*

## 1. LES RÉSULTATS

L'analyse granulométrique s'est concentrée sur la matrice du cailloutis (MAT 9) et les silts de la grotte Matupi (MAT 1, MAT 5) : la matière du cailloutis grossier présente 58.8 % de grains inférieurs à 62.5  $\mu\text{m}$  et contenant un cailloutis avec une médiane de 37  $\mu\text{m}$  ; les limons fins (silts), 43.5 % de grains inférieurs à 62.5  $\mu\text{m}$  et contenant une médiane de 10  $\mu\text{m}$ .

	Plus grande largeur moyenne (mm)	Mediane		Indice d'Otto		Indice de Folk et Ward		Q de $\Phi$ Sigma Krumbein		HE de Cailleux
		Phi	$\mu\text{m}$	Phi	$\mu\text{m}$	Phi	$\mu\text{m}$			
1) Matrice de cailloutis (MAT 9)	31.2	4.74	37	2.41	187	3.10	109	4.84	7.17	2.296
2) Limon inter- médiaire (MAT 1)	0.42	6.63	10	-	-	-	-	-	-	1.109
3) Silt (MAT 5)	0.42	6.44	11	-	-	-	-	2.25	3.33	1.083

Tab. I : Analyse granulométrique - *Granulometric analysis*

Au point de vue du triage, on observe des indices correspondant à des matériaux mal classés. La courbe cumulative montre cependant un classement moins mauvais pour les grains dont la taille est comprise entre 4 et 50  $\mu\text{m}$ .

## 2. DISCUSSION

L'analyse granulométrique des dépôts détritiques (cailloux, silt) suggère une évolution dans les conditions de mise en place.

Une succession de séquences similaires (dépôts fins, dépôts grossiers) a déjà été mise en évidence au Shaba (ALEXANDRE-PYRE, 1971; MOEYERSONS, 1975; ALEXANDRE, 1979; MBENZA & ROCHE, 1980; MBENZA *et al.*, 1984) et au nord-est de l'Angola, CLARK et VAN ZINDEREN BAKKER (1962).

Pour la plaine de Lupembashi, ALEXANDRE et STREEL-POTELLE (1979) suggèrent des conditions climatiques xériques pour la mise en place du complexe

sédimentaire grossier et un climat à saison contrastée pour le remblaiement des dépôts fins.

Dans le cas du Mont Hoyo, le dépôt du silt doit être contemporain d'une période érosive, celle-ci a dû se réaliser lors d'une régression forestière (DUNNE, 1971) (climat de transition : humide-sec).

Des conditions xériques seraient contemporaines du dépôt de cailloutis (granulométrie, classement).

## II. MINERALOGIE DES ARGILES

### 1. L'ANALYSE

L'analyse des minéraux argileux réalisée par diffractométrie DRX a porté sur les dépôts détritiques, les concrétions et le substratum. L'appareil utilisé est de marque Philips P.W. 1050.

L'analyse diffractométrique classique (en routine) fait appel à trois tests (v. également annexe 1) :

- échantillon séché à l'air, dit échantillon normal (N);
- échantillon solvaté aux vapeurs d'éthylène glycol (EG);
- échantillon chauffé à 500° C (500).

Des post-traitements (saturations cationiques) au Li et au K ont été réalisées sur les échantillons contenant de la smectite.

### 2. LES RÉSULTATS

#### *LES MINÉRAUX ARGILEUX SIMPLES*

##### Les illites

L'illite constitue le principal minéral argileux observé dans les échantillons analysés; sa contribution relative varie cependant suivant le type et la localisation du dépôt (Tab. II) :

- cailloutis (MAT 4, MAT 9, KAB 5) : 79 %;
- limon intermédiaire (MAT 1) : 71 %;
- silt de base (MAT 5, MAT 5b) : 65 %;

- plancher stalagmitique (MAT 14) : 81 %;
- schiste non altéré du bed rock (MH 2)<sup>1</sup> : 90 %;
- schiste altéré du cailloutis (MAT 7) : 59%.

L'indice d'aigu varie entre 2 et 14 mm. Les valeurs les plus faibles (illite à pic-aigu) s'observent dans certaines concrétions (MAT 15, MAT 11), dans le bed-rock (MH 3) et dans le cailloutis (MAT 9, KAB 5).

Les valeurs les plus élevées (cf. illite ouverte) s'observent dans les dépôts fins (silt) observés dans le siphon de la grotte Matupi (MAT 5 et MAT 5b) et dans l'horizon humifère de surface (MH 1).

L'indice d'Esquevin oscille entre 0.36 (MH 2) et 0.50 (MH 1) indiquant par là une composition de muscovite.

### La kaolinite

A l'exception de la dolomie et du schiste du bed rock, la kaolinite est observée dans tous les échantillons. Toutefois, il est important de faire la distinction entre les formations suivantes au point de vue de leur contenu relatif :

- dépôt de cailloutis (MAT 4, MAT 9, KAB 5) : 8%;
- silt (MAT 5 et MAT 5b) : 24 %;
- plancher stalagmitique (MAT 14) : 8 %.

A l'exception d'un échantillon (MAT 5), les valeurs des indices d'asymétrie indiquent des profils asymétriques vers les petits angles de diffraction ( $a < b$  ; I.A. < 0).

### La chlorite

Dans les échantillons analysés, la chlorite ne s'observe que dans le schiste non altéré, situé stratigraphiquement au-dessus de la dolomie où elle représente près de 10 % du total des minéraux argileux.

### La vermiculite

L'examen des diffractogrammes montre que la vermiculite ne représente qu'un constituant peu important (3 %) des dépôts fins (MAT 5 et MAT 5b) et 13 % dans le schiste altéré (MAT 7).

---

<sup>1</sup> Les échantillons M.H. ont été prélevés dans ou sur le substrat de part et d'autre du niveau karstifié. Les sigles sont repris dans le Tableau II.

- *M.H. samples have been taken in or on the rocks under or over the karsted formation. The different notations are to be found in Table II.*

**Tab. II : Analyse minéralogique des argiles** (I : illite; c : Chlorite; K : Kaolinite; V : Vermiculite; Sm : Smectite; I<sub>A</sub> : Indice d'Aigu; IE : Indice d'Esquevin; \* (14 C - 14 Sm)  
 - Clay mineral analysis

Minéraux argileux (%)	I	C	K	V	Sm (10-14V)	(10-14Sm)	Autres	I <sub>A</sub> mm	IE	AS	K/I	Sm/I	Sm/I (10-14Sm)/I)	Sm/K
<b>Nature et localisation des échantillons</b>														
1. Schiste non altéré (escal. Venus) (MH 2)	90	10					Quartz	4	0.36					
2. Horizon (A) sol sur dolomies (MH 1)	65		11		24		Quartz	8	0.5	-0.33	0.16	0.37	0.37	2.2
3. Plancher stalagmitique (Matupi) (MAT 15)	96		4				Quartz	2	0.42	-0.5	0.03			
4. Plancher stalagmitique (Matupi) (MAT 14)	81		8		11		Quartz-Goethite	7	0.44	-0.5	0.1			
5. Schiste altéré cailloutis (Matupi) (MAT 7)	59		11	13	8	9	Quartz	6	0.41	-0.7	0.18	0.14	0.28	1.5
6. Cailloutis Salle N (Matupi) (MAT 04)	79		5		10	6	Quartz	6	0.38	-0.8	0.06	0.13	0.20	3.2
7. Cailloutis couloir (Matupi) (MAT 9)	77		7		6	10*	Quartz	4	0.38	-0.5	0.09	0.08	0.20	2.3
8 Cailloutis réseau actuel (Kabambi) (Kab 5)	80		13		13.5	3.5	Quartz	4	0.45	-0.6	0.16	0.07	0.09	0.5
9. Siphon haut (Matupi) (MAT 5B)	69		23	1	4		Goethite-Quartz>10		0.45	-0.2	0.33			
10. Siphon bas (Matupi) (MAT 5)	61		26	4.5	8.5		Goethite	>10	0.45	0.11	0.42			
11. Près chantoir sud (Matupi) (MAT 1)	71		13	6	3	7	Quartz	7	0.42	-0.2	0.18	0.04	0.04	0.23
12. Dolomie des grottes (MH 3)	100						Quartz	2	0.38					
13. Concrétion Matupi (MAT 11)	100						Quartz	2	0.43					

## Les smectites

Sur le diffractogramme les smectites (*s.l.*) se distinguent des autres minéraux argileux par un pic à 17 Å (001) au test à l'E.G. (annexe 1). La différenciation entre smectites ne peut se faire que si on réalise un post-traitement (K, Li) dont le résultat dans le cas présent, indique une composition de montmorillonite.

La smectite s'observe tout particulièrement dans l'horizon humifère MH 1 (24 %), dans le schiste altéré (MAT 7) (8 %) et dans le cailloutis (MAT 4, MAT 9, KAB 5) (7 %). Le post-traitement (K) de l'échantillon MH1 indique dans ce cas la présence d'une argile de transformation. Un post-traitement (Li) a permis d'identifier de la montmorillonite.

### *LES MINÉRAUX INTERSTRATIFIÉS (10-14V) (10-14 Sm)*

A l'exception de la dolomie (MH<sub>3</sub>) et de l'horizon humifère (MH<sub>2</sub>) les minéraux interstratifiés sont présents dans tous les échantillons étudiés. Cependant, il faut faire une distinction entre la présence de (10-14Sm) dans les cailloutis (MAT 4, MAT 9, KAB 5) et la présence de (10-14V) dans le silt (MAT 5, MAT 5B) et dans le plancher stalagmitique (MAT 14). Signalons également la présence de (14C-14Sm) dans l'échantillon MAT 9.

### 3. RÉPARTITION ET LOCALISATION DES DIFFÉRENTS MINÉRAUX ARGILEUX

De par sa morphologie et sa structure (graben inversé), le massif du Mont Hoyo constitue un site privilégié pour l'étude des paléoenvironnements à l'aide d'une analyse des minéraux argileux. En effet, les sédiments observés dans les grottes ne peuvent provenir que de la partie du massif située stratigraphiquement au-dessus de la dolomie des grottes.

Afin de mieux comprendre l'origine et la genèse des dépôts des grottes, l'étude des minéraux argileux a été réalisée dans quatre niveaux différents : le substratum, l'horizon humifère de surface, le dépôt des grottes et les concrétions (fig. 4 et Tab. II).

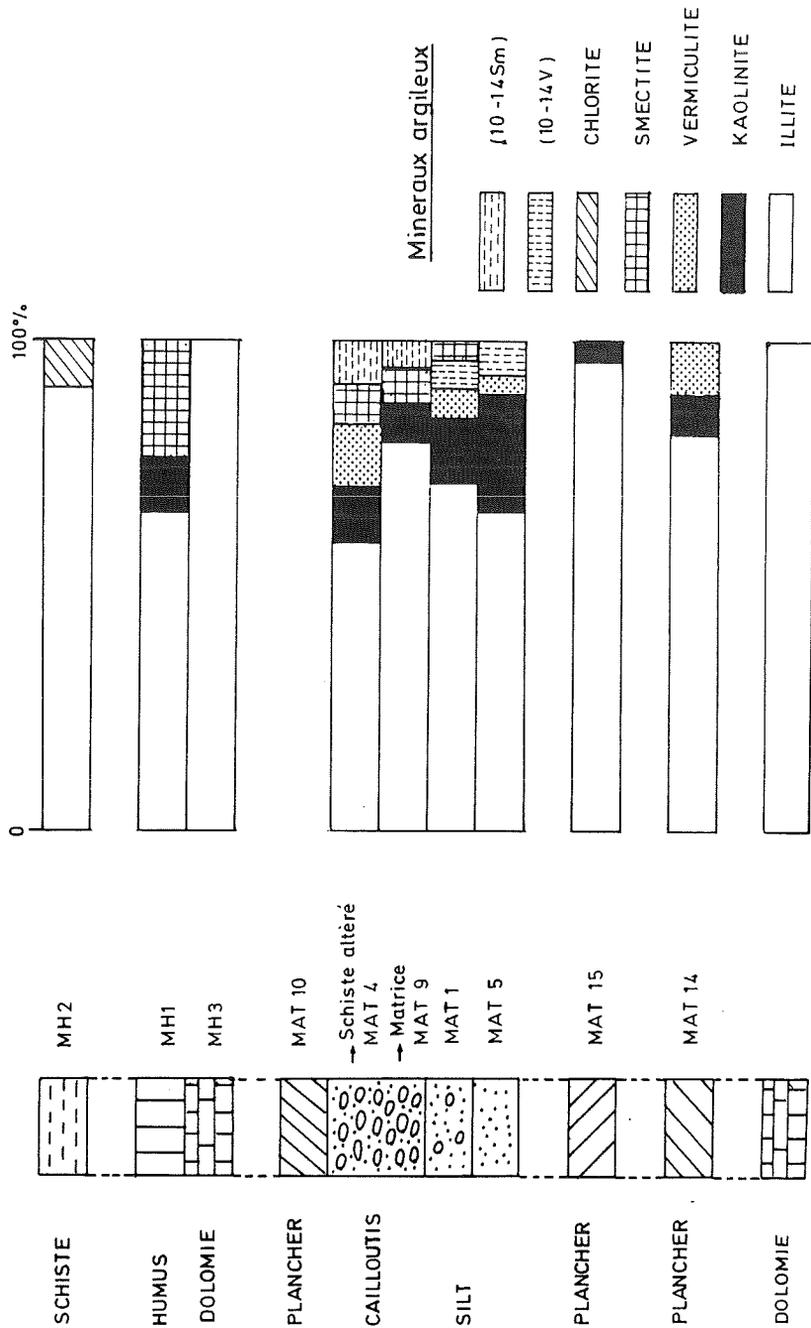


Fig. 4 : Les minéraux argileux dans la roche encaissante et dans une succession-type de dépôts de caverne (Matupi)

*The clay minerals of substratum and in a typical sequence of cave deposits (Matupi)*

### Le substratum

L'échantillon de schiste (MH<sub>2</sub>) a été prélevé le long de la rivière Issehe, au pied des escaliers de Vénus, taillés dans les roches directement au-dessus des dolomies kastifiées. La roche est une siltite à stratification entrecroisée. Au point de vue minéralogique, elle est constituée d'illite (90 %) et de chlorite (10 %).

La dolomie (MH<sub>3</sub>) des grottes (ou dolopelsparite) est constituée à près de 100 % d'illite.

### L'horizon humifère

L'échantillon (MH<sub>1</sub>) a été prélevé en surface sur le substratum dolomitique, à près de 300 m au sud de la grotte Yolohafiri, dans le but de comparer la composition minéralogique du sol actuel et celle des dépôts de grotte.

L'analyse du diffractogramme relève la présence d'illite (65 %), de smectite (24 %) et de kaolinite (11 %).

### Les dépôts des grottes

Ils constituent l'essentiel de cette étude. Selon les niveaux identifiés par l'étude sédimentologique, on distingue de bas en haut :

- les dépôts fins (silt) (MAT 5, MAT 5B) constitués par ordre d'importance décroissante d'illite (65 %), de kaolinite (24 %), de (10-14V) (6 %) et de vermiculite (3 %);
- des dépôts fins avec des cailloux de schiste épars (MAT1) comprenant de l'illite (71 %), de la vermiculite (6 %), (10-14V) (7 %) et de la smectite (3 %);
- des dépôts grossiers (cailloutis) (MAT 4, MAT 9, KAB 5) constitués d'illite (79 %), de kaolinite (8 %), de smectite (7 %) et de (10-14Sm) (6 %).

### Les concrétions

La proportion de minéraux argileux dépend du type de concrétion.

De par leur genèse, les plancher stalagmitiques contiennent généralement plus de minéraux argileux. L'étude du plancher MAT 14 montre une composition minéralogique comprenant : illite (81 %), kaolinite (8 %) et (10-14V) (11 %).

L'échantillon KAB 10 (stalactite) contient uniquement des traces d'illite.

#### 4. DISCUSSION

Comme nous l'avons vu plus haut, l'illite est le minéral prédominant. On l'observe aussi bien dans le substratum que dans les concrétions et dans les dépôts des grottes. L'indice d'aigu (I.A.) permet d'évaluer l'état de cristallinité de l'illite. On peut dire qu'il est bon (I.A.  $\leq 3$  mm) dans le substratum et dans les concrétions, moyen (I.A.  $\leq 6$  mm) dans le cailloutis et très mauvais (illite ouverte  $\geq 10$  mm) dans le cas des silts.

L'indice d'Esquevin (I.E.) est variable (Tab. II). Il est compris entre 0.3 et 0.4 (illite à composition de phengite) dans le schiste et la dolomie du substratum. Dans les dépôts fins et les concrétions, I.E. est supérieur à 0.4 (illite à composition de muscovite).

La chlorite (10 %) n'apparaît que dans le schiste non altéré situé stratigraphiquement au-dessus de la dolomie des grottes. Des réflexions (002) à 7 Å et (004) à 3.5 Å plus intenses que celles de 14 Å indique une chlorite ferrifère.

La kaolinite est un minéral de néoformation dont l'étude de la cristallinité repose sur l'asymétrie du pic à 7 Å (THOREZ, 1976). Seuls les échantillons MAT 5, MAT 5B, et MAT 1 contiennent respectivement 26, 23 et 13 % de kaolinite bien cristallisée. La plupart des autres échantillons (cailloutis) correspondent à des kaolinites désordonnées apparaissant sur les diffractogrammes sous forme d'une bande de diffraction à 7 Å et d'une "bosse" à 4,4 Å.

La smectite s'observe principalement dans l'horizon de surface (MH1 = 24 %), dans le schiste altéré du cailloutis (MAT 7) et dans la matrice argileuse du cailloutis (MAT 4, MAT 9, KAB 5). La smectite est très souvent associée à l'interstratifié (10-14Sm). On observe également (14C-14Sm) dans MAT 9.

Suivant le classement de cristallinité utilisé par THOREZ (1976), MH 1 correspond à la classe B ( $V/p > 0$ ) et les autres à la classe E ( $V/p < 0$ ).

#### 5. CONCLUSION

Etant donné la multiplicité des facteurs intervenant dans la genèse des minéraux argileux, l'interprétation paléoclimatique des minéraux argileux des sols et des profils pédologiques n'est possible que dans des cas exceptionnels (SINGER, 1980).

Le site du Mont Hoyo se prête assez bien à une telle étude car on connaît avec précision le contexte géologique du massif et, dès lors, l'origine des dépôts observés dans

les grottes. Ceux-ci résultent en effet de l'altération et de la transformation des minéraux argileux contenus dans les roches sédimentaires du substratum (schistes, grès, etc.).

L'analyse minéralogique des dépôts des grottes du Mont Hoyo permet ainsi de préciser leur origine et leur genèse.

L'illite, le minéral le plus abondant, résulte de l'altération de la roche mère et est à l'origine des deux séquences observées dans les dépôts :

- Iv → (10-14V) → V (MAT 5, MAT 5B);
- Ism → (10-14Sm) → Vm (MAT 4, MAT 7, MAT 9).

Ces deux types de séquence sont donc assez proches de celles décrites par JACKSON (1969).

Etant donné le confinement topographique et géologique du Mont Hoyo, nous estimons que le climat a été le principal agent d'altération du bed-rock du massif.

La kaolinite a dû se former sous un climat chaud et humide (MAT 5, MAT 5B), favorisant l'altération et le lessivage; dans ces échantillons, la proportion d'illite diminue au profit de la kaolinite et de la vermiculite.

La présence de smectite reflète généralement une altération moins importante et une certaine aridification du climat (SINGER, 1980). Cette évolution du climat se marque également par la présence de kaolinite mal cristallisée (halloysite ?) et une plus grande proportion d'illite (MAT 4, MAT 7, MAT 9).

Comme le signale SINGER (1980), la transformation des minéraux argileux sous l'action du climat demande un temps assez long, et des changements importants dans la composition minéralogique des minéraux argileux ne peuvent se réaliser lors de phases climatiques courtes (moins de 2 000 ans).

Les minéraux argileux les plus évolués (ici la kaolinite) ont pu persister après un changement climatique (dans ce cas, une aridification). Cela expliquerait l'association de kaolinite et de smectite (de transformation) dans les dépôts de cailloutis présumés de phase sèche (MAT 4, MAT 9, KAB 5). La présence de smectite dans l'horizon humifère devrait constituer un héritage de la dernière phase sèche de l'Holocène qui, dans la région étudiée, date de plus ou moins 4 000 BP (voir plus loin).

Cette étude a montré d'une part l'impact de la composition minéralogique du substratum (illite) sur celle des dépôts et d'autre part elle a mis en évidence deux grandes séquences de transformation de minéraux argileux correspondant aux deux grands types de dépôt définis par leur granulométrie (cailloutis, argile).

Les dépôts fins contiennent le plus grand pourcentage de minéraux de néoformation (kaolinite bien cristallisée). Ils se caractérisent aussi par un rapport K/I (0.42) supérieur à la moyenne. L'ensemble de ces caractères suggère donc un lessivage important sous climat chaud et humide.

Les dépôts grossiers se caractérisent par la présence de minéraux gonflants (Sm, (10-14Sm), (14C-14Sm) et très peu de kaolinite mal cristallisée (halloysite ?). L'augmentation du rapport Sm/K indique une genèse sous un climat contrasté, nettement plus sec que le climat actuel.

L'étude des minéraux argileux a donc permis de mettre en évidence deux séquences minéralogiques qui se sont révélées d'un grand intérêt pour l'étude du paléoenvironnement karstique du Mont Hoyo.

### III. PALYNOLOGIE

C'est la première étude pollinique qui envisage à la fois les dépôts détritiques et les concrétions (planchers stalagmitiques) du karst de l'Afrique centrale. Elle avait été précédée des études polliniques de VANNOTEN (1978) et DEBROOK *et al.* (1990, 1990b).

L'étude des dépôts détritiques (cailloutis, limon intermédiaire, silt) a porté sur les échantillons MAT 5, MAT 4, MAT 9, tandis que celle des planchers stalagmitiques a été réalisée sur les échantillons MAT 10, MAT 13, MAT 14, MAT 15.

#### A. LE CONTEXTE PHYTOGÉOGRAPHIQUE DU MONT HOYO

##### La forêt

Le Mont Hoyo est situé à près de 15 km au sud de la limite septentrionale de la forêt équatoriale (Fig. 5).

La forêt ombrophile occupe encore la partie orientale de la cuvette centrale. Elle est limitée au Nord-Est par la ligne de partage des eaux Nil-Zaïre et, à l'exception de la plaine de la Semliki, à l'Est par les contreforts du graben (lac Mobutu).

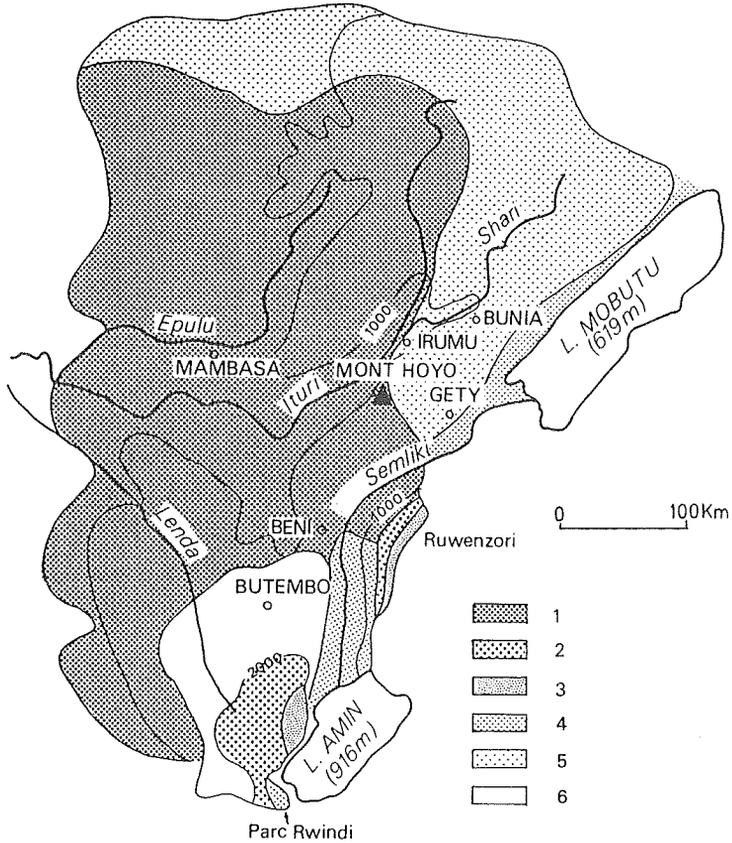


Fig. 5 : Végétation du NE du Zaïre.

1. forêt équatoriale; 2. forêt de montagne et de transition; 3. forêt de bambous; 4. savane à *Protea* et *Acacia*; 5. savane à *Tremeda*; 6. savane à *Ptéridium*

- *Vegetation of the Northeastern part of Zaire*

1. evergreen forest; 2. montane and transition forest; 3. bamboo forest; 4. *Protea* and *Acacia* savanna; 5. *Tremeda* savanna; 6. *Pteridium* savanna.

Tab. III : Analyse pollinique

- *Palynological analysis*

Taxons	MAT 5	MAT 1	MAT 9	MAT 15	MAT 14	MAT 10
FORMATIONS						
AFRO-MONTAGNARDES	-	-	6.1	-	-	-
<i>Hypericum</i>	-	-	2.5	-	-	-
<i>Lobelia</i>	-	-	3.5	-	-	-
FORÊT OMBROPHILE DE MONTAGNE	19.1	6.3	2.5	38.8	57.1	24.8
<i>Canthium</i>	-	-	-	2.1	7.3	-
<i>Allophyllus</i>	1.0	1.3	-	15.1	-	2.7
<i>Dracaenia</i>	-	-	-	2.1	14.2	-
<i>Olox</i>	1.5	-	-	-	-	2.7
<i>Syzygium</i>	1.0	0.6	-	-	-	-
<i>Alchornea</i>	1.0	-	-	-	-	-
<i>Strombosia</i>	1.0	-	-	-	-	-
<i>Carapa</i>	1.0	0.6	-	-	-	-
<i>Mimulopsis</i>	-	0.6	0.5	-	-	-
<i>Costus</i>	2.1	-	-	-	-	-
<i>Fagara</i>	2.7	1.2	1.0	2.9	-	3.5
<i>Acanthaceae</i>	-	-	-	-	-	1.8
<i>Bombacaceae</i>	-	-	-	-	-	4.4
<i>Polypodiaceae</i>	3.6	0.6	-	-	14.2	3.5
<i>Meliaceae</i>	4.1	1.3	1.0	16.5	21.4	6.2
FORET SECONDAIRE DE TRANSITION	18.5	3.2	0.5	9.3	-	17.7
<i>Celtis</i>	15.5	1.9	0.5	9.3	-	15.9
<i>Cissus</i>	3.1	1.3	-	-	-	1.8
SAVANE OU MILIEU OUVERT (ligneux)	4.1	13.3	10.7	5.7	7.1	9.7
<i>Acacia</i>	-	1.3	0.5	-	-	-
<i>Capparis</i>	0.5	1.9	1.5	-	-	-
<i>Dombeya</i>	1.6	1.9	1.5	-	-	-
<i>Pavetta</i>			1.0			

Tab. III : Analyse pollinique (suite)

*Palynological analysis (continued)*

Taxons	MAT 5	MAT 1	MAT 9	MAT 15	MAT 14	MAT 10
<i>Triumfeta</i>	1.0	-	1.5	-	-	-
<i>Euphorbiaceae</i>	-	5.1	1.5	5.7	-	2.6
<i>Chenopodiaceae</i>	1.0	2.5	3.0	-	7.1	4.5
<i>Solanaceae</i>	-	0.6	-	-	-	-
<i>Amaranthaceae</i>	-	-	-	-	-	2.6
SAVANE OU MILIEU OUVERT (herbacées)	38.1	59.5	69.4	12.9	21.4	23.9
<i>Gramineae</i>	38.1	15.8	69.4	12.9	21.4	23.9
<i>Leguminoseae Papilionoideae</i> ( <i>Indigofera</i> )	-	39.2	-	-	-	-
<i>Leguminoseae Caesalpinoideae</i> ( <i>Cassia</i> )	-	4.5	-	-	-	-
FORMATION DE MARECAGES	3.6	1.3	1.0	3.6	14.3	5.3
<i>Typha</i>	0.5	0.6	0.5	1.4	-	0.8
<i>Nymphaea</i>	0.5	-	-	-	-	-
<i>Ipomea</i>	0.5	-	0.5	-	-	-
<i>Myricaceae</i>	2.1	0.6	-	1.4	14.3	1.8
<i>Haloragaceae</i>	-	-	-	0.8	-	-
<i>Cyperaceae</i>	-	-	-	-	-	2.6
DIVERS	7.7	5.7	1.0	14.4	-	8.8
<i>Compositae</i>	3.1	3.8	1.0	0.8	-	1.7
<i>Liliaceae</i>	4.6	1.9	-	13.6	-	7.1
INDETERMINES	8.7	10.8	8.7	15.1	-	9.7
SPORES	65	9	51	42	77	141
<i>Pteridium trilete</i>	35	2	31	11	50	56
<i>Spore monolete</i>	30	7	20	31	27	85

La forêt ombrophile suit plus ou moins régulièrement la courbe de niveau de 1000 m. Lorsque la forêt dépasse cette limite, elle se présente sous forme d'une forêt de transition comprenant de nombreuses espèces de montagne.

Entre Komanda et Beni, la forêt se présente sous forme d'un peuplement presque homogène de *Cynometra alexandri*. Mais les forêts de remplacement et/ou secondaires sont de plus en plus abondantes et dépassent à certains endroits 40% de la surface boisée (LEBRUN, 1934). Parmi les espèces caractéristiques de cette évolution, on peut citer : *Alstonia*, *Cordia*, *Ficus* et *Croton*. Les autres espèces forestières sont : *Entandrophragma*, *Guarea*, *Lovoa*, *Chlorophora*, *Berlinia*, *Mimulopsis*, etc.

### La savane

La transition entre la forêt et la savane est caractérisée par des galeries forestières qui remontent le long des rivières Ituri et Shari, parfois jusqu'à des altitudes supérieures à 1500 m (région de Djugu). Celles-ci présentent un faciès forestier nettement marqué, caractérisé par *Fagara*, *Combretum*, *Ficus*, *Sapium*, etc. (LEBRUN, 1934).

A l'Est, vers Bogoro, on observe des savanes à herbes courtes, à *Dombeya* et à *Ficus carpensis*.

Située à près de 50 km au N.E. du Mont Hoyo, la plaine du lac Mobutu (altitude : 619 m) se caractérise par une végétation herbacée de caractère xéromorphique. Les "plantes grasses" de la savane sont représentées par des *Euphorbiaceae*, *Cactaceae*, *Vitaceae*, *Liliaceae* (LEBRUN, 1934).

Les bords du lac sont colonisés par des espèces hygrophiles, par des *Cyperaceae* et des *Gramineae* (LEBRUN, 1934).

## B. LES ANALYSES

### 1. LES TECHNIQUES DE PRÉPARATION DES ÉCHANTILLONS

#### Les dépôts détritiques

La préparation des échantillons peut être résumée de la manière suivante :

- peser 25 gr d'échantillon;
- traiter à l'aide d'acide fluorhydrique (150 ml) pendant 48 heures;

- ajouter 50 ml d'acide acétique et mélanger;
- préparer l'acétolyse (1 part d'acide sulfurique et 9 part d'anhydride acétique);
- mettre le tube contenant l'échantillon au bain-marie à 100° C pendant 15 minutes;
- ajouter de l'eau et faire passer dans un filtre de 12 µm;
- centrifuger et réaliser la lame.

### Les concrétions

La technique utilisée par BASTIN (1990) n'a permis d'observer qu'un petit nombre de pollens (10 à 15 pollens/lame). Par contre, elle a mis en évidence un grand nombre de spores de champignons.

La technique de préparation utilisée pour les concrétions a donc été adaptée de la manière suivante :

- les concrétions riches en minéraux argileux (planchers stalagmitiques) ont subi une attaque au HCl, une attaque au HF, puis le même traitement que celui utilisé pour les dépôts détritiques.

## 2. LES RÉSULTATS

La couverture forestière du Mont Hoyo présente des caractères apparentés à ceux d'une forêt ombrophile de montagne. La classification (Tab. III) des taxons correspond à celle utilisée actuellement par E.ROCHE (Service de Palynologie de Tervuren).

### Les formations afro-montagnardes

Elles sont caractérisées par *Lobelia (Lobeliaceae)* et *Hypericum (Guttifereae)* et ne constituent, par exemple, que 6 % des échantillons MAT 9 (cailloutis).

### Les formations de forêt ombrophile de montagne

Elles sont bien représentées dans les dépôts fins (MAT 5) (19 %) et dans les planchers (MAT 14 et MAT 15) (respectivement 57 et 39 %). On distingue : *Fagara (Rutaceae)*, *Allophylus (Sapindaceae)*, *Canthium (Rubiaceae)*, *Polypodiaceae*, *Meliaceae* (surtout *Trichilia*), *Bombacaceae*, *Costus (Zingiberaceae)*, *Olax (Olacaceae)*, *Dracaenia (Agavaceae)*, etc.

### Les formations de forêt secondaire de transition ou de forêt-galerie

Ces formations sont caractérisées par *Celtis* (*Ulmaceae*) que l'on observe surtout dans le silt (MAT 5, 18 %) et dans les planchers stalagmitiques (MAT 15, 9 %; MAT 10, 17 %). On observe également *Cissus* (*Vitaceae*).

### Les formations ligneuses de savane

Les formations ligneuses de savane sont observées principalement dans le limon intermédiaire (MAT 1) (13 %) et dans le cailloutis (MAT 9, 11 %). Elles sont caractérisées par les *Euphorbiaceae* (surtout *Hymenocardia acida*) et les *Chenopodiaceae*. On observe également *Dombeya* (*Sterculiaceae*), *Pavetta* (*Rubiaceae*), *Acacia* (*Mimosoideae*) et *Capparis* (*Capparidaceae*).

### Les formations herbacées de savane

Elles sont représentées par les *Gramineae* et les *Leguminosae*. Les *Gramineae* sont particulièrement abondantes dans l'échantillon MAT 9 où elles représentent 69 % du total. Les *Leguminosae-Papilionoideae* (*Indigofera*) et les *Leguminosae Caesalpinoidae* (*Cassia*) constituent la principale caractéristique de MAT 1 (44 %).

### Les formations de marécage

Elles sont surtout représentées par *Myrica* (*Myricaceae*) (2 % de MAT 5), par *Ipomea* (*Convolvulaceae*), *Nymphaea* (*Nymphaeaceae*), *Thypha* (*Nymphaeaceae*), *Cyperaceae* et *Haloragaceae*.

### Les divers

Ils comprennent les *Compositae* et les *Liliaceae* (surtout *Gloriosa superba*). Ils sont représentés surtout dans le silt (MAT 5) (8 %) et dans les planchers stalagmitiques (MAT 15).

### Les spores

On distingue *Pteridium* et des spores monoletes. Les spores sont abondantes dans les planchers stalagmitiques. Dans les milieux forestiers, on remarque que la taille des spores est, en moyenne, plus grande que dans les milieux ouverts.

Si on fait abstraction de l'échantillon MAT 1 (pauvre en spores), on constate une prédominance des spores monoletes dans les milieux forestiers et du *Pteridium* dans le milieu ouvert.

Nous avons observé un grand nombre de spores de champignons (*Monoporisporites*, *Dicellaesporites*, *Multicellusporites*) dans les concrétions.

### 3. DISCUSSION

L'étude des diagrammes polliniques (Fig. 6) montre la distribution des différents taxons entre l'échantillon MAT 15 (plancher) et les échantillons MAT 1, MAT 5, MAT 9 et MAT 10.

L'échantillon MAT 15 indique une prédominance des formations de forêt ombrophile où dominent les *Meliaceae* (surtout *Trichilia*), *Khaya*, *Allophyllus*, *Dracaenia*, *Fagara*, *Canthium*.

Le pourcentage élevé de *Gloriosa superba* (*Liliaceae*) et le faible pourcentage de *Gramineae* renforce la caractère humide du milieu, donc du climat.

Comparativement à la flore actuelle (LEBRUN, 1934), on note l'absence de *Ficus* (*Moraceae*), de *Cynometra* (*Leguminosae*). Nous n'avons pas non plus observé *Hippocratea*, et *Tapinanthus* qui avaient été signalés par BROOK *et al.* (1990b).

L'échantillon MAT 5 se caractérise par 38 % de *Gramineae* et la présence de *Celtis* (15 %) et de *Cissus* (3 %). Selon LEBRUN (1934), *Carapa* et *Pavetta* sont caractéristiques de la forêt galerie observée le long de la rivière Ituri.

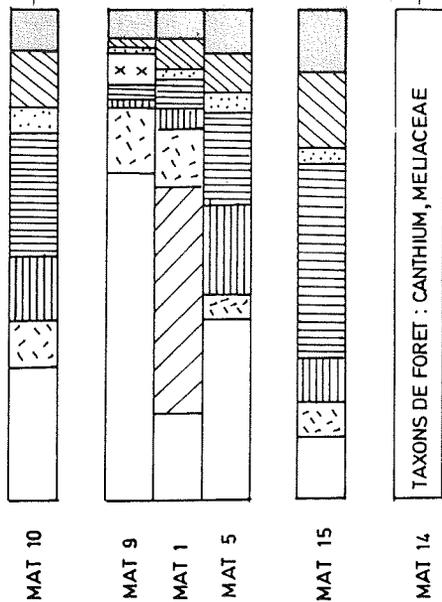
Notons que *Celtis* n'est pas répertoriée dans la description de la flore de la région (LEBRUN, 1934).

L'échantillon MAT 1 montre un pourcentage important d'herbacées (59 %), caractéristiques d'un milieu ouvert. La présence d'*Indigofera*, d'*Euphorbiaceae* (*Hymenocardia acida*), de *Cassia*, et de *Cissus* suggère le développement d'une savane à caractère xérophytique ou xéromorphique (LEBRUN, 1934); des formations similaires sont observées actuellement à 50 km au N.E. dans la plaine du lac Mobutu (Kasenyi : altitude 619 m, 26° C, 950 mm).

L'échantillon MAT 9 est caractéristique d'un milieu ouvert (69 % de *Gramineae*). On y observe le développement d'*Hypericum*, de *Lobelia*, de *Mimulopsis* et de *Chenopodium*.

Observées à une altitude de plus de 2000 m sur les flancs du Ruwenzori (LEBRUN, 1934), ces formations afro-montagnardes suggèrent un climat plus froid que

A-



B-

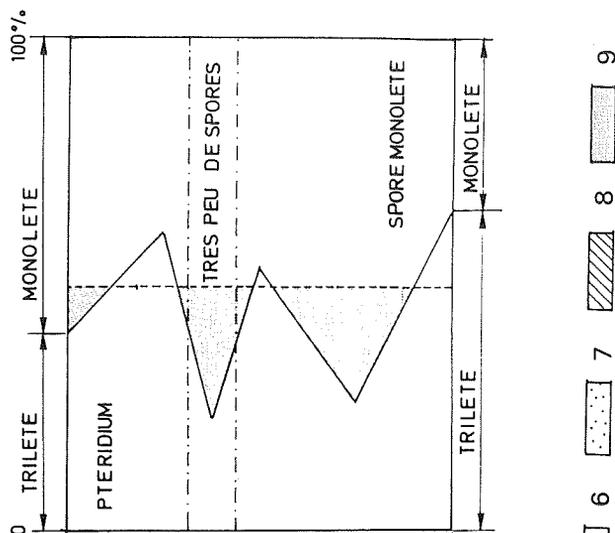


Fig. 6 : Pollens (A) et spores (B) dans une succession-type de dépôts de caverne (Matupi).

1. graminées; 2. légumineuses; 3. savane (lignuse); 4. forêt secondaire; 5. forêt ombrophile; 6. forêt afroantagnarde; 7. végétation de marécage; 8. divers; 9. indéterminés.

Pollens (A) and spores (B) in a typical sequence of cave deposits (Matupi).

1. gramineae; 2. leguminosae; 3. savanna (wooded); 4. secondary forest; 5. evergreen forest; 6. afroantagnare forest; 7. swamp vegetation; 8. diverse; 9. undetermined.

l'actuel. La différence d'altitude existant entre leur biotope actuel et les grottes du Mont Hoyo (1100 m) est donc de 900 m. Si on tient compte du gradient thermique moyen de l'atmosphère (1°/180 m), la température existant au moment du dépôt de MAT 9 devait être environ -5° C inférieure à la valeur actuelle (20° C), soit environ 15° C.

On notera que nous n'avons pas observé : *Olea*, *Podocarpus*, *Hagenia* et *Erica* dont l'altitude de développement actuel dans le Ruwenzori dépasse 2600 m.

L'échantillon MAT 10 est caractérisé par *Meliaceae* (6.2 %), *Bombacaceae* (4.4 %), *Acanthaceae* (1.8 %), *Olacaceae* (2.7 %), *Celtis* (15.9 %) *Gramineae* (23.9 %), *Cyperaceae* (2.6 %) et par les spores monoletes (60 %).

L'échantillon MAT 14 n'a révélé qu'une vingtaine de pollens parmi lesquels on note : *Polypodiaceae*, *Meliaceae*, *Dracaenia* et on observe une majorité de *Pteris* sur un total de 10 spores. L'échantillonnage est donc insuffisant pour déterminer d'une manière précise les caractères du milieu.

#### 4. CONCLUSION

La technique de récupération des pollens (BASTIN, 1990) s'est révélée inadéquate pour les concrétions contenant des sulfates (KAB 10). Elle a dû être adaptée pour l'analyse pollinique des planchers stalagmitiques riches en minéraux argileux (MAT 10, MAT 11, MAT 14, MAT 15).

L'analyse pollinique a permis de distinguer quatre grandes séquences dans l'évolution du paléoenvironnement du Mont Hoyo.

La séquence correspondant à MAT 5 occupe la base du dépôt détritique (silt). Elle met en évidence des taxons de forêt secondaire de transition (ou forêt galerie) caractérisées par *Celtis* et *Cissus*.

La deuxième séquence (MAT 1) (limon intermédiaire) se caractérise par le développement des taxons de milieu ouvert (*Gramineae*, *Legumiseae*, *Papilionoïdae*) de climat chaud et sec.

La troisième séquence (MAT 9) montre l'accroissement très net des *Gramineae* (69 %) et la présence de deux taxons de montagne (*Lobelia*, *Hypericum*). Cela suggère des conditions plus sèches et plus froides que la séquence précédente.

La quatrième séquence concerne les planchers stalagmitiques (MAT 15, MAT 14, MAT 10). On observe le développement des taxons forestiers où apparaissent *Canthium*, *Trichilia*, *Meliaceae*, *Liliaceae* (*Gloriosa superba*), *Bombacaceae*.

Les concrétions stalagmitiques se sont révélées relativement pauvres en pollens et riches en spores.

Les principales spores observées dans les concrétions sont :

- les spores de champignons ;
- les spores triletes (*Pteridium*) indiquant des conditions plus froides;
- les spores monoletes souvent associées aux taxons forestiers.

#### IV. LA DATATION DES CONCRETIONS

Ne disposant pas d'un matériel de carottage, l'échantillonnage des concrétions a été réalisé sur base de leur seul intérêt géomorphologique.

La technique de datation par  $^{14}\text{C}$  a été utilisée plus particulièrement pour l'analyse des planchers stalagmitiques, plus riches en éléments détritiques contenant du thorium exogène ( $^{232}\text{Th}$  et  $^{230}\text{Th}$ ), et convenant donc moins bien à la datation par  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ .

La technique de datation par  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  a porté soit sur les concrétions dont l'âge pouvait dépasser la limite d'utilisation de la technique de datation par  $^{14}\text{C}$  (35000 ans), soit sur celles qui étaient exemptes d'éléments détritiques.

L'échantillon MAT 13 a été daté par les deux techniques. Cela a permis de déterminer la valeur du coefficient correcteur  $q$  (GEWELT, 1985, 1986; BASTIN & GEWELT, 1986) utilisé dans la datation  $^{14}\text{C}$  des carbonates.

#### A. LA DATATION PAR $^{14}\text{C}$

##### 1. PRINCIPE

La datation par  $^{14}\text{C}$  repose sur la relation fondamentale de la radioactivité :

$$t = -\frac{1}{\lambda} \cdot \ln \frac{A}{A_0}$$

t = âge de l'échantillon

$\lambda$  = constante radioactive (ou de désintégration) =  $\frac{\ln 2}{T}$

T = période ou demi-vie = 5568 ans

$A_0$  = activité  $^{14}\text{C}$  initiale (t = 0) supposée restée constante et égale à l'activité du bois moderne

A = activité  $^{14}\text{C}$  restante au temps t.

La proportion de carbone mort diminuant l'activité  $^{14}\text{C}$  initiale peut être exprimée par le facteur de dilution q (VOGEL, 1970; GEYH, 1974 *in* GEWELT, 1985).

La relation fondamentale devient donc :

$$t = -\frac{1}{\lambda} \cdot \ln \frac{A}{A_0 \cdot q}$$

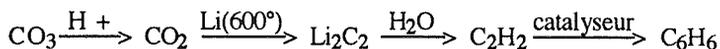
avec A (éch.) =  $A_0 \cdot q \cdot e^{-\lambda t}$

## 2. TECHNIQUE ET ANALYSE

La technique utilisée s'inspire de celle décrite par FONTES (1971) et par GEWELT (1983a, 1983b).

L'analyse  $^{14}\text{C}$  s'effectue par comptage  $\beta$  en scintillation liquide du benzène synthétisé à partir de  $\text{CO}_2$  produit par l'acidolyse du carbonate de calcium contenu dans les échantillons.

La synthèse du benzène à partir du  $\text{CaCO}_3$  contenu dans les concrétions est réalisée à partir de la chaîne des réactions suivantes (FONTES, 1971) :



Les opérations nécessaires au traitement chimique et à la datation des échantillons de calcite peuvent être résumées de la manière suivante :

- prétraiter 50 gr d'échantillon en réalisant une attaque au HCl dilué pendant 10 minutes de manière à éliminer les parties superficielles éventuellement contaminées;
- laver à l'eau distillée et sécher à l'étuve pendant 12 heures;
- faire réagir HCl O<sub>4</sub> avec la calcite pour obtenir du CO<sub>2</sub>;
- faire réagir le CO<sub>2</sub> avec du Li à la température de 600°;
- formation d'acétylène (C<sub>2</sub>H<sub>2</sub>) par la réaction de Li<sub>2</sub>C<sub>2</sub> avec H<sub>2</sub>O;

- formation de benzène ( $C_6H_6$ ) à partir de la réaction entre  $C_2H_2$  et un catalyseur (alumine chromate);
- mettre le benzène et 8 mg de scintillant Buthyl PBD par gr. de  $C_6H_6$  dans un flacon de verre en borosilicate à faible teneur en potassium;
- mesurer le rayonnement  $\beta$ -émis par le  $^{14}C$  de l'échantillon à l'aide d'un spectromètre à scintillation liquide de marque TRICARB 2250 CA. Le bruit de fond est fourni par le comptage d'un flacon de benzène "mort" de poids équivalent à celui de l'échantillon; la mesure du standard NRS scellé et l'activité  $^{14}C$  initiale ( $A_0$ ) est fournie par le comptage  $\beta$  d'un flacon scellé contenant la Standard NBS;
- analyser le spectre  $\beta$ - à l'aide d'un programme informatique qui donne l'activité  $^{14}C$  ( $A$ ) restante au temps  $t$ .

### 3. LES RÉSULTATS

Le Tab. IV reprend les résultats des cinq datations  $^{14}C$  réalisées sur les concrétions stalagmitiques. A l'exception de MAT 11, toutes les datations  $^{14}C$  ont été réalisées sur les planchers stalagmitiques de la grotte Matupi.

Le rapport  $A/A_0 \times 100$  représente le pourcentage de "carbone moderne", calculé par le rapport entre l'activité  $^{14}C$  de l'échantillon ( $A$ ) et l'activité initiale ( $A_0$ ) qui est égale à 95 % de l'activité du Standard du NBS (acide oxalique SRM-49990) (GEWELT, 1986).

Les âges  $^{14}C$  bruts et conventionnels des carbonates sont les âges apparents utilisant la valeur moyenne du  $\delta^{13}C = -8 \pm 2\text{‰}$  préconisée par STUIVER et POLACH (1977) pour les concrétions stalagmitiques. Cette correction consiste à ajouter  $275 \pm 50$  ans aux âges  $^{14}C$  bruts.

L'âge  $^{14}C$  corrigé tient compte du facteur de dilution ( $q$ ). Lorsque  $q = 0.85$ , il suffit de soustraire 1306 ans. En admettant une incertitude de  $\pm 5\%$  sur la correction de  $A_0$ , l'erreur sur l'âge  $^{14}C$  corrigé est d'environ 500 ans.

### 4. DISCUSSION

Les résultats des datations  $^{14}C$  mettent clairement en évidence trois phases de concrétionnement et permettent de faire les remarques suivantes :

- les échantillons MAT 10, MAT 11 et MAT 13 correspondant à une seule et même phase de concrétionnement récent ( $2.2 \pm 0.2$  ka);

Tab. IV : Résultats des analyses  $^{14}\text{C}$   
*Results of the  $^{14}\text{C}$  analysis*

N° échantillon	N° Labo (CEN/Mol)	$A/A_0 \times 100$ $\pm 1 \sigma$	Age $^{14}\text{C}$ brut (ans BP)	Age $^{14}\text{C}$ conventionnel (ans BP)	Age $^{14}\text{C}$ corrigé avec $q = 0.85 \pm 0.05$ (ka BP)	Nature - Localisation
MAT 10	MBN 420	$67.37 \pm 0.33$	$3\ 173^{+39}_{-40}$	$3\ 450 \pm 65$ BP	$2.1 \pm 0.5$	Plancher Matupi sur cailloutis
MAT 11	MBN 421	$66.92 \pm 0.42$	$3\ 226 \pm 51$	$3\ 500 \pm 70$ BP	$2.2 \pm 0.5$	Concrétion Matupi
MAT 13	MBN 432	$66.01 \pm 0.36$	$3\ 340 \pm 40$	$3\ 610 \pm 70$ BP	$2.3 \pm 0.5$	Plancher daté aussi par $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$
MAT 14	MBN 430	$2.48 \pm 0.14$	$29\ 700^{+449}_{-476}$	$29\ 980 \pm 460$ BP	$28.7 \pm 0.5$	Plancher Matupi (grand couloir Nord)
MAT 15	MBN 431	$40.42 \pm 0.34$	$7\ 276^{+68}_{-69}$	$7\ 550 \pm 85$ BP	$6.2 \pm 0.5$	Plancher Matupi (grand couloir Nord)

Erreur sur  $\delta^{13}\text{C}$  mesuré :  $1\sigma = 0.1\%$

- l'échantillon MAT 15 ( $6.2 \pm 0.5$  k.a) correspond à l'Optimum thermal de l'Holocène (ROCHE, 1992);
- l'échantillon MAT 14 ( $28.7 \pm 0.5$  ka) est situé dans une fourchette proche de celle de l'Interstade de Kalambo (VAN ZINDEREN BAKKER, 1964).

Les études de GEWELT (1986) et de BASTIN & GEWELT (1986) ont conduit à utiliser une valeur de  $q = 0.85 \pm 0.05$  pour les grottes belges. L'analyse comparative  $^{14}\text{C}$  et  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  de l'échantillon MAT 13 donne une valeur de  $q = 0.84$  ce qui signifie que la valeur de  $q = 0.85 \pm 0.05$  utilisée par GEWELT (1985, 1986) pour les concrétions des grottes belges est applicable à celles du Mont Hoyo.

## B. LA DATATION PAR $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$

### 1. TECHNIQUE ET ANALYSE

La technique utilisée est celle mise au point dans la section "Mesures des faibles radioactivités" du CEN/SCK de Mol. Elle a été décrite à plusieurs reprises par GEWELT (1985, 1986b) et par HURTGEN *et al.* (1985). Elle respecte les principes généraux exposés par IVANOVICH *et al.* (1982).

La méthode peut être résumée de la manière suivante :

- déterminer au préalable la concentration de l'échantillon en uranium par fluorimétrie, afin de déterminer le poids optimal de l'échantillon à traiter (GEWELT, 1985);
- prétraiter l'échantillon par une attaque superficielle au HCl 2 M, rinçage à l'eau distillée et séchage à l'étuve pendant 12 heures, de manière à éliminer la partie extérieure de l'échantillon, éventuellement contaminée;
- dissolution de l'échantillon dans  $\text{HNO}_3$  8 M;
- ajouter des traceurs radioactifs (solution de  $^{232}\text{U}$  avec  $\text{BaSO}_4$  et solution de  $^{229}\text{Th}$  dans  $\text{HNO}_3$ );
- réaliser l'extraction liquide-liquide dans un mélange de 85 % de MIBK - 15 % TBP puis réextraction par  $\text{H}_2\text{O}$  et HCl 8M;
- réaliser la chromatographie en séparant U et Th sur résine échangeuse d'anions en milieu HCl 8 M;
- électroposition sur coupelle en acier inoxydable;
- comptage séparé de U et de Th en spectrométrie  $\alpha$  pendant 500 000 secondes grâce à une installation de marque Canberra Quad alpha spectrometer 7404;
- traitement informatique des spectres U et Th;

- calcul et, éventuellement, correction de l'âge des échantillons.

## 2. LES RÉSULTATS

Les rendements chimiques ont été déterminés grâce à l'addition de traceurs radioactifs ( $^{232}\text{U}$  et  $^{229}\text{Th}$ ). Pour les cinq échantillons analysés, les rendements chimiques ont été supérieurs à 65 % (moyenne de 78 %) pour l'uranium et supérieurs à 42 % (moyenne de 68 %) pour le thorium.

Les mesures de la concentration en uranium (annexe 2) indiquent des valeurs parfois très différentes de celles qui ont été observées par fluorimétrie. Cela pourrait s'expliquer par la présence d'aragonite dans les concrétions (MICHEL, 1991, 1992).

Echantillon	U (%)	Th (%)
MAT 13	90.6	89.2
KAB 10	69.5	42.8
KAB 11	65.4	75.3
KAB 20	70.8	55.3
KAB 21	93.9	79.6

Tab. V : Rendements chimiques - *Chemical yields*

A l'exception d'un échantillon (KAB 11), les concentrations en uranium mesurées par spectrométrie sont très élevées (moyenne de 2.72 ppm) et nettement supérieures à celles mesurées par GEWELT (1986) dans les concrétions des grottes belges.

Echantillon	Analyse par fluorimétrie (ppm)	Analyse par spectro. $\alpha$ (ppm)
MAT 13	1.67	4.338
KAB 10	-	4.488
KAB 11	0.67	0.458
KAB 20	0.04	1.097
KAB 21	3.42	3.268

Tab. VI : Concentration en uranium - *U concentration*

Tab.VII : Concentration en uranium, rapport d'activité U et Th, âges des concrétions  
*U concentration, U and Th activity ratio and age of the concretions.*

N° échantillon	[U] ppm $\pm 1\sigma$	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ $\pm 1\sigma$	$(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_0$ $\pm 1\sigma$	$^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ $\pm 1\sigma$	$^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ $\pm 1\sigma$	Age $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ (ka)	Nature - Localisation
MAT 13	$4.338 \pm 0.062$	$1.594 \pm 0.032$	$1.598 \pm 0.033$	$62 \pm 14$	$0.021 \pm 0.001$	$2.2 \pm 0.2$	Plancher daté également par $^{14}\text{C}$
KAB 10	$4.488 \pm 0.064$	$2.673 \pm 0.054$	$2.805 \pm 0.064$	$889 \pm 96$	$0.220 \pm 0.006$	$26.8 \pm 1.1$	Stalactite Kabambi
KAB 11	$0.458 \pm 0.009$	$1.379 \pm 0.036$	1.530	$14.72 \pm 0.73$	$1.145 \pm 0.034$	$> 350$	Plancher Kabambi
KAB 20	$1.097 \pm 0.016$	$1.383 \pm 0.029$	$1.531 \pm 0.053$	$226 \pm 18$	$0.673 \pm 0.01\#8$	$115 \pm 7$	Concrétion Kabambi (génération 2)
KAB 21	$3.268 \pm 0.048$	$1.439 \pm 0.030$	$1.699 \pm 0.079$	$71 \pm 5$	$0.820 \pm 0.021$	$164^+ 15$ $164^- 13$	Concrétion Kabambi (génération 1)

Les erreurs ( $\pm 1\sigma$ ) sont celles de la statistique de comptage.

Deux échantillons ont un rapport  $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$  élevé (889 pour KAB 10, 226 pour KAB 21); ils correspondent à la calcite la plus pure.

Pour l'échantillon KAB 11, on doit faire les remarques suivantes :

- le rapport  $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$  (14.72) indique une contamination par du thorium exogène.

L'observation macroscopique avait, en effet, révélé des traces d'altération;

- le rapport  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  est supérieur à 1.

### 3. DISCUSSION

La chronologie réalisée par  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  (tableau VII) complète parfaitement celle réalisée par  $^{14}\text{C}$ .

L'échantillon MAT 13 est contemporain des échantillons MBN 420 (MAT 10) et MBN 421 (MAT 11). Il a été daté à la fois par  $^{14}\text{C}$  ( $2.3 \pm 0.5$  ka) et par  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  ( $2.2 \pm 0.2$  ka). Les deux techniques utilisées donnent donc des valeurs similaires.

Comme il a été vu plus haut, la comparaison des deux techniques a permis de calculer la valeur du coefficient q (GEWELT, 1985) à utiliser pour la datation  $^{14}\text{C}$ . Cette valeur est donnée à titre purement indicatif; elle devrait être confirmée par d'autres mesures, mais elle correspond remarquablement bien à celle donnée par GEWELT (1986) pour les concrétions Holocènes des grottes belges.

L'analyse des échantillons KAB 20 et KAB 21 a révélé des datations très intéressantes pour l'étude du Pléistocène. Ces échantillons ont été prélevés sur une concrétion qui a subi une phase érosive. La différence d'âge entre ces deux échantillons doit correspondre, au moins en partie, à une importante phase humide observée en Afrique orientale : l'Interglaciaire Teleki-Liki (MAHANEY, 1989).

L'âge de KAB 10 ( $26.8 \pm 1.1$  k.a) est assez proche de celui de MAT 14 ( $28.7 \pm 0.5$  k.a) mais si on se base sur leur composition minéralogique (KAB 10 = calcite + aragonite), ils pourraient appartenir à deux phases climatiques différentes (MICHEL, 1991, 1992).

## V. DISCUSSION GÉNÉRALE

L'étude de la morphologie des dépôts karstique (Michel, 1991, 1992) a donné des résultats très intéressants pour l'étude des paléoenvironnements quaternaires du Mont Hoyo. Les études sédimentologiques et polliniques ont montré que les phases de sédimentation sont contemporaines d'un climat de transition pour le silt et d'un climat de savane sèche et froide pour le cailloutis.

L'érosion karstique s'accélère durant les phases les plus humides (précipitations supérieures à la moyenne actuelle); elle remanie les dépôts des conduits partiellement obstrués lors des phases sèches et/ou érode les stalagmites situées dans les conduits les plus actifs.

La croissance des concrétions peut aussi bien s'observer sous climat de savane que sous climat de forêt (BROOK *et al.*, 1990b).

L'arrêt du concrétionnement est contemporain d'un climat très sec à végétation xérophytique (BROOK, 1990b; MICHEL, 1991). Il s'explique soit par l'absence de percolation (faibles précipitations), soit par la percolation d'eaux pauvres en CO<sub>2</sub> et en acides organiques (MICHEL, 1991)

Certaines concrétions des grottes du Mont Hoyo présentent des traces d'altération (MICHEL, 1991, 1992) et/ou de redissolution (BROOK *et al.*, 1990b). Les traces d'altération (différentielles) s'observent principalement sur les concrétions les plus anciennes. L'origine de cette altération est difficile à cerner. Cependant, il n'est pas impossible d'imaginer qu'elle se sont réalisées sous un dépôt de guano. Cette hypothèse est concevable vu le volume et la composition chimique du guano (MICHEL, 1991) ainsi que les nombreux débris de concrétions altérées que nous avons observés dans les sables où le guano est particulièrement abondant.

Selon BROOK *et al.* (1990b), l'arrêt du concrétionnement a une origine climatique et résulte d'une sursaturation des eaux de percolation pénétrant dans les salles. BROOK *et al.* (1990b) estiment que cette sursaturation est due à une évacuation insuffisante du CO<sub>2</sub> dans les salles et d'une faible teneur en CO<sub>2</sub> dans le sol résultant d'une diminution de la couverture végétale!

Nous pensons que les discordances observées au Mont Hoyo, entre certaines phases de concrétionnement résultent d'une érosion mécanique et non d'une redissolution comme le pensaient BROOK *et al.* (1990b). L'ampleur de ce phénomène ne se marque pas seulement dans la grotte Matupi (BROOK *et al.*, 1990b) mais surtout dans la grotte

Kabambi (roche champignon, KAB 20). Cette érosion a dû se produire durant les phases les plus humides lorsque l'eau (de véritables rivières ?) déblayait les conduits partiellement obstrués lors des phases sèches.

Les phases humides ont favorisé la formation des planchers stalagmitiques dans les conduits à l'abri d'un écoulement efficace. Les analyses polliniques y ont en effet montré la prépondérance des taxons forestiers et l'analyse minéralogique des argiles indique un accroissement des minéraux de néoformation (kaolinite). Rappelons que les planchers stalagmitiques ne se sont développés que dans des couloirs étroits à l'abri de l'érosion et parfois sur les dépôts qui les avaient obstrués .

L'étagement et la similitude des âges de certains planchers témoignent du caractère généralisé de ce phénomène . L'analyse pollinique et minéralogique de ces planchers suggère donc une genèse sous climat humide.

S'appuyant sur deux techniques différentes ( $^{14}\text{C}$ ,  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ ), la datation des concrétions a permis d'identifier plusieurs phases climatiques, surtout des phases humides.

Si on fait abstraction du plancher échantillonné en KAB 11 (âge supérieur à 350 000 ans ?), la phase humide la plus ancienne est révélée par KAB 20 et KAB 21. Cette concrétion se caractérise par un hiatus de près de 50 000 ans (entre 115 000 et 165 000 B.P.). Celui-ci résulte plus que probablement d'une phase d'érosion qui est également à l'origine d'une "roche champignon" observée dans la salle de la Mesa (grotte Kabambi). En effet, ces deux formes d'érosion ne sont distantes que de 50 m.

Bien que nous ne disposons pas d'informations très précises concernant cette période du Pléistocène, il est probable que cet épisode coïncide avec l'Interglaciaire Teleki-Liki (MAHANEY, 1989). En se fondant sur la distribution d'une diatomée lacustre de zone sèche et de phytolithes dans les sédiments marins du Golfe de Guinée, POKRAS *et al.* (1985) ont en effet mis en évidence une faible proportion de *Melosira* donc d'un climat humide vers  $129\ 000 \pm 4\ 000$  ans. Cette importante phase humide est contemporaine d'un débit maximum du Nil (ROSSIGNOL-STRICK, 1983), d'une insolation maximum (BERGER, 1978), d'un épisode lacustre dans le Sahara (PETIT-MAIRE, 1991) et d'une petite augmentation de la concentration du méthane atmosphérique (CHAPELLAZ *et al.*, 1990).

L'étude pollinique et l'étude des minéraux argileux ont montré que ces planchers (MAT 10, MAT 11, MAT 14, MAT 15) se sont formés sous climat humide. Nous avons distingué trois phases :

	Dates (ka)	Auteurs ou n° échantillons	Géomorphologie	Palynologie	Minéralogie
	0,00	MICHEL(1991)	Karst dans dolomie		perles YOLOHAFIRI calcite-argonite
	0,72	VAN NOTEN	argile (0,25 m)	<i>Pteris, Polypodiaceae</i>	
	0,99	BROOK <i>et al.</i>	érosion stalagmite	<i>Urticaceae, Moraceae</i>	
	1,50	MAHANEY ROCHE <i>et al.</i>	avancée de Tyndall		
	2,14	MAT 10	plancher	<i>Celtis, Meliaceae</i>	calcite
	2,20	MAT 11	stalagmite	<i>Olacaceae, Bombacaceae</i>	illite
	2,31	MAT 13	plancher	Spores monolétes	
	4,00	MAT 1, 4, 5	cailloutis	<i>Gramineae</i>	illite - smectite
		MAT 1	limon	<i>Gramineae, Leguminosae</i>	illite - kaolinite
		MAT 5	silt	<i>Gramineae, Celtis</i>	illite - kaolinite
					vermiculite
	5,66	BROOK <i>et al.</i>	stalagmite		
	5,98	BROOK <i>et al.</i>	stalagmite		
	6,25	MAT 15	plancher	<i>Allophylus, Meliaceae</i>	illite - kaolinite
	7,17	BROOK <i>et al.</i>	stalagmite		calcite
	9,50	HECKY BERGER			
	10,00	SSEMMANDA <i>et al.</i>	croissance stalagmite		
	11,00	BROOK <i>et al.</i>	argile (0,60 m)	<i>Gramineae</i>	
	12,05	VAN NOTEN			
	13,00	COHEN			
	13,26	BROOK <i>et al.</i>	stalagmite		
	14,82	STOFFERS <i>et al.</i>	stalagmite	<i>Gramineae, Ericaceae</i>	
	16,74	BROOK <i>et al.</i>	stalagmite	<i>Podocarpus, Capparid</i>	
	16,74	VAN NOTEN HARVEY	argile(m)		
	18,00	MAHANEY			
	20,00	BROOK <i>et al.</i>	croissance stalagmite		
	21,35	VAN NOTEN	Pierre décorée (1,2 m)		
	25,00	HARVEY			
	26,00	KAB 10	stalagmite		calcite-argonite gypse
	28,70	MAT 14	plancher	<i>Meliaceae, Canthium</i>	illite - kaolinite vermiculite - calcite
	33,00	VAN NOTEN	argile (1,0 m)		
	37,00	BEAUMONT <i>et al.</i>			
	40,00	VAN NOTEN	argile (1,95 m)		
	40,10	BROOK <i>et al.</i>	arrêt croissance stalagmite	<i>Gramineae, Olea</i>	
	50,33	BROOK <i>et al.</i>	stalagmite	<i>Protea, Lycopodium</i>	
	70,00	BROOK <i>et al.</i>	croissance stalagmite		
		POKRAS		<i>Maximum Melosira</i>	
	85,00	BERGER		<i>Minimum Melosira</i>	
	104,00	POKRAS		<i>Maximum Melosira</i>	
	104,00	BERGER			
	115,00	KABZO	stalagmite		calcite - argonite gypse
	127,00	BERGER POKRAS		<i>Minimum Melosira</i>	
	164,00	KAB 21	stalagmite (discordance)		calcite
	350,00	KAB 11	plancher altéré		



<sup>14</sup>C



<sup>230</sup>Th/<sup>234</sup>U

— Autres auteurs

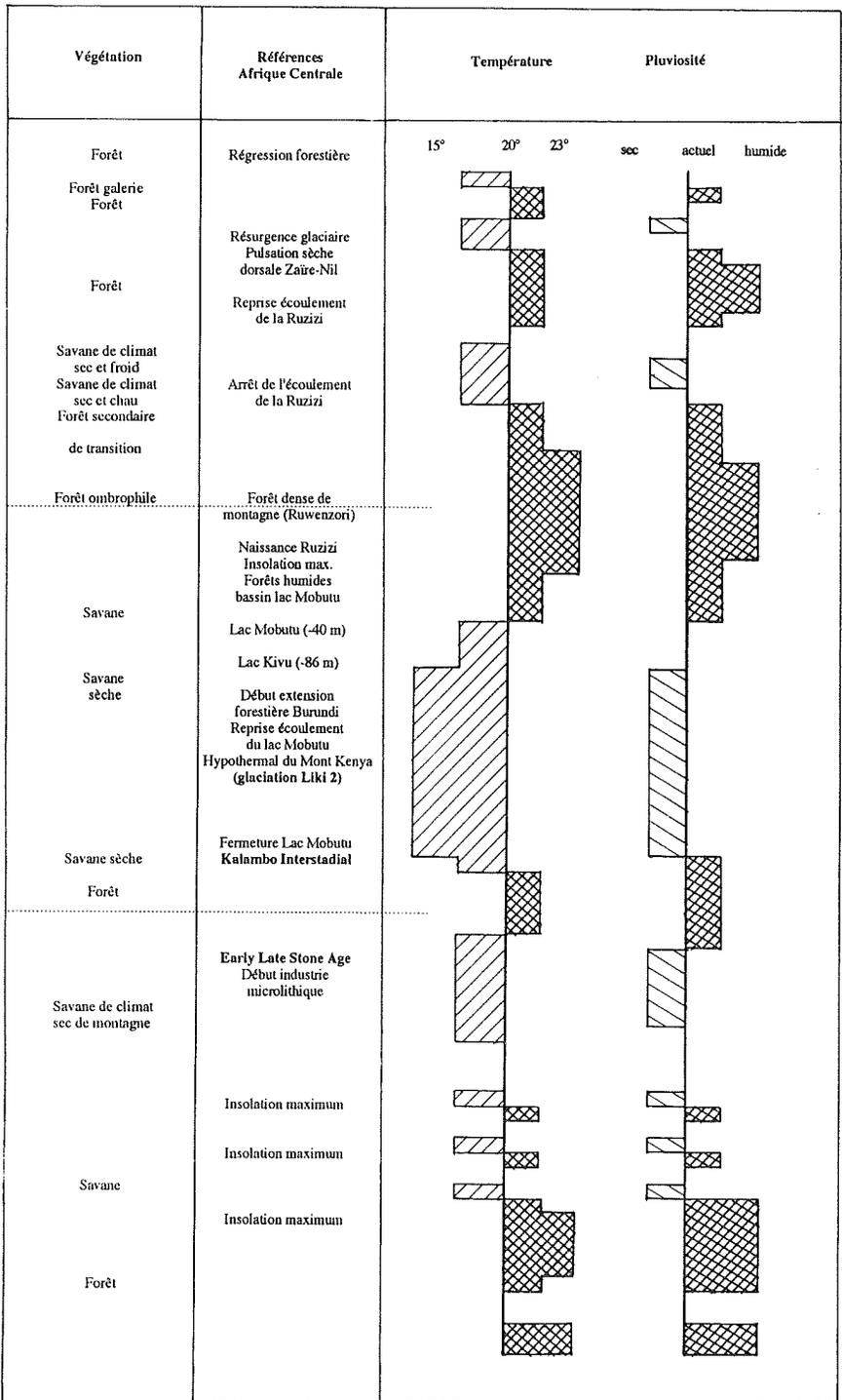


Fig. 7 : Paléoenvironnement du Mont Hoyo. Datation et observation. -  
*Mount Hoyo. Dates and observed phenomena.*

*Paleoenvironment of*

\* La première phase humide ( $28.7 \pm 0.5$  k.a) est représentée par l'échantillon MAT 14. Bien que n'ayant révélé qu'un nombre limité de pollens (taxons forestiers), l'analyse des minéraux argileux (kaolinite-vermiculite) a permis d'identifier un milieu d'altération chaud et humide. Cette phase humide doit correspondre à l'Interstade de Kalambo; celle-ci, de courte durée, avait été mise en évidence par VAN ZINDEREN BAKKER (1964).

\* La deuxième phase humide est révélée par l'échantillon MAT 15. Ce dernier présente en effet les caractères polliniques d'un milieu forestier, riche en minéraux de néoformation (kaolinite). L'âge ( $6.2 \pm 0.5$  k.a) de cet échantillon est contemporain de l'optimum thermique de l'Holocène (ROCHE, 1992).

\* La troisième phase humide correspond aux échantillons MAT 10 ( $^{14}\text{C}$  :  $2.1 \pm 0.5$  ka) et MAT 11 ( $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  :  $2.2 \pm 0.2$  ka). Ceux-ci montrent, par la similitude de leur âge, que les planchers stalagmitiques ont dû se développer sous des conditions climatiques très précises. L'analyse pollinique de MAT 10 a montré que la genèse de ces planchers était contemporaine d'un climat humide. Cette phase doit être postérieure à la grande phase sèche de l'Holocène (4 000 BP) qui a été mise en évidence par l'étude du cailloutis (MAT 9) (*Gramineae*, smectite).

L'étude pollinique et minéralogique du silt a permis de faire la distinction entre une phase de climat de transition (forêt-galerie) avec formation d'illite et de kaolinite, et une phase chaude et sèche (*Leguminosae*, avec illite et smectite). Etant donné que ces dépôts sont situés au point de vue stratigraphique entre MAT 15 et MAT 10, ils doivent être postérieurs à l'optimum thermal de l'Holocène et antérieurs à  $2.2 \pm 0.5$  ka.

Le tableau synoptique repris à la figure 7 propose une synthèse de nos connaissances de l'évolution sur les paléoenvironnements du Mont Hoyo. Sa conception s'appuie non seulement sur les résultats de nos recherches (MICHEL, 1991) mais aussi sur les informations connues à ce jour, relatives au Mont Hoyo (VAN NOTEN, 1977; VAN NEER, 1984; BROOK *et al.*, 1990) et aux régions avoisinantes (LIVINGSTONE, 1967; HARVEY, 1976; SINGER, 1979; STOFFERS, 1979; SSEMANDA *et al.*, 1993).

Il met en parallèle les résultats des études menées dans plusieurs disciplines pour la connaissance du paléoenvironnement du Mont Hoyo et montre l'évolution (relative) des facteurs climatiques (température, pluviosité) par rapport à la situation actuelle.

L'évolution des températures se base sur la distribution actuelle du biotope des différents taxons observés lors des analyses polliniques. Celle-ci montre des résultats similaires à ceux de ROELAND (1991).

Etant donné le petit nombre d'informations recueillies pour la période comprise entre 115 et 50 k.a., l'interprétation paléoclimatique de celle-ci doit évidemment être prise avec les plus grandes réserves.

## CONCLUSION GENERALE

De par sa situation géographique et ses caractères géologiques, le massif du Mont Hoyo constitue un site privilégié pour l'étude du karst et du paléoenvironnement tropical.

Les fluctuations climatiques ont joué un rôle déterminant dans l'évolution du karst. En effet, les études pollinique, minéralogique et géomorphologique ont montré l'importance du climat dans le paléoenvironnement du Mont Hoyo depuis près de 150 000 ans.

Le karst du Mont Hoyo ne possède ni le réseau, ni les concrétions les plus spectaculaires du monde intertropical (et surtout de l'Asie). Néanmoins, il constitue par ses dépôts et par ses concrétions un milieu très intéressant pour l'étude du Quaternaire.

Le visiteur qui parcourt les grottes du Mont Hoyo n'observe pas à première vue de différences significatives entre la morphologie karstique tropicale et la morphologie karstique des régions tempérées. En effet, on note comme dans les régions tempérées (EK, 1969) l'influence prépondérante de la structure géologique sur le développement du réseau karstique.

Mais cette étude tend à montrer que l'eau - plus que la température - a été le principal agent du modelé karstique.

L'eau a circulé en grande quantité durant la phase noyée. L'eau a exercé une action différentielle pendant la phase vadose, érodant sédiments et concrétions durant les phases humides (forêt ombrophile), déposant des silts pendant les phases de transition (forêt-galerie) et des cailloutis pendant les phases plus sèches.

L'eau qui s'infiltré abondamment par les joints de diaclase pendant les phases humides, se sature en  $\text{CaCO}_3$  en formant de vastes planchers stalagmitiques (calcite), qui fossilisent les dépôts détritiques et s'étagent en autant de niveaux qu'il y a de phases humides.

Enfin, l'eau se fait de plus en plus rare pendant les phases les plus arides (steppe ?) et favorise la formation des concrétions dont l'analyse minéralogique a révélé la présence d'aragonite et de gypse (Michel, 1991, 1992).

Depuis le début du Pléistocène, la température du Mont Hoyo a dû osciller autour d'une température moyenne proche de l'actuelle( 20° C), de quelque 5° C inférieure lors de l'Hypothermal du Pleistocène et de 3° C supérieure lors de l'optimum thermique de l'Holocène. Ces fluctuations sont semblables à celles définies par ROELAND (1991) et BONNEFILLE *et al.* (1992), respectivement en Afrique centrale et au Sahara.

Les oscillations thermiques ont eu un impact important sur la couverture végétale qui a pris un caractère nettement montagnard durant les phases les plus froides. Durant celles-ci, on constate une augmentation des taxons de milieu ouvert et la formation de smectite. Certaines caractéristiques de la végétation (présence de *Pteridium*) et des sols (smectite) actuels témoignent d'ailleurs de l'héritage de la dernière grande phase froide de l'Holocène (4 000 BP) (ROCHE, 1992).

L'étude des concrétions selon plusieurs méthodes a montré l'intérêt des planchers stalagmitiques au point de vue stratigraphique. Ceux-ci présentent un étagement à trois niveaux dont l'analyse pollinique et minéralogique a montré qu'ils sont contemporains de trois phases humides car ils sont caractérisés par des taxons de forêt ombrophile de montagne et/ou des minéraux argileux de néoformation (kaolinite). Nous avons pu distinguer les phases humides suivantes : **Interstade de Kalambo (28.7 ± 0.5 ka)** (CLARK & VAN ZINDEREN BAKKER, 1964), **Optimum thermal de l'Holocène (6.2 ± 0.5 ka)**, **dernière grande phase humide de l'Holocène (2.2 ± 0.2 ka)**.

L'analyse radiométrique d'une concrétion (KAB 20, KAB 21) a également mis en évidence une phase humide située dans un intervalle de 50 000 ans (115 ± 7 ka et 168 ± 15 ka); celle-ci doit correspondre à l'**Interglaciaire Teleki-Liki** (MAHANEY, 1989) qui est contemporain d'un épisode lacustre au Sahara (PETIT-MAIRE, 1991).

## REMERCIEMENTS

Cette étude a été réalisée avec la collaboration des Services suivants : Géographie physique (Professeurs PISSART Professeur ALEXANDRE), Géologie des argiles (Professeur THOREZ), Palynologie (Professeur STREEL), Radiométrie (Monsieur HURTGEN, CEN/SCK de Mol). Nous tenons à remercier Messieurs EK, GEWELT, POTY et THOREZ qui nous ont conseillé dans la réalisation de ce travail. Enfin, je ne peux m'empêcher d'avoir une pensée pour mes collègues et étudiants, amis de l'ISP de Bunia, qui m'ont accompagné dans les grottes du Mont Hoyo pendant mes différents séjours dans cette région.

## BIBLIOGRAPHIE

- ADAMSON, D.A., GASSE, F., STREET, F.A. & WILLIAMS, M.A.J., 1980. Late Quaternary history of the Nile. *Nature*, 288, 50-55.
- ALEXANDRE, J. & STREEL-POTELLE, A., 1979. Les alluvions anciennes de la Lupembashi inférieure (Shaba, Zaïre) et l'évolution d'une plaine alluviale de la région intertropicale à saison sèche pendant le Quaternaire. *Geo-Eco-Trop*, 3 (3), 169-184.
- ALEXANDRE-PYRE, S. & SERET, G., 1969. Etude comparative des dépôts de fond de vallée dans trois régions de la zone de savane. *Bull. Soc. belge Géol.* 78, 1, 49-55.
- BASTIN, B., 1990. L'analyse pollinique des concrétions stalagmitiques : méthodologie et résultats en provenance des grottes belges. *Karstologia*, 2, 3-10.
- BASTIN, & GEWELT, M., 1986. Analyse pollinique et datation  $^{14}\text{C}$  de concrétions stalagmitiques Holocènes : apports complémentaires de deux méthodes. *Géographie physique et Quaternaire*, 40, 2, 185-196.
- BENGO, M., MALEY, J., 1991. Analyse des flux polliniques sur la marge sud du Golfe de Guinée, depuis 135000 ans. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 313, 2, 843-849
- BERGER, A.L., 1978. Long-term variations of caloric insolation resulting from the Earth's orbital elements. *Quat. Res.*, 9, 139-167.
- BONNEFILLE, R. & RIOLLET, G., 1988. The Kashiru pollen sequence (Burundi) paleoclimate implication for the last 40000 Yr BP in tropical Africa. *Quat. Res.*, 30, 1, 19-35.
- BONNEFILLE, R., & VINCENS, A., 1989. Palynologie africaine. *Géochronique*, 31, 3.
- BONNEFILLE, R., ROELAND, J.C., GUIOT, J., 1990. Temperature and rainfall estimates for the past 40.000 years in equatorial Africa. *Nature*, 346, 347-349.
- BONNEFILLE, R., CHALIE, F., GUIOT, J. & VINCENS, A., 1992. Quantitative estimates of full glacial temperatures in equatorial Africa from palynological data. *Climate Dynamics*, 6, 251-257.
- BROOK, G.A., BURNEY, D. & COWART, J., 1990a. Desert paleoenvironmental data from cave speleotherms with examples from Chihuahuan, Somali-Chalbi, and Kalahari deserts. *Paleogeog., Paleoclim., Paleoecol.*, 76, 311-329.
- BROOK, G.A., BURNEY, D & COWART, J., 1990b. Paleoenvironmental Data for Ituri, Zaïre, from sediments in Matupi Cave, Mt. Hoyo. *Virginia Mus. Nat. Hist. Memoir.*, 1, 49-70.
- BUFFARD, R., 1984. Séries carbonatées, karsts et formes spéléologiques du Shaba, république du Zaïre. *Karstologia*, 4, 50-55.
- CERATINI, C. & GIRESSE, P., 1979. Contribution palynologique à la connaissance des environnements continentaux et marins du Congo à la fin du Quaternaire. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 288, 379-382.

- CASANOVA, J., HILAIRE-MICHEL, C. & THOUI, C., 1989. Late Holocene hydrological history of lake Tanganyika, East Africa. *Association géologique du Canada / Association minéralogique du Canada - Réunion annuelle, Montréal (Ca), Programme et résumés*, 14, 61.
- CHOROWICZ, J., 1983. Le Rift Est-Africain : début d'ouverture d'un océan ? Soc. Nat. Elf Aquitaine (Production), 155-162.
- CHOROWICZ, J., 1985. Apport de la télédétection à la connaissance du Rift Est-Africain. In *Evolution de l'Afrique*, CIFEG. Publication occasionnelle, 4, 265-274.
- CLARK, J.D. & VAN ZINDEREN-BAKKER, E.M., 1962. Pleistocene climates and cultures in North-Eastern Angola. *Nature*, 196, 4855, 639-642.
- CLARK, J.D. & VAN ZINDEREN-BAKKER, E.M., 1964. Prehistoric cultures and Pleistocene vegetation at the Kalambo Falls, Northern Rhodesia, *Nature*, 210, 971-975.
- COETZEE, J. & ZINDEREN-BAKKER, E., 1984. *Palaeoecology of Africa and the surrounding Islands*. Rotterdam : Balkema, 16, 170 p.
- COHEN, A.S., 1987. Fossil ostracodes from Lake Mobutu (L. ALBERT) : Paleoecologic and taphonomic implications. *Paleoecol. Afr.*, 18, 271-281.
- DEMARET, P., 1985. Recent archeology research and dates from central Africa. *Journ. of African History*, 26, 1129-148.
- EK, C., 1969. Facteurs, processus et morphologie karstique dans les calcaires paléozoïques de la Belgique, Thèse de doctorat. Inédit, Univ. Liège.
- EK, C. & GEWELT, M., 1988. Les concrétions carbonatées des grottes : aperçu synthétique. *Ann.Soc. Géol. de Belgique*, 111, 9-19.
- EK, C. & ROQUES, H., 1972. Dissolution expérimentale de calcaires dans une solution de gaz carbonique. Note préliminaire. *Transaction of the Cave Research Group of Great Britain*, 14, 6647-82.
- ELENGA, H. & VINCENS, A., 1989. Présence d'éléments forestiers montagnards à proximité des plateaux Batéké (Congo) au Pléistocène supérieur. Nouvelles données palynologiques. Premier Symposium de Palynologie africaine, Rabat (Ma), Résumés.
- ELENGA, H. & VINCENS, A., 1990. Paléoenvironnements quaternaires récents des plateaux Bateke (Congo) : étude palynologique des dépôts de la dépression du bois de Bilanko. In : *Paysages quaternaires de l'Afrique centrale atlantique*, ORSTOM, 271-282.
- 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.
- ESQUEVIN, J., 1969. Influence de la composition des illites sur leur cristallinité. Bull. Centre Recherche Pau. *S.N.P.A.*, 3, 147-153.
- FAURE, H., 1980. Le cadre chronologique des phases pluviales et glaciaires de l'Afrique. Chapitre II. Histoire générale de l'Afrique. Méthodologie et préhistoire africaine. Jeune Afrique, UNESCO, Paris.

- FAURE, H., 1986. Changements globaux en Afrique durant le Quaternaire, passé - présent - futur. INQUA - ASEQUA Symposium International, Dakar, 21-28 avril 1986.
- FONTES J.Ch, 1971. Un ensemble destiné à la mesure de l'activité du radiocarbone naturel par scintillation liquide. *Revue de géographie physique et de géologie dynamique*, 13, 1, 67-86.
- GEWELT, M., 1981. Les variations isotopiques du carbone et de l'oxygène dans une stalagmite de la grotte de Remouchamps (Belgique). Méthodes et premiers résultats. *Ann. Soc. Géol. de Belgique*, 104.
- GEWELT, M., 1983a. Datations  $^{14}\text{C}$  de coquilles marines prélevées près de Kuujuaq (Fort Chimo, Québec). *Bull. Soc. Géogr. Liège*, 19, 133-137.
- GEWELT, M., 1983b. Nouvelle datation d'une couche de tourbe d'une butte périglaciaire fossile de la Konnerzvenn (Hautes-Fagnes, Belgique). *Ann. Soc. Géol. de Belgique*, 106, 331-333.
- GEWELT, M., 1985. Cinétique du concrétionnement dans quelques grottes belges : apport des datations  $^{14}\text{C}$  et  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ . *Ann. Soc. Géol. de Belgique*, 108, 267-273.
- GEWELT, M. & JUVIGNE, E., 1986. Les "Tephra de Remouchamps", un nouveau marqueur stratigraphique dans le Pleistocène supérieur daté par  $^{230}\text{Th}$  et  $^{234}\text{U}$  dans des concrétions stalagmitiques. *Ann. Soc. Géol. de Belgique*, 109, 489-497.
- GIRESE, P. & KOUYOU MONTZAKIS, G. 1974. Observations sur le Quaternaire côtier et sous-marin du Congo et des régions limitrophes. Aspects eustatiques et climatiques. *Ass. Sénégal. Et. Quatern. Afr. - Bull. liaison*, 42-43, 45-61.
- GIRESE, P. *et al.*, 1984. Les climats et les océans de la région congolaise pendant l'Holocène - Bilans selon les échelles et les méthodes d'observations. *Paleocol. Afr.* 16, 77-88.
- HABERYAN, K.A. & HECKY, R.E., 1987. The late Pleistocene and Holocene stratigraphy and paleolimnology of Lakes Kivu and Tanganyika. *Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleocol.*, 61, 169-197.
- HAMILTON, A.C., 1982. *Environmental History of East Africa*. Academic Press, London, 328 p.
- HARVEY, T.J., 1976. The paleolimnology of Lake Mobutu Sese Seko, Uganda-Zaïre : The last 28.000 years. Thesis. Duke Univ. Durham, N.C., 104 p.
- HILLAIRE-MARCEL, C., AOCOUR, A.M., BONNEFILLE, RIOLLET, G., VINCENS, A. & WILLIAMSON, D., 1989.  $^{13}\text{C}$  palynological evidence of differential residence times of organic carbon prior to its sedimentation in East Africa rift lakes and peat bogs. *Quaternary Science Reviews*, 8, 207-212.
- HOWER, J., 1981. X-Ray diffraction identification of mixed-layer clay minerals. In : F.J. LONGSTRAFFE (Ed.), *Short course in clays and the resource Geologist*, Calgary, Canada, Min. Assoc. of Canada : pp. 39-59.

- HURTGEN, Ch., GEWELT, M. & HOFKENS, K., 1985. A new radiochemical procedure for U-series dating of speleotherms. Communications presented at the Karlsruhe International Conference on Analytical Chemistry in Nuclear Technology (June 3-6, 1985). Abstract + 8 p.
- ILUNGA LUTUMBA, 1982. Contribution à la connaissance des paléoenvironnements de la région comprise entre les lacs Kivu et Tanganyika (Plaine de la Rusizi). *Strirolae (INQUA Newsletter)*, 4, 1, 27-33.
- IVANOVITCH, I. & HAARMON, R.S., (Ed.), 1982. *Uranium series disequilibrium : Applications to Environmental Problems*. Clarendon Press, Oxford, 571 p.
- JACKSON, M.L., 1963. Interlayering of expansible layer silicates in soils by chemical weathering. Proc. Clays Min., 11th Nat. Conf., 1962, Ottawa, Canada, 29-46.
- JOLLY, D. & BONNEFILLE, R., 1989. Kuruyangwe, une séquence pollinique de 10 000 ans au Burundi - Premier Symposium de Palynologie africaine, Rabat, Résumés - Rabat : Institut National des Sciences de l'Archéologie et du Patrimoine / Office National de Recherches et d'Exploitation pétrolières.
- LASESKI, R.A., 1983. Modern pollen data and Holocene climate change in Eastern Africa. Thesis. Brown University, Providence, R.I.
- LEBRUN, J., 1934. Rapport sur un voyage d'études botaniques dans le district du Kibali-Ituri. *Bull. agron. du Congo belge*, 25, 3, 386-437.
- LEPERSONNE, J., 1968. Etude photogéologique de la région du Mont des Homas, de la Luna et de la Loyo (Congo Nord Oriental). *Mus. Roy. Afr. Centr., Dept. Géol. Mineral., Rapp. ann.*, 19-26.
- LITTMAN, T., 1989. Climate change in Africa during the last glacial : facts and problems. *Paleoecol. Afr.*, 20, 163-179.
- LIVINGSTONE, D.A., 1962. Age of deglaciation in the Ruwenzori Range, Uganda. *Nature*, 194, 859-860.
- LIVINGSTONE, D.A., 1967. Postglacial vegetation of the Ruwenzori Mountains in equatorial Africa. *Ecol. Monogr.* 37, 25-52.
- LIVINGSTONE, D.A., 1980. Environmental changes in the Nile headwaters. In : M.A.J. WILLIAMS & H. FAURE (Eds.), *The Sahara and the Nile*. Balkema, Rotterdam, pp. 334-359.
- LIVINGSTONE, D.A., 1982. Quaternary geography of Africa and the refuge theory. In G.T. PRANCE (Ed.) *Biological diversification in the tropics*. New-York : Columbia Univ. Press.
- LIVINGSTONE, D.A., & CLAYTON, W.D., 1980. An altitudinal cline in tropical African grass floras and its paleoecological significance. *Quat. Res.* 13, 392-402.
- MAHANEY, W., 1989. Quaternary glacial geology of Mount Kenya. In : MAHANEY (Ed.) *Quaternary Environmental research on East African Mountains.*, 121-140.
- MAHANEY, W., 1990. Cadre stratigraphique, géochronologique et paléoclimatique de la fin du Pléistocène et de l'Holocène dans les régions montagneuses de l'Est africain. *L'anthropologie*, 94, 2, 221-228.

- MALEY, J., 1989. Palaeoclimatology and palaeometeorology : modern and past patterns of global atmospheric transport. NATO ASI, Serie C, 282, 585-614.
- MBENZA, M. & ROCHE, E., 1980. Exemple d'évolution paléoclimatique au Pléistocène terminal et à l'Holocène au Shaba (Zaïre). *Mém. Mus. Nat. Hist. Nat.* (Paris), nouv. sér. B, 27, 137-142.
- MBENZA, M., ROCHE, E. & DOUTRELEPONT, H., 1984. Notes sur les apports de la palynologie et de l'étude des bois fossiles aux recherches géomorphologiques sur la vallée de la Lupembashi. *Rev. Paleobiologie*, 149-154.
- MBULUYO M. & LAVREAU, J., 1989. Apport de la télédétection à la connaissance de grands traits structuraux du Bassin du Haut-Ituri (N-E Zaïre). *Mus. roy. Afr. Centr., Tervuren, Dept. Géol. Min., Rapp. ann.*, 1987-1988, 165-172.
- MICHEL, R., 1991. Le massif du Mont Hoyo (N.E. Zaïre) : karst et paléoenvironnement. Mémoire de Maîtrise en Géologie des terrains superficiels. Inédit, Univ. Liège, 119 p.
- MICHEL, R., 1991. Le karst tropical humide. Essai de synthèse. L'exemple du Zaïre. *Bull. Soc. Géog. Liège*, 27, 3-22.
- MICHEL, R., 1991. Le massif karstique du Mont Hoyo (N.E. Zaïre). Hommage au Professeur Alexandre. *Bull. Soc. Géog. Liège*, 27, 23-28.
- MICHEL, R. & POTY, E., Plan de la grotte Matupi (N-E Zaïre) (inédit), Univ. Liège.
- MOEYERSONS, J. & ROCHE, E., 1978. Evolution paléogéographique et phytosociologique en Afrique centrale durant le Pléistocène supérieur. *Etudes d'histoire africaine*, 9-10, 37-48.
- MOEYERSONS, J. & ROCHE, E., 1982. Past and present environments. In : F. VAN NOTEN (Ed.), *The Archaeology of Central Africa*, Graz. Akademische Druck-und Verlagsanstalt, 26.
- OLLIER, C.D. & HARROP, J.F., 1963. The caves of mount Hoyo, Eastern Congo Republic. *Nat. Speleolog. Sc. Bull.*, 25, 2, 73-78.
- PETIT-MAIRE, N., FONTUGNE, M., ROULAND, C., 1991. Les derniers 130000 ans : Changements climatiques intertropicaux et variations du taux de méthane atmosphérique. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 313, 2, 1235-1241.
- POKRAS, E. *et al.*, 1987. Earth 81's precession cycle and Quaternary climatic in tropical Africa. *Nature*, 326, 6112, 486-487.
- PREUSS, J., 1990. L'évolution des paysages du bassin intérieur du zaïre pendant les quarante derniers illénaïres. In R. LANFRANCHI & D. SCHWARTZ (Eds) : *Paysages quaternaires de l'Afrique centrale et atlantique*, ORSTOM, pp. 260-271.
- ROCHE, E., 1977. Végétation ancienne et actuelle de l'Afrique centrale. *African Economic History*, 7, 30-37.
- ROCHE, E., 1985. Analyse palynologique de quatre sondages effectués dans les dépôts de surface quaternaires au Rwanda. Interprétation paléoclimatique. *Mus. roy. Afr. centr. - Dép. Géol. Min., Rapport annuel*, 83-84, 153-159.

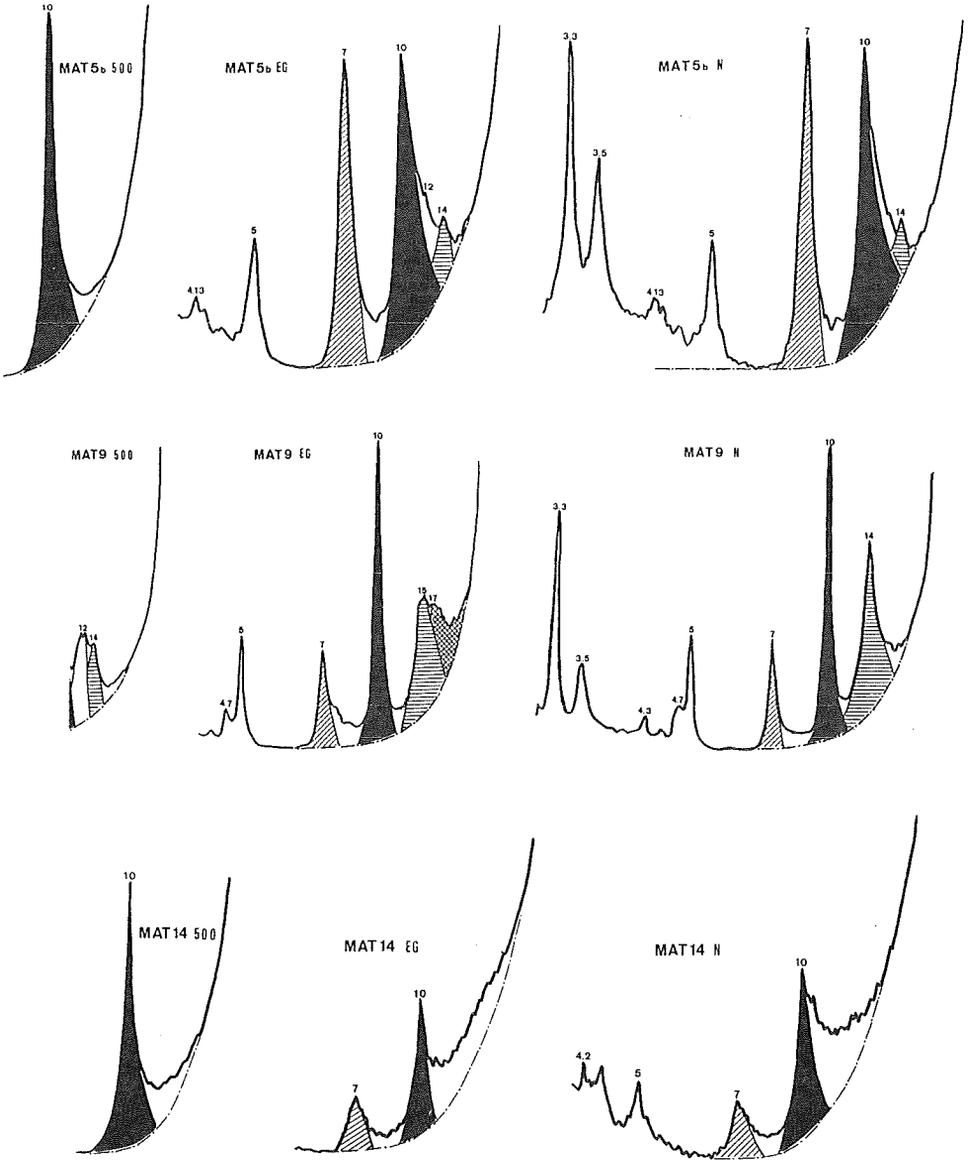
- ROCHE, E., 1991. Evolution des paléoenvironnements en Afrique centrale et orientale au Pleistocène supérieur et à l'Holocène. Influences climatiques et anthropiques. Une synthèse. *Bull. Soc. Géog. Liège*, 27, 187-208.
- ROCHE, E., BIKWEMU, G. & NTAGANDA, C., 1988. Evolution du paléoenvironnement quaternaire au Rwanda et au Burundi. Analyse des phénomènes morphotectoniques et des données sédimentologiques et palynologiques. *Inst. franç. Pondichéry; Trav. sect. scient. et techn.*, 25, 105-123.
- ROELAND, J.C., 1989. Reconstitution quantitative du climat en Afrique de l'Est. Application à la séquence fossile de Kashiru (Burundi). 11e Symposium de l'Association des Palynologues de langue française "Palynologie et matière organique. Traitement des données en palynologie", Orléans. Résumé.
- ROELAND, J.C., 1989. Fonction de transfert pollen-climat : sélection statistique de taxons polliniques d'une base de données. Premier symposium de Palynologie africaine. Rabat, Résumé.
- ROELAND, J.C., 1991. Méthode de reconstitution paléoclimatique en Afrique centrale. Application à la séquence pollinique de Kashiru, Burundi. *Palynosciences*, 1, 187-198.
- ROELAND, J.C., BONNEFILLE, R. & GUIOT, J., 1989. Pollens et estimation quantitative du climat : fonction de transfert en Afrique de l'Est. Premier Symposium de Palynologie africaine, Rabat, Résumé.
- RUSCART, D. *Les homas du Mont Hoyo*, Ministère des Colonies, 1951.
- SINGER, A., 1980. The paleoclimatic interpretation of clay minerals in soils and weathering profiles. *Earth Sc. Rev.*, 15, 303-326.
- SLUYS, M., 1947. Coupe à travers le fossé tectonique du lac Albert allant de l'Ituri et du Mont Homa à l'Ouest jusqu'au plateau de Bunyoro, à l'Est. *Bull. Soc. belge Géol.*, 56, 1-2, 254-264.
- SOWUNMI, M.A., 1991. Late Quaternary environments in Equatorial Africa. Palynological evidence. *Paleoecol. Afr.*, 22, 213-238.
- SSEMMENDA, I. & VINCENS, A., 1993. Végétation et climat dans le bassin du lac Albert (Ouganda, Zaïre) depuis 13.000 ans : apport de la palynologie. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 316, 561-567.
- STOFFERS, P. & SINGER, A., 1979. Clay minerals in Lake Mobutu Sese Seko (Lake Albert) their diagenetic changes as an indicator of the paleoclimate. *Geol. Rundsch.* 68, 1009-1024.
- STREET, F.A., 1981. Tropical paleoenvironments. *Prog. in Phys. Geogr.*, 5, 157-185.
- STREET, F.A. & GROVE, A.T., 1979. Global maps of lake-level fluctuations since 30.000 BP. *Quatern. Res.*, 12, 83-118.
- STUIVER, M. & POLACH, A., 1977. Discussion reporting of <sup>14</sup>C data. *Radiocarbon*, 19, 3, 355-363.
- TAIEB, M., BARKER, Ph, BONNEFILLE, R., DAMUATI, B., GASSE, F., GOETZ, Ch., HILLAIRE-MARCEL, Cl., ICOLE, M., MASSAULT, M., ROBERTZ, N., VINCENS,

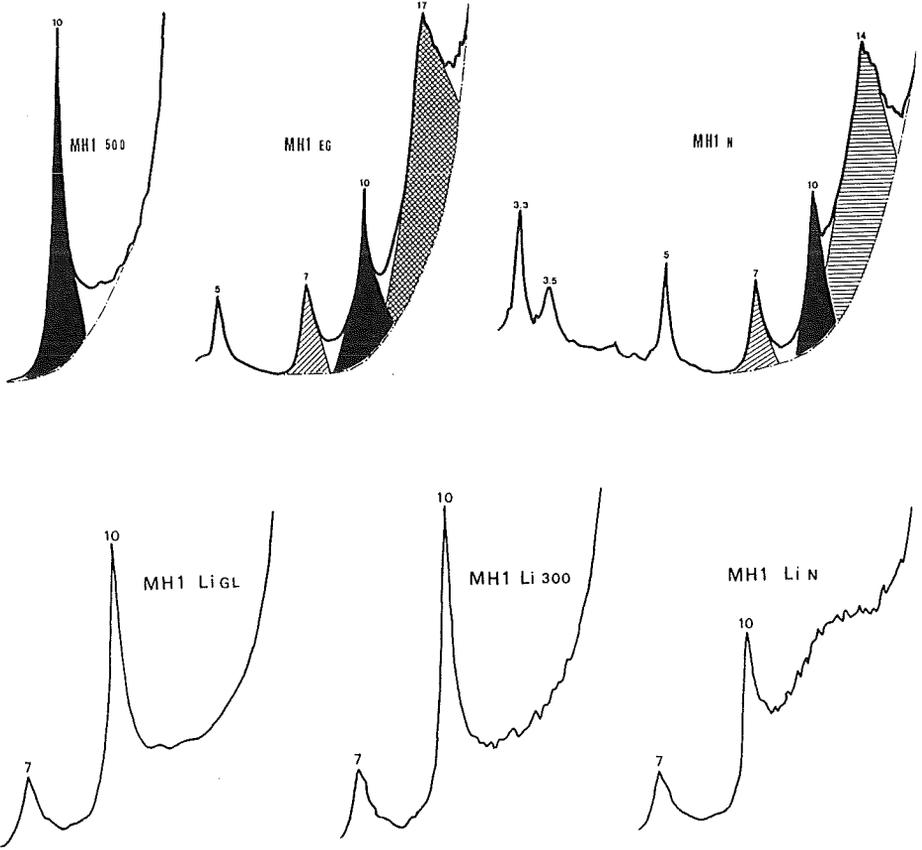
- A. & WILLIAMSON, D., 1991. Histoire paléohydrologique du lac Magadi (Kenya) au Pléistocène supérieur. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 313, 2, 339-346.
- THOREZ, J., 1976. *Practical identification of Clay Minerals*. Lelotte, Dison, Belgique, 90 p.
- THOREZ, J., 1985. Qualitative clay mineral analyses biased by sample treatments. 5<sup>th</sup> European Clay Groups Meeting, Prague 1983, 383-389.
- TRAUTH, N., LUCAS, J. & SOMMER, 1986. Etude des minéraux du Paléogène des sondages de Chaignes (Eure), Monjavoult (Oise), Cires-lès-Mello-le-Tillet (Oise), Ludes (Marne). *Mém. B.R.G.M.*, 59, 2, 53-76.
- VAN NEER, W., 1984. Faunal remains from Matupi cave, an iron age and late stone age site in Northeastern Zaïre. *Meded. K. Acad. Wet. Lett. Schone Kunst. Belg. Kl. Wet.*, 46, 2, 57-76.
- VAN NEER, W., 1990. Les faunes de vertébrés quaternaires en Afrique centrale. In : R. LANFRANCHI & D. SCHWARTZ (Eds), *Paysages quaternaires de l'Afrique centrale atlantique*, ORSTOM, pp. 195-212.
- VAN NOTEN, F., 1977. Excavations at Matupi cave. *Antiquity*, 61, 33-40.
- VAN NOTEN, F., 1982. The Stone Age in the North and East. In : *The Archaeology of Central Africa*, , Graz, 27-40.
- VAN ZINDEREN BAKKER, E.M., 1974. Tentative vegetation maps of Africa south of the Sahara during a glacial and an interglacial maximum. *Palaeoecol. Afr.*, 9, IV.
- VAN ZINDEREN BAKKER, E.M., 1982. African paleoenvironments 18.000 B.P. *Paleoecol. Afr.*, 15, 77-99.
- VERBEEK, 1970. Géologie et lithologie du Lindien (Précambrien supérieur au nord de la République démocratique du Congo). *Ann. Mus. Roy. Afr. Centr.*, 70, 309 p.
- VINCENS, A., 1984. Environnement végétal et sédimentation pollinique lacustre actuelle dans le bassin du lac Turkana (Kenya). *Rev. Paleoecol.*, Vol. spéc., 235-242.
- VINCENS, A., 1989a. Les forêts claires zambéziennes du bassin sud Tanganyika. Evolution entre 25000 et 6000 B.P. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 308, sér. II, 809-814.
- VINCENS, A., 1989b. Paléoenvironnement du bassin du nord Tanganyika (Zaïre, Burundi, Tanzanie) au cours des 13 derniers mille ans : rapport de la palynologie. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 61, 69-88.
- VINCENS, A., 1989c. Early Holocene pollen data from an arid East African region, Lake Turkana (Kenya) : botanical and climatic implications. *Palaeoecol. Afr.*, 20, 87-97.
- VINCENS, A., 1991. Végétation et climat dans le bassin du Sud-Tanganyika entre 2.600 et 9.000 B.P. Nouvelles données palynologiques. *Palaeoecol. Afr.*, 21
- VINCENS, A., BONNEFILLE, R. & BUCHET, G., 1991. Etude palynologique du sondage Magadi NF1 (Kenya). Implications paléoclimatiques. *Geobios*, 24, 5, 59-558.



Annexe 1 : Diffractogramme des minéraux argileux de quelques échantillons.

- *Diffractogram of the clay minerals of some samples.*





Annexe 2 : Détails de l'analyse radiométrique Th/U de certaines concrétions carbonatées  
*Th/U radiometric analysis of some carbonate concretions*

Date of analysis from 27.05.91 to 31.05.91 Sample identification **KAB 10**

Spike activity :  $^{232}\text{U}$  15.47 ± 0.17 dpm  
 $^{229}\text{Th}$  11.20 ± 0.20 dpm Sample weight = 82.50 g

URANIUM counts number	THORIUM counts number
$^{232}\text{U}$ 13033	$^{229}\text{Th}$ 5712
$^{234}\text{U}$ 622167	$^{230}\text{Th}$ 82672
$^{238}\text{U}$ 232767	$^{232}\text{Th}$ 93

Counting time = 500 000 sec. Counting time = 500 000 sec.

Chemical yield = 69.5 % Chemical yield = 42.8 %

U concentration = 4.488 ± 0.064 ppm

$^{234}\text{U}$ % 738.50 ± 10.42 dpm	$^{230}\text{Th}$ % 162.10 ± 3.65 dpm
$^{238}\text{U}$ % 276.29 ± 3.92 dpm	$^{232}\text{Th}$ 0.18 ± 0.02 dpm
$^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 2.673 \pm 0.054$	$^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th} = 889 \pm 96$
$^{230}\text{Th}/^{234}\text{U} = 0.220 \pm 0.006$	

Age = 26 816 + 1115 years  
- 1074

$(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_0 = 2.805 \pm 0.064$

Date : 06-26-1991 Sample identification **KAB 11**

Date of analysis from 25.05.91 to 31.05.91

Spike activity :  $^{232}\text{U}$  15.47 ± 0.17 dpm  
 $^{229}\text{Th}$  11.20 ± 0.20 dpm Sample weight = 25.00 g

URANIUM counts number	THORIUM counts number
$^{232}\text{U}$ 11653	$^{229}\text{Th}$ 8354
$^{234}\text{U}$ 8882	$^{230}\text{Th}$ 10067
$^{238}\text{U}$ 6441	$^{232}\text{Th}$ 684

Counting time = 500 000 sec. Counting time = 500 000 sec.

Chemical yield = 69.4 % Chemical yield = 75.3 %

U concentration = 0.458 ± 0.009 ppm

$^{234}\text{U}$ 11.79 ± 0.21 dpm	$^{230}\text{Th}$ 13.50 ± 0.31 dpm
$^{238}\text{U}$ 8.55 ± 0.16 dpm	$^{232}\text{Th}$ 0.92 ± 0.04 dpm
$^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 1.379 \pm 0.036$	$^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th} = 14.72 \pm 0.73$
$^{230}\text{Th}/^{234}\text{U} = 1.145 \pm 0.034$	

Age = 532 802 + 210115 years  
- 0

$(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_0 = 1.530$   $\text{Age} = 118066 + 35121 - 31932$

$(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_0 = 1.700$   $\text{Age} = 215998 + 35121 - 31932$

Annexe 2 (suite) - (Continued)

Sample identification **KAB 20**

Date of analysis from 27.05.91 to 31.05.91

Spike activity :  $^{232}\text{U}$  15.47 ± 0.17 dpm  
 $^{229}\text{Th}$  11.20 ± 0.20 dpm

Sample weight = 99.00 g

URANIUM  
 counts number  
 $^{232}\text{U}$  12603  
 $^{234}\text{U}$  91298  
 $^{238}\text{U}$  66020

THORIUM  
 counts number  
 $^{229}\text{Th}$  6139  
 $^{230}\text{Th}$  41315  
 $^{232}\text{Th}$  183

Counting time = 500 000 sec.

Counting time = 500 000 sec.

Chemical yield = 70.8 %

Chemical yield = 55.3 %

U concentration = 1.097 ± 0.016 ppm

$^{234}\text{U}$  % 112.07 ± 1.63 dpm  
 $^{238}\text{U}$  81.04 ± 1.19 dpm

$^{230}\text{Th}$  75.38 ± 1.70 dpm  
 $^{232}\text{Th}$  0.33 ± 0.03 dpm

$^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 1.383 \pm 0.029$

$^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th} = 226 \pm 18$

$^{230}\text{Th}/^{234}\text{U} = 0.673 \pm 0.018$

Age = 115262	+ 8060 years
	- 7255

$(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_0 = 1.531 \pm 0.053$

Sample identification **KAB 21**

Date of analysis from 25.05.91 to 31.05.91

Spike activity :  $^{232}\text{U}$  15.47 ± 0.17 dpm  
 $^{229}\text{Th}$  11.20 ± 0.20 dpm

Sample weight = 10.30 g

URANIUM  
 counts number  
 $^{232}\text{U}$  16719  
 $^{234}\text{U}$  39053  
 $^{238}\text{U}$  27148

THORIUM  
 counts number  
 $^{229}\text{Th}$  8834  
 $^{230}\text{Th}$  23378  
 $^{232}\text{Th}$  327

Counting time = 500 000 sec.

Counting time = 500 000 sec.

Chemical yield = 93.9%

Chemical yield = 79.6 %

U concentration = 3.268 ± 0.048 ppm

$^{234}\text{U}$  36.14 ± 0.52 dpm  
 $^{238}\text{U}$  25.12 ± 0.37 dpm

$^{230}\text{Th}$  29.64 ± 0.65 dpm  
 $^{232}\text{Th}$  0.41 ± 0.02 dpm

$^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 1.439 \pm 0.030$

$^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th} = 71 \pm 5$

$^{230}\text{Th}/^{234}\text{U} = 0.820 \pm 0.021$

Age = 164269 + 14716 years
- 12591

$(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_0 = 1.699 \pm 0.079$

Date of analysis from 27.05.91 to 31.05.91

Spike activity :  $^{232}\text{U}$  15.47  $\pm$  0.17 dpm  
 $^{229}\text{Th}$  11.20  $\pm$  0.20 dpm

Sample weight = 10.80 g

URANIUM	
counts number	
$^{232}\text{U}$	17002
$^{234}\text{U}$	61259
$^{238}\text{U}$	38430

THORIUM	
counts number	
$^{229}\text{Th}$	11909
$^{230}\text{Th}$	1233
$^{232}\text{Th}$	20

Counting time = 500 000 sec.

Counting time = 500 000 sec.

Chemical yield = 90.6 %

Chemical yield = 89.2 %

U concentration = 4.338  $\pm$  0.062 ppm

$^{234}\text{U}$	55.74 $\pm$	0.78 dpm
$^{238}\text{U}$	34.97 $\pm$	0.50 dpm

$^{230}\text{Th}$	1.16 $\pm$	0.04 dpm
$^{232}\text{Th}$	0.02 $\pm$	0.00 dpm

 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 1.594 \pm 0.032$  $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th} = 62 \pm 14$  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U} = 0.021 \pm 0.001$ 

Age = 2214	+ 2301074
	- 0

 $(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_0 = 1.598 \pm 0.033$

