

GENESE DES KARSTS A TOURS EN PAYS INTERTROPICAUX : L'EXEMPLE DU BAS-ZAIRE¹

par

Yves QUINIF²

(11 figures et 1 planche)

RESUME.- Dans le Bas-Zaïre, les formations carbonatées appartenant au groupe schisto-calcaire offrent dans le bassin du Kwilu (environs de Mbanza-Ngungu) un vaste panorama de formes karstiques rattachées habituellement à une morphogénèse sous climat tropical : karst à collines coniques (kegelkarst), karst à tours (turmkarst). Plus particulièrement, le karst à tours dit du «kilomètre 41» (Km 41), ensemble de petits inselbergs dominant une étendue monotone, apporte de précieuses données permettant d'interpréter la formation de ces reliefs karstiques comme le résultat de variations paléoclimatiques allant des climats équatoriaux humides générant des karsts à collines coniques aux climats plus arides aboutissant à la formation des tours.

ABSTRACT.- Tower karst genesis in the tropical regions : the example of the Bas-Zaïre. In the Kwilu basin (Bas-Zaïre), the calcareous formations belonging to the «groupe schisto-calcaire» show a great variety of karstic forms which are usually related to a tropical morphogenesis : cone karst and tower karst. The tower karst of the «Kilomètre 41» (Km 41), whole of little inselbergs overlooking a flat region, brings many data to understand the formation of those karstic reliefs. That morphology is the result of paleoclimatic variations from wet equatorial climates generating cone karst to dry climate with the formation of the towers.

I.- LE CONTEXTE GEOLOGIQUE

(fig. 1 et 2)

Les calcaires karstifiés du Bas-Zaïre appartiennent au groupe schisto-calcaire, ensemble carbonaté épais de plus de 1000 m, entrecoupé de calcschistes, schistes et cherts siliceux. Avec les formations arénacées et pélitiques des groupes de Mpioka et de l'Inkisi qui le surmontent, le groupe schisto-calcaire fait partie du Précambrien supérieur (Cahen, 1954; Lepersonne, 1973; Cahen, 1978).

Le relief karstique concerné par cette note se développe dans la formation de la Luanza (C3), la dernière du sous-groupe du Kwilu qui en compte trois (fig. 3). Le soubassement des reliefs s'inscrit dans le sommet de la formation inférieure de la Luanza (C3a), alternance de calcaires et de schistes. Les collines elles-mêmes sont sculptées

dans les calcaires de la Luanza (C3b), contenant rognons et lentilles de cherts à la base, devenant ensuite plus massifs. Ils sont surmontés stratigraphiquement par la base du sous-groupe de la Lukunga (C4a), ensemble plus hétérogène formé de calcaires, de dolomies, de schistes, calcschistes et cherts.

Si, à l'W de la région étudiée, le schisto-calcaire participe, avec des formations du Précambrien moyen, à un relief appalachien d'orientation NNW-SSE, au centre et dans la partie E du bassin de la rivière Kwilu, il n'est affecté que d'ondulations à grand rayon de courbure se résolvant en synclinal au Bangu et en anticlinal d'axe principal SW-NE à Mbanza Ngungu. C'est ainsi que la zone des tours du «kilomètre 41» se situe en couches quasi-horizontales.

1. Communication présentée le 9 octobre 1985, manuscrit déposé le 11 décembre 1985.

2. Laboratoire de géologie, Faculté Polytechnique de Mons, rue de Houdain, 9, B-7000 Mons (Belgique).

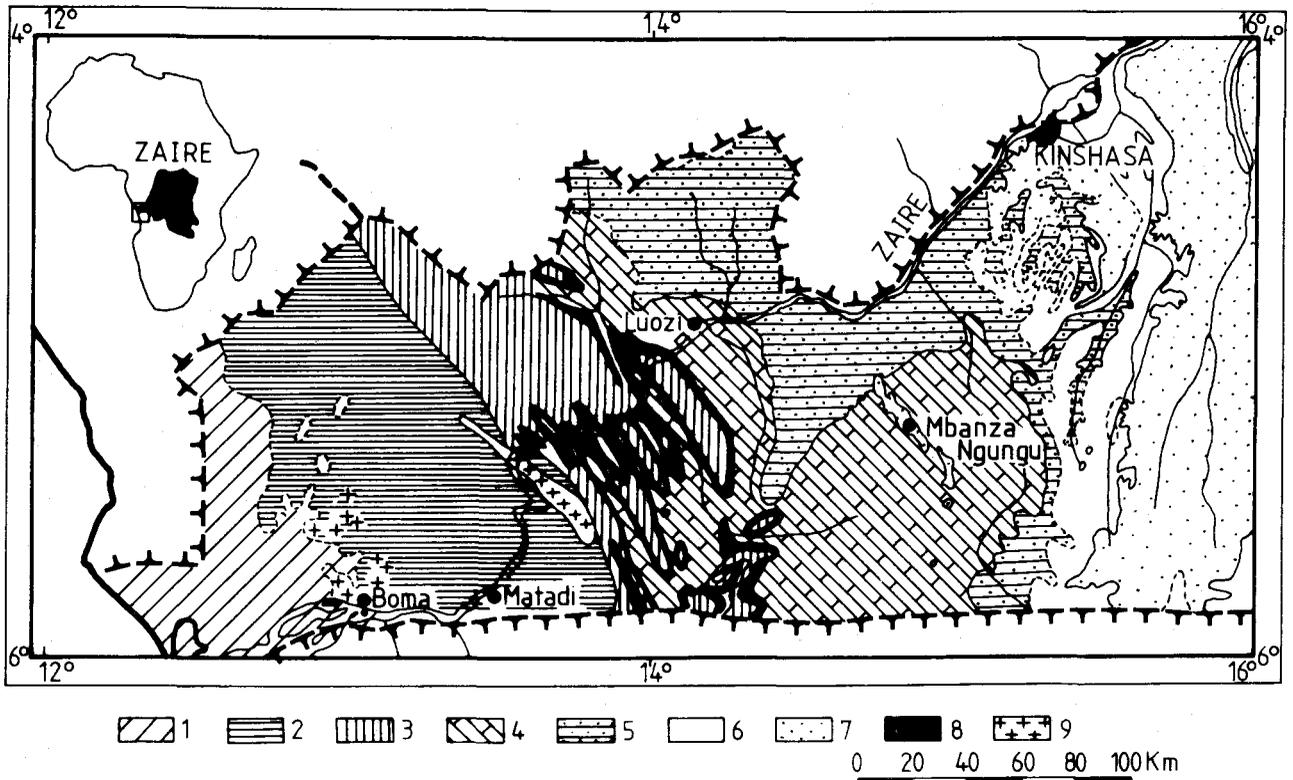


Fig. 1.- Localisation de la région étudiée et esquisse géologique régionale (d'après Cahen, 1954).

1. Terrains mésozoïques et cénozoïques de la zone littorale; 2. Groupe du Mayombe plissé et granitisé (Précambrien moyen): roches volcaniques et métamorphiques; 3. Groupe de la Sansikwa (Précambrien supérieur), discordant sur le Mayombe: conglomérats, phyllades, schistes, quartzites; 4. Groupe schisto-calcaire; 5. Système schisto-gréseux, regroupant les termes de Mpioka et de l'Inkisi; 6. Mésozoïque; 7. Cénozoïque (système «Kalaharien»); 8. Tillites; 9. Granites.

II.- LE CONTEXTE GEOMORPHOLOGIQUE

A l'échelle régionale, le paysage, modelé par l'érosion karstique, se compose de plaines alluviales, de surfaces plus ou moins bien aplanies, de collines de toutes formes. Ce vaste bassin, drainé par le Kwilu affluent du fleuve Zaire, est dominé au NW par les abrupts du plateau gréseux du Bangu et au NE par les sommets de la crête de Mbanza Ngungu. Au S, le relief, marqué par l'empreinte karstique, se poursuit en Angola (Cahen & Lepersonne, 1948; Heuts & Leleup, 1954).

La région connaît actuellement un climat soudanien avec une saison sèche bien marquée, du 15 mai au 15 septembre, ainsi qu'une petite saison sèche de 2 ou 3 semaines en février. Les températures moyennes mensuelles sont de 28°C en saison des pluies, de 22°C en saison sèche. Les pluies connaissent un maximum mensuel de 200 mm en janvier avec une moyenne mensuelle de 130 mm. La moyenne annuelle se situe aux environs de 1500 mm (Lepersonne, 1973).

Ce climat conditionne une savane arbustive à lambeaux forestiers. Sur le schisto-calcaire, la

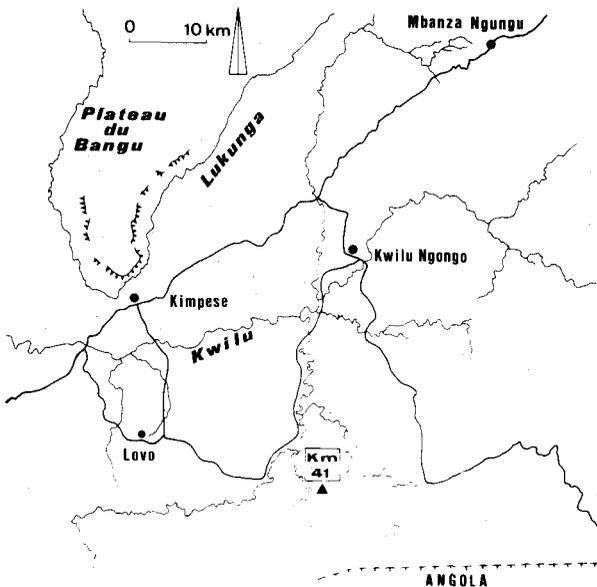


Fig. 2.- Localisation du «Km 41».

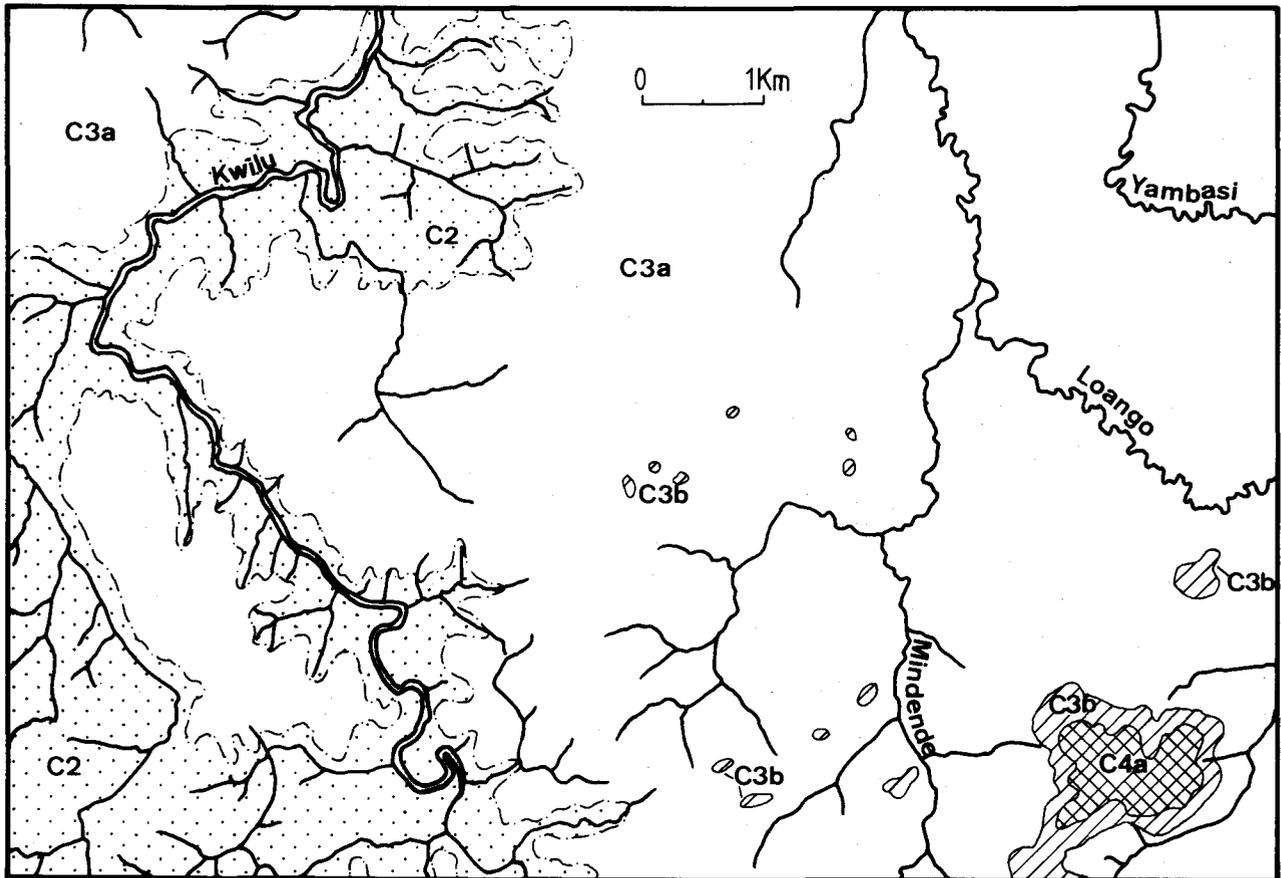


Fig. 3.- Carte géologique de la région du «Km 41».

C2: Schistes, calcschistes, grès calcaireux et calcaires de Bulu (sous-groupe du Kwilu). La partie affleurant ici comporte surtout des calcaires à bancs minces alternant avec des grès et des schistes. C3a et C3b: Calcaires de la Luanza (sous-groupe du Kwilu). C4a: Partie inférieure du sous-groupe de la Lukunga : schistes et calcschistes, bancs de calcaires argileux et dolomitiques.

savane est à graminées xérophiles avec des herbes à éléphants («matitis»). Les lambeaux forestiers sont aussi de type xérophile en terre ferme et sèche. Enfin, des galeries forestières montrent des forêts de type équatorial, ombrophiles à épiphytes et lianes. L'influence de l'homme est forte vu la fragilité de la forêt dans ces conditions climatiques limites : déforestation au profit des cultures de cannes à sucre, incendies de brousse. Notons que l'extension des terrains sableux (les sables du Kalaharien par exemple) est défavorable à la permanence du couvert forestier vu la forte perméabilité du sol (Biro, 1970).

III.- MORPHOLOGIE DES TOURS

Les tours du «Km 41» se dressent en petits inselbergs de 20 à 50 m de haut, n'excédant pas 300 m de long, dominant un plateau à la surface légèrement ondulée où de petits lacs réunis par un réseau hydrographique en partie désorganisé se résorbent lentement durant la saison sèche. Cette surface sépare la vallée du Kwilu à l'W de celle du Loango à l'E dont les talwegs y sont incisés d'une vingtaine de mètres (fig. 4).

Une tour calcaire typique a la forme d'un chicot rocheux aux parois généralement abruptes mais dont un flanc peut présenter une pente plus douce, recouverte d'un sol supportant une végétation de hautes herbes (matitis) et d'arbustes. Les flancs rocheux sont découpés de couloirs larges de quelques mètres à un ou deux décimètres. Le relief est excessivement tourmenté.

Le calcaire nu est intensément sculpté par les formes de lapiaz. Les cannelures verticales, sillons souvent contigus séparés les uns des autres par des parois se terminant sur une arête aigüe découpent les parois. Elles ont plusieurs mètres de développement et un diamètre de l'ordre de quelques décimètres. Au sommet des pitons, ces cannelures isolent des pinacles hauts parfois de plusieurs mètres. Ils sont très pointus et coupants. Ce relief porte le nom de «tsingys» à Madagascar où ils atteignent un développement remarquable (Rossi, 1974). Les tsingys n'affectent que les calcaires purs, durs et massifs.

Certains joints de stratification, horizontaux, sont souvent soulignés par un évidement de quelques centimètres à un décimètre de largeur et de profondeur. D'autres microformes, beaucoup

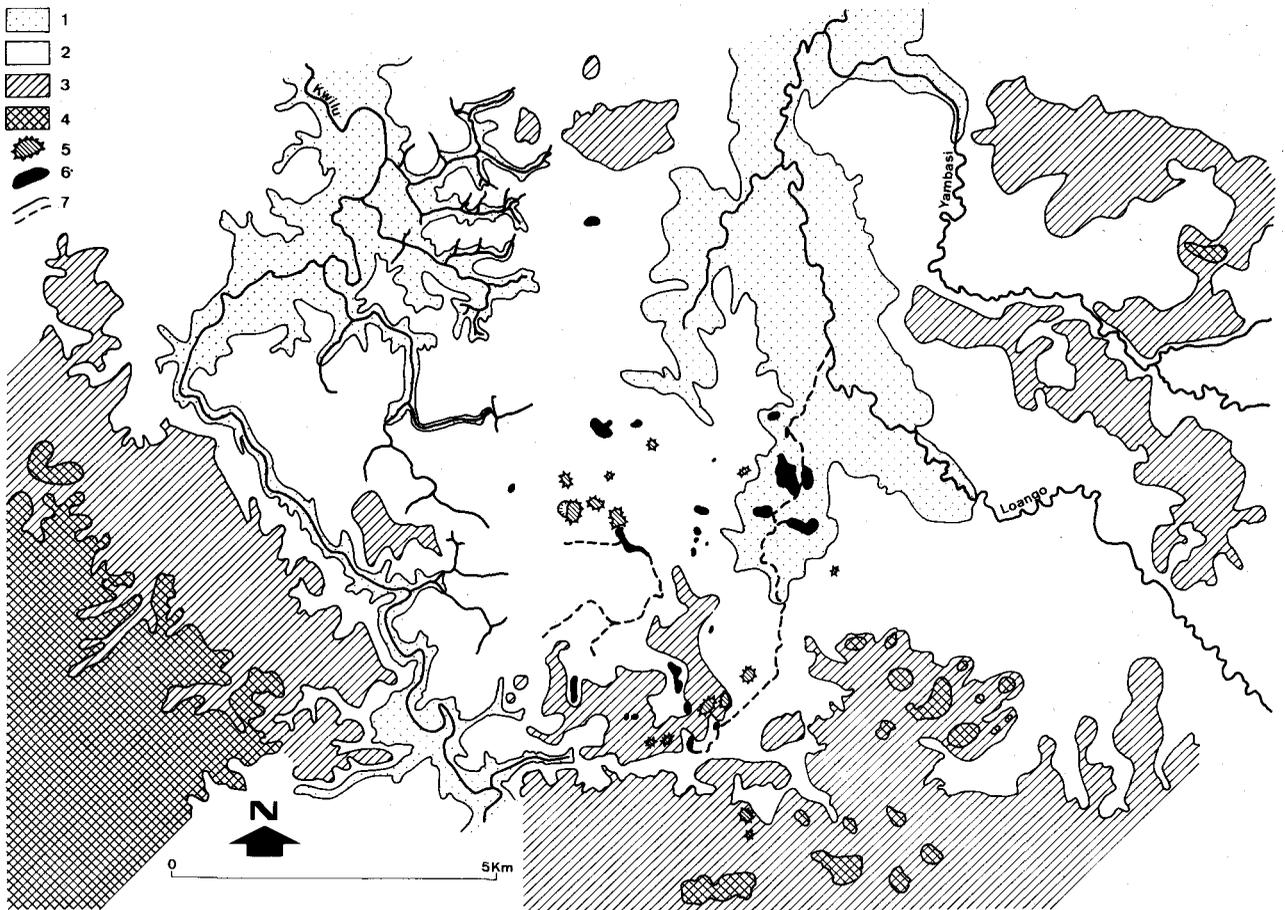


Fig. 4.- Carte oro-hydrographique de la région du Km 41.

1. en dessous de 400 m; 2. de 400 à 425 m; 3. de 425 à 450 m; 4. au dessus de 450 m; 5. Principales tours calcaires; 6. Lacs temporaires; 7. Rivières permanentes et temporaires.

moins nombreuses, se partagent les surfaces planes : cuvettes décimétriques sur les rares replats, semblables à des kamenitzas mais sans encorbellement, dépressions également décimétriques, plus ou moins hémisphériques, sur des surfaces inclinées.

Les formes karstiques souterraines sont rares. Elles consistent en cavités résiduelles, parfois réduites à des lucarnes de quelques mètres au travers d'une paroi rocheuse ou à des petits conduits de sections ovales ou circulaires creusés au détriment d'une strate particulière.

Au pied d'un petit piton, nous avons pu explorer une petite grotte : la «grotte du citoyen», dont la structure spatiale est préservée de l'érosion. Le plan (fig. 5) montre qu'il s'agit d'une cavité en labyrinthe, exploitant principalement des diaclases. Les parois sont hérissées de bancs de cherts mis en relief par la corrosion différentielle. Les voûtes et certaines parois montrent de nombreuses coupoles. Cette morphologie est typique d'une cavité ayant évolué essentiellement dans la zone

noyée qui n'a guère connu d'érosion torrentielle en zone dénoyée. Il s'agit donc d'une grotte témoin datant de l'époque où, le démantèlement du plateau n'ayant pas encore atteint l'altitude actuelle, la surface piézométrique se trouvait au dessus de la grotte. De plus, des concrétions stalagmitiques indiquent une période durant laquelle la grotte connut une évolution en zone dénoyée. Ce trait est important pour souligner la descente de la surface piézométrique en dessous de la base des tours.

IV.- MORPHOGENESE DU KARST A TOUR

A.- CONSIDERATIONS GENERALES

Ces formes, typiques de beaucoup de paysages karstiques en zone intertropicale humide ou sèche, appartiennent à la classe des «karsts à inselbergs», définie de façon générale par Jakucs (1977), terme tenant parfaitement compte des caractéristiques morphologiques observées. En

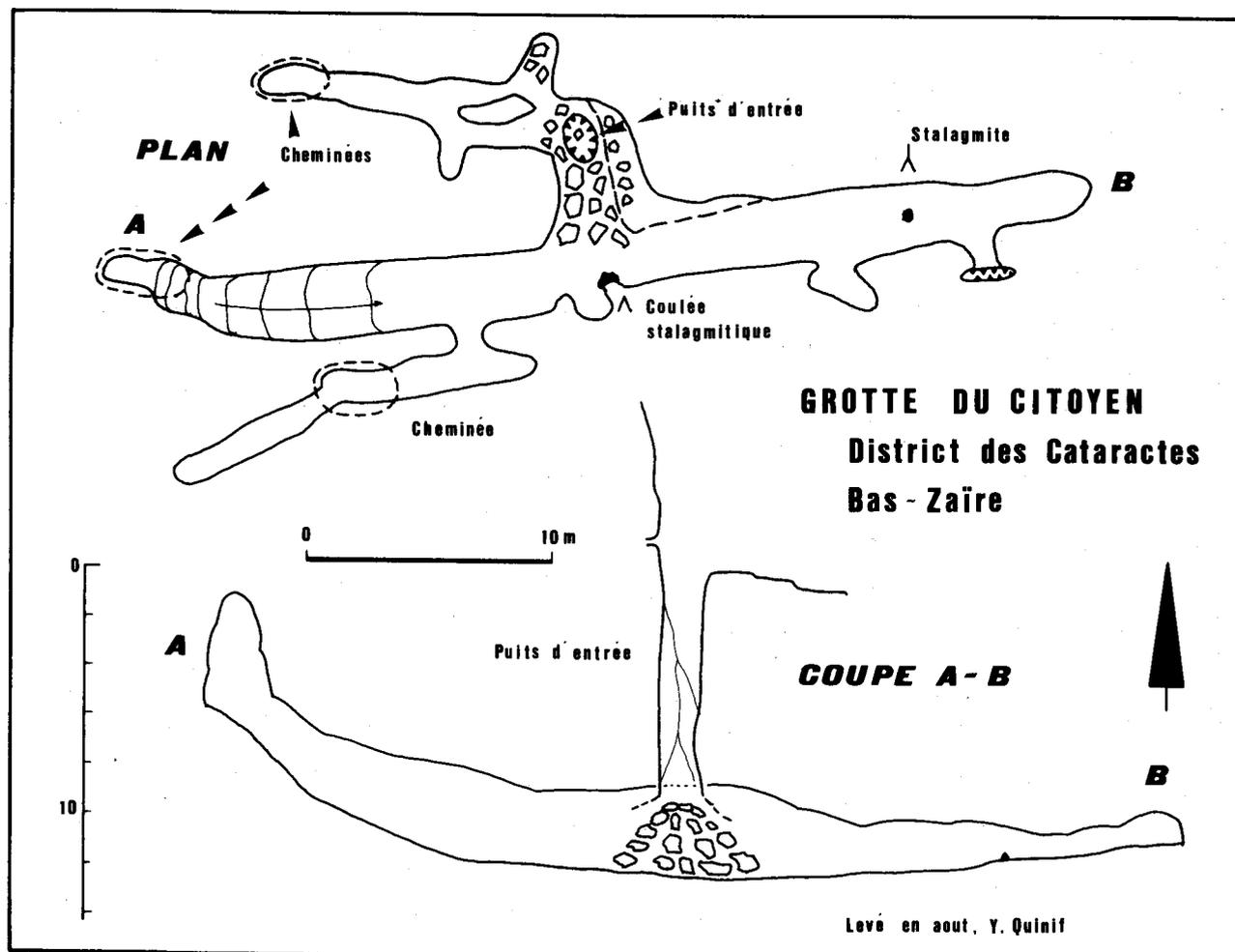


Fig. 5.- Plan et coupe de la grotte du citoyen.

effet, ces dernières se rencontrent également dans des lithologies non carbonatées: reliefs isolés aux parois raides s'élevant au milieu de surfaces subhorizontales dont le raccord avec les parois se fait par une rupture de pente brutale.

Néanmoins, dans le cas des faciès carbonatés, les interprétations s'orientèrent sur base du caractère karstique. Deux schémas évolutifs se dégagèrent. Le premier, le plus classique, considère les karsts à tours comme le stade ultime de l'évolution d'un plateau calcaire en zone intertropicale, depuis la dissection du plateau par voie fluviale ou par dépressions fermées en passant par le karst à collines coniques. Le second schéma distingue une origine intrinsèque des tours à partir d'un «karst labyrinthe», dissection d'un plateau suivant la fracturation par des ruelles karstiques qui isolent les monolithes. Le caractère azonal de cette dernière évolution est ainsi mis en exergue (Brook & Ford, 1978).

Le premier schéma envisage plusieurs modalités possibles. La théorie cyclique de Gründ (1914), basée sur les études de Danes (1910) du karst à collines coniques du Gunung Sewu à Java, est par

essence azonale. Semblable à la théorie morphogénétique de Davis, elle lie de façon logique les karsts à collines coniques et à tours comme des stades successifs à l'intérieur du cycle. Lehmann (1936, 1960), pour lequel le caractère zonal des karsts actuellement situés dans la zone intertropicale ne fait aucun doute, inspira la majorité des travaux ultérieurs. D'une manière générale, le passage du karst à collines coniques au karst à tours se produit lorsque le fond des dépressions atteint la surface piézométrique. La corrosion devient alors de plus en plus latérale, sapant les cônes par la base. Une «plaine de corrosion karstique», ou «plaine intra-montagneuse» se forme, sans que son altitude ne descende de façon sensible. Les rivières aériennes, en méandrant dans ces plaines, jouent alors un rôle important dans le façonnement des tours (Mac Donald, 1979). Quant au début du karst à collines coniques, Lehmann fait intervenir un premier stade uniquement fluviale, avec des pertes qui se généralisent de plus en plus, tandis que d'autres auteurs mettent directement en cause les dépressions fermées (karst polygonal de Williams, 1972). Enfin, certains attribuent un rôle important

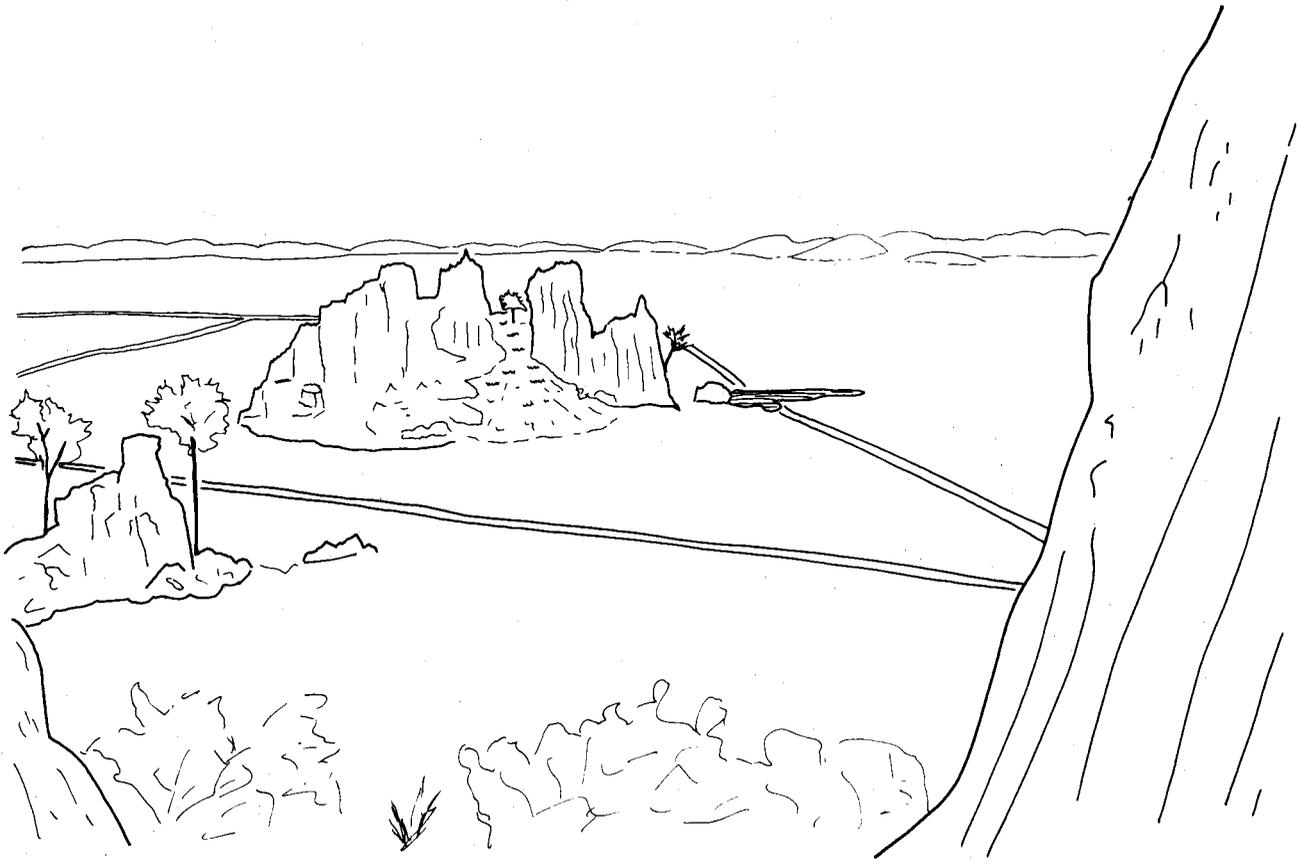


Fig. 6.- Vue panoramique d'une des principales tours.

La diapositive qui a servi de modèle à ce dessin est prise du sommet d'une tour voisine. On voit à l'horizon les collines qui bordent cette surface d'aplanissement à l'est, derrière la vallée du Loango invisible ici. La tour montre des versants calcaires nus, ciselés par les formes de lapiaz mais également un témoin de versant en pente douce recouvert d'un sol. A droite de la tour, la piste traverse le reste d'un lac temporaire en train de s'assécher.

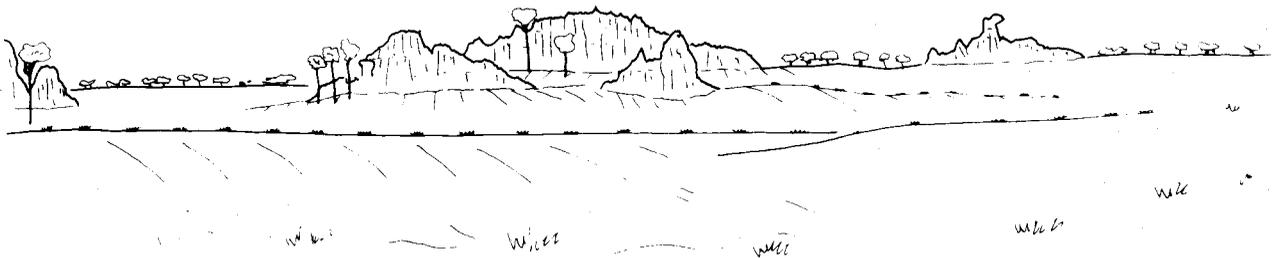


Fig. 7.- Vue panoramique de plusieurs tours.

On remarque bien que le contact des parois des tours avec la surface environnante se fait souvent par l'intermédiaire d'un versant à très faible pente.

à la lithologie et à la tectonique dans la genèse des tours (Wilford & Wall, 1965).

Deux axes de critiques à l'encontre de ces schémas évolutifs sont à préciser. Le premier met en cause la notion de «continuité douce» dans l'évolution (karst de plateau, devenant un karst à collines coniques puis un karst à tourelles), le second les causes de cette évolution. Les karsts du Bas-Zaïre apportent de nombreuses données à la discussion de ces problèmes.

B.- POSITION GEOMORPHOLOGIQUE DES TOURS DU Km 41

Plusieurs surfaces d'aplanissement ont été reconnues dans le Bas-Zaïre, surfaces recouvertes essentiellement de sables plus ou moins argileux avec graviers ou de cuirasses à grenailles ferrugineuses (Cahen & Lepersonne, 1948). La surface la plus haute est une surface structurale du Pliocène. Les suivantes résultent de la combinaison de la surélévation par saccades de la région avec des séquences paléoclimatiques allant des climats subéquatoriaux à altérations chimiques intenses aux climats semi-arides aux ruissellements aérolaires, cônes pédimentaires et «braided rivers» en passant par des climats de savanes avec édification de ferruginisations indurant les couvertures pédimentaires (Van Kerschaver, 1983).

Les tours du «Km 41» dominent une surface cartographiée entre 350 et 400 m d'altitude, s'étendant ici à l'altitude moyenne de 400 m. A cette surface est associé un épisode fluvial important dont l'axe principal est constitué par le tronçon du Kwilu coulant d'est en ouest. Actuellement, le réseau hydrographique de la zone étudiée s'incise dans cette surface qui se trouve ainsi perchée à une vingtaine de mètres au dessus des talwegs.

Dans certains cas, le contact entre les parois des tours et la surface horizontale se situe au sommet d'une pente douce, de quelques degrés, recouverte d'un sol (fig. 6 et 7). Dans d'autres cas, une face de la tour est bordée d'un lac temporaire. On constate que l'aplanissement de la surface est imparfait, laissant des ondulations de l'ordre de 5 m.

C.- LES PROCESSUS

1.- Evolution du relief

Nous avons montré dans un article précédent que les karsts du Kwilu permettent de saisir l'évolution allant d'un karst de plateau disséqué au karst à tours en passant par un relief de collines en forme de cônes (Quinif, 1985). Ces façonnements vont de pair avec la formation des surfaces d'aplanissement qui jalonnent l'histoire géologique récente de cette région.

Sculptées dans des calcaires précambriens, les formes karstiques du Bas-Zaïre se développent dans un environnement tectoniquement calme, auprès d'une marge inactive. Or, nous découvrons une morphologie semblable aux paysages karstiques classiques en zone intertropicale, qui affectent des calcaires de nature et d'âge différents dans d'autres contextes tectoniques, par exemple les calcaires miocènes de Java sur une zone de subduction. Il est donc nécessaire de faire intervenir des facteurs d'origine climatique pour expliquer cette convergence de formes.

Relief éloigné d'une vingtaine de kilomètres vers l'ouest, les rochers de Lovo apportent des faits d'observations supplémentaires. Ils illustrent par de remarquables formes de transition ce que nous avons souligné plus haut mais dans une moindre mesure au «Km 41», à savoir le passage du kegelkarst (cônes) au turmkarst (tours). On y voit

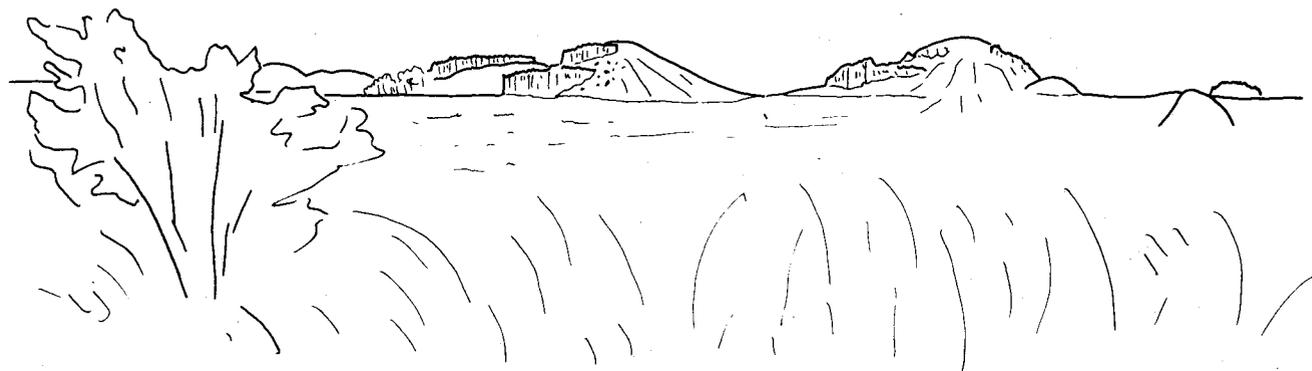


Fig. 8.- Vue panoramique dans la région des rochers de Lovo.

Les collines constituent des formes de transition entre le cône et la tour : on y voit la coexistence de versants en pente douce recouverts d'un sol avec les versants abrupts en roche nue.

en effet la coexistence de versants convexo-concaves à couverture meuble et d'abrupts en roche nue ciselés par le lapiaz à «tsingy», formes typiquement aériennes (fig. 8). Par place, une petite paroi calcaire se dresse au milieu d'un versant à pente modérée. Il faut voir là clairement une séquence évolutive. Certains versants sont entaillés par des couloirs verticaux, longs de plusieurs dizaines de mètres, larges en moyenne d'un mètre et profonds de 10 à 20 mètres. Aucune forme d'érosion ou de corrosion n'étant reconnaissable, ces couloirs sont dus à un effet de détente mécanique du versant («appel au vide»). Comme ces cavités existent alors que les collines possèdent encore une forme conique, nul doute qu'elles participent à la genèse des parois verticales, ce processus aidant ainsi à la transition du cône à la tour. Notons aussi l'absence d'encoche basale, aussi bien à Lovo qu'au «Km 41». On sait que ces encoches traduisent l'existence de corrosion latérale dans une plaine d'inondation qui, dans notre cas, serait démantelée par une reprise de l'érosion verticale.

Le moteur de ces transformations est à rechercher dans les alternances paléoclimatiques qu'a bien mises en évidence G. Van Kerschaver (1983). Dans ce contexte, le karst à cônes se façonne en climat chaud et humide sous forêt équatoriale (phase biostasique). Ce relief est l'analogue karstique du relief tropical en «demi-oranges» développé sur d'autres roches. Bien sûr, les effets de l'érosion karstique se font sentir de façon évidente : pertes de rivières, résurgences, dolines, etc. Le passage à un climat sec provoque une rhexistasie avec disparition de la forêt, destruction et transport des sols et altérites allant jusqu'à la mise à nu du calcaire. Nous assistons alors à la transition vers un relief d'inselbergs, les tours dominant des surfaces d'aplanissement pédimentaires tandis que les surfaces calcaires mises à nu sont sculptées par le lapiaz. Vu la relative brièveté de chaque phase climatique

durant le Quaternaire, un aplanissement généralisé ne se produit pas dans toute la région mais les surfaces s'emboîtent à partir de l'aval, c'est-à-dire de l'ouest. Le paysage se présente ainsi comme une succession de gradins, les plus élevés étant à l'E. On trouve donc des associations de formes typiques de phases climatiques antérieures comme les karsts à cônes subsistant à des altitudes supérieures (fig. 9). Les tours seront ainsi plus ou moins bien façonnées, gardant çà et là des versants convexo-concaves avec leur couverture comme aux rochers de Lovo. Un climat de savane ultérieur provoquera l'enfoncement linéaire des rivières à partir de la surface.

Dans ce cadre évolutif, les tours du «Km 41» constituent le stade le plus ultime de l'érosion d'un plateau calcaire que les rochers de Lovo n'ont pas encore atteint, appartenant de façon imbriquée à plusieurs surfaces, donc à plusieurs séquences climatiques successives. L'enfoncement des deux rivières ceinturant la région des tours est interprétable selon nous comme une incision linéaire attribuable à un climat semblable à l'actuel. Notons qu'en maints endroits, le Kwilu atteint le socle rocheux tandis que ses rives sont façonnées dans les alluvions (terrasses à galets) qui, elles, témoignent d'un engorgement sédimentaire typique d'un climat plus aride.

2.- Evolution des formes souterraines

Une cavité comme la grotte du citoyen, fragment d'un réseau en labyrinthe, témoigne de la corrosion karstique en zone noyée pendant une phase antérieure. A Lovo, une cavité comme Tadi Ndieka (fig. 10) prouve par sa structure en labyrinthe et ses innombrables coupoles une genèse prépondérante en zone noyée. Par ailleurs, les recreusements affectant ses dépôts constituent des preuves d'une évolution complexe où prennent place d'anciennes rivières souterraines.

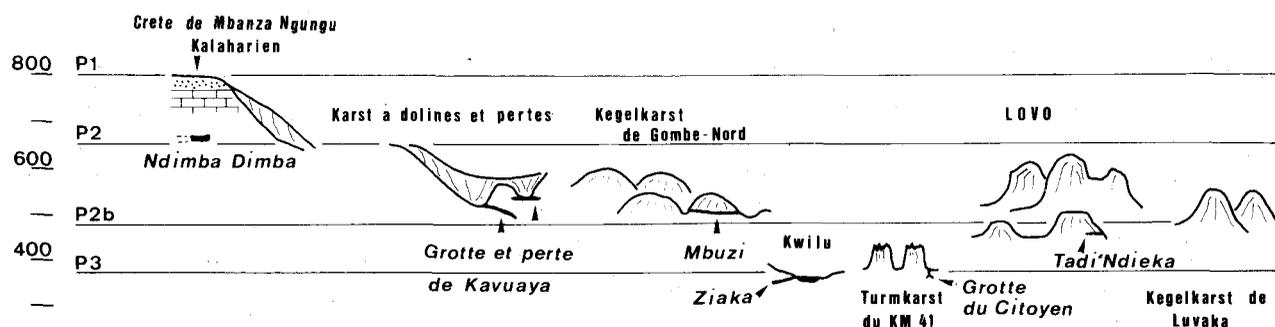


Fig. 9.- Disposition altitudinale schématisée des principales formes karstiques et des niveaux d'aplanissement. Les altitudes de ces derniers sont données à titre indicatif sans tenir compte de la pente de la surface. Le caractère en inselberg des tours du Km41 dominant la surface P3 est particulièrement net.

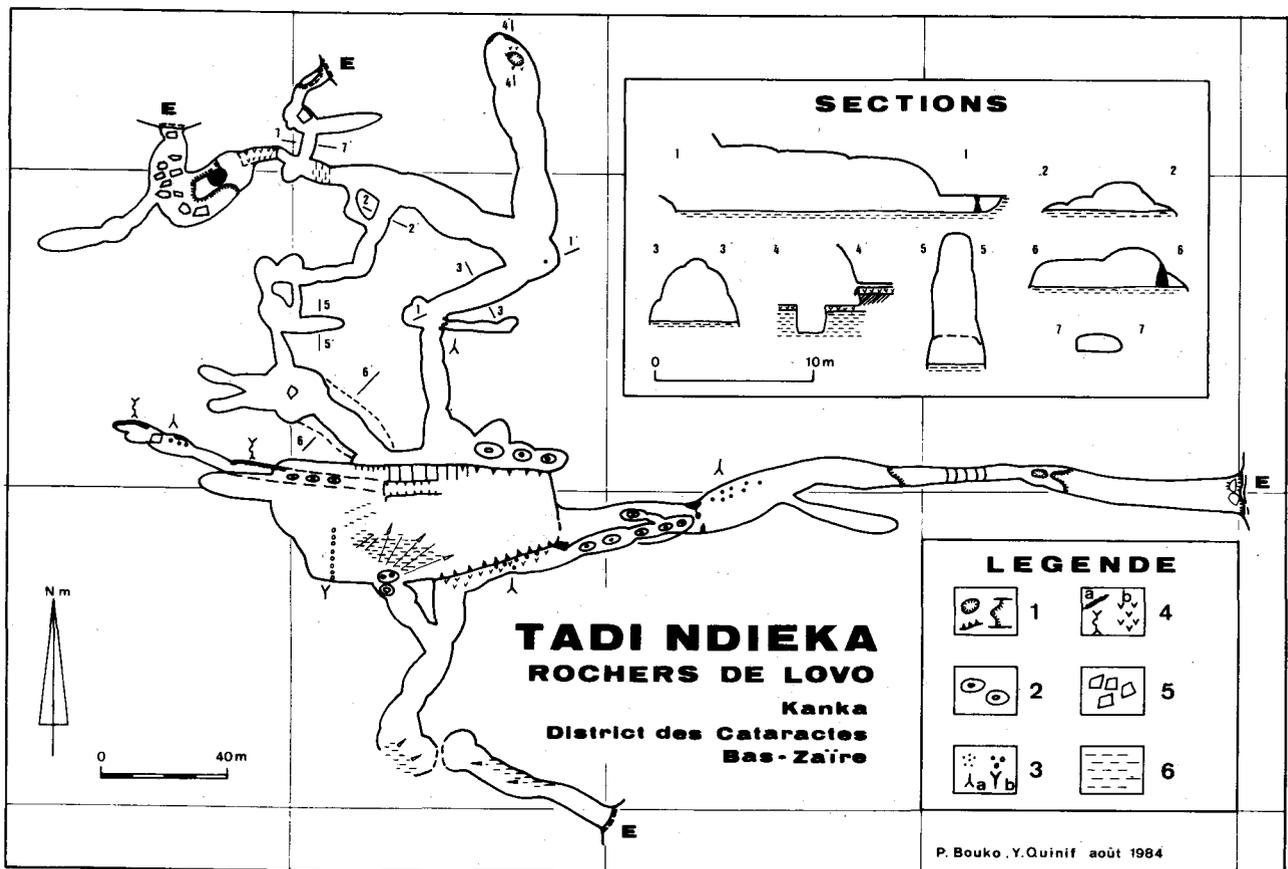


Fig. 10.- Plan de Tadi Ndieka.

1. puits, escarpements de plus ou moins 5 m; 2. coupoles; 3a. stalagmites; 3b. stalactites; 4a. coulée stalagmitique; 4b. plancher stalagmitique; 5. éboulis; 6. sédiments sablo-argileux.

L'évolution du karst souterrain comprend donc une première phase en zone noyée (géométrie en labyrinthe, coupoles très nombreuses, insolubles, même fragiles, en relief) accompagnée peut-être d'une sédimentation fine à laquelle se rattacheraient les argiles trouvées en couches épaisses à Tadi Ndieka. Si on se réfère à l'exemple des cavités fossiles de la crête de Mbanza Ngungu, des drains se structurent ensuite, toujours en zone noyée (Quinif, 1985). Tadi Ndieka indique ensuite une période d'abondant concrétionnement suivi de circulations cascadiantes ayant recreusé les dépôts antérieurs. D'après les observations concernant les cavités situées dans les autres entités morphologiques de la région, la période de creusement en zone noyée est contemporaine de la structuration d'un karst de vallées fermées et dolines, suivi du karst en collines coniques. Ce dernier voit un premier démantèlement des labyrinthes souterrains ainsi que la prépondérance des circulations torrentielles dans les grottes-tunnels qui traversent de part en part les collines. Ces cavités s'élaboreraient ainsi de façon prépondérante en climat chaud et humide de type équatorial. L'important concrétionnement, suivant les conceptions classiques en géochimie des

carbonates, est lui aussi contemporain de ce type de climat : dominance de la dissolution superficielle sous le sol, sursaturation des eaux d'infiltration en bicarbonate de calcium, abondante précipitation stalagmitique dans les cavités.

Lors de la rupture climatique qui provoque la transition du relief de cônes vers le relief de tours, les réseaux de ces collines s'assèchent. Le recreusement des concrétions stalagmitiques de Tadi Ndieka s'inscrit dans la transition : rivières souterraines cascadiantes à fortes crues. Enfin, lorsque l'incision des rivières reprend lors d'un climat moins aride (de savane), les cavités situées sous les surfaces d'aplanissement s'assèchent elles-aussi à cause de la descente de la surface piézométrique, elle-même dépendant de l'altitude des rivières. C'est à ce stade que nous trouvons actuellement la grotte du citoyen.

V.- CONCLUSIONS

Notre schéma évolutif (fig. 11) concernant les karsts du bassin de Kwilu, schéma dans lequel les tours du «Km 41» constituent un stade ultime, est basé sur l'existence des alternances paléoclimati-

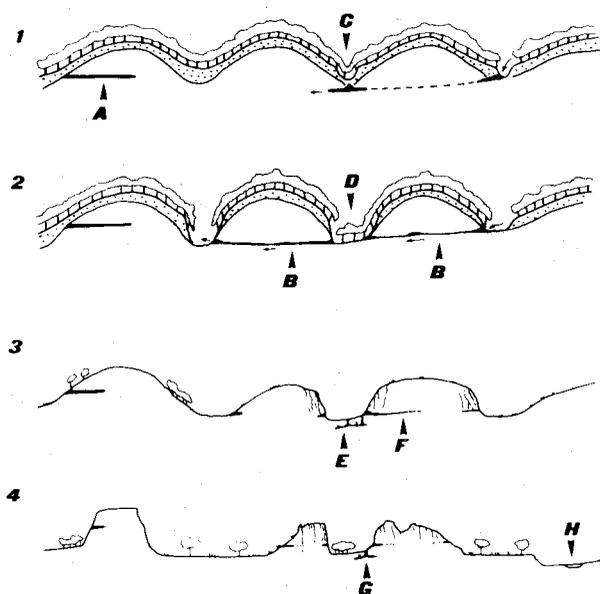


Fig. 11.- Coupes schématiques synthétisant 4 stades évolutifs d'un relief karstique en région intertropicale à paléoclimats contrastés. Les deux premières montrent deux stades du karst à collines coniques avec une couverture forestière quasi-continue et une couverture d'altérites. La grotte (A) est un fragment de réseau phréatique généré dans un contexte antérieur de plateau et démantelé par la formation des collines. A droite, on voit se structurer un réseau du type «grotte-tunnel» (B) avec une doline (C) évoluant en vallée fermée (D). La troisième coupe se situe après une rupture climatique, en climat sec. La couverture d'altérites est presque complètement érodée à cause de la disparition de la forêt. Un réseau phréatique en labyrinthe se creuse sous la surface piézométrique (E) tandis que les anciennes grottes-tunnel sont à leur tour démantelées (F). Enfin, la quatrième coupe figurant le paysage actuel avec des tours à tsingys dominant une surface d'aplanissement. L'ancien réseau phréatique est à présent sec (G) vu la descente de la surface piézométrique suite à l'enfoncement des rivières (H).

ques faisant succéder climats équatoriaux chauds et humides avec couverture forestière continue, climats subarides à érosion aréolaire, inselbergs, glacis et surfaces d'aplanissements pédimentaires, climats de savanes à saisons contrastées. Au climat chaud et humide avec forêt équatoriale correspond une morphogenèse en karst à cônes et spéléogenèse active (grottes-tunnels, concrétionnement abondant). Lors du climat subaride prédomine la formation du karst à tours, les tours s'élaborant à partir des collines coniques suite à la disparition de la couverture végétale et à l'érosion de sols. Le karst souterrain est moins actif : les réseaux sont démantelés par le recul des versants, quelques circulations souterraines vadoses existent encore après de violentes crues. Les massifs stalagmitiques peuvent être incisés, corrodés. Ainsi, la morphogenèse karstique est directement fille des fluctuations climatiques.

Ce type d'évolution ne peut être directement généralisé à d'autres régions karstiques intertropicales. Il faut être conscient des limites du modèle, imposées par l'existence et la nature des

variations paléoclimatiques. Pour Wilford & Wall (1965) par exemple, la région de Sarawak qu'ils ont étudiée n'a pas connu de variations climatiques importantes depuis le Pliocène. Dans un cas semblable, il faut revenir à d'autres facteurs pour expliquer la genèse des tours. Notre modèle est applicable aux régions connaissant actuellement un climat sec contrasté, de savane. Le relief étudié par Tricar et da Silva (1960) au Brésil illustre parfaitement un contexte analogue bien qu'actuellement plus sec que le Bas-Zaïre.

Notons pour terminer que ce modèle constitue un document de travail : il ouvre, pensons-nous, une voie originale de recherches dans le domaine karstique intertropical. Il faut maintenant aborder et développer les études sédimentologiques et morphologiques précises et détaillées qui, étayées par les données de géochronologie absolue sur stalagmites permettront de tester le modèle et de structurer les séquences paléoclimatiques.

REMERCIEMENTS

L'auteur tient à remercier ceux sans qui ce travail, résultat d'une longue collaboration, n'existerait pas : les membres de l'expédition spéléologique «Kwilu 84» organisée par l'ESC (Equipe spéléo du Centre). Nous avons reçu le support du FNRS (Fonds National de la Recherche Scientifique). Nous tenons aussi à remercier pour leur aide : l'ADEPS (Administration de l'éducation physique, des sports et de la vie en plein air), la FSB (Fédération Spéléologique de Belgique), le Musée Royal d'Afrique Centrale à Tervuren, la Faculté Polytechnique de Mons, l'équipe GEP, la direction générale de la Sabena à Mons, le magasin Starpole, les studios photographiques Delecoq à Soignies, la société Diving Equipment Service, l'Ambassade du Zaïre à Bruxelles, la Compagnie Sucrière de Kwilu Ngongo, les autorités zaïroises sur place et la population du Bas-Zaïre.

BIBLIOGRAPHIE

- BIROT, P., 1981.- Les processus d'érosion à la surface des continents. Masson Ed., Paris, 605 p., 54 fig., 29 tab., 21 photos.
- BROOK, G.A. & FORD, D.C., 1978.- The origin of labyrinth and tower karst and the climatic conditions necessary to their development. *Nature*, 275, 5680 : 493-496.
- CAHEN, L., 1954.- Géologie du Congo belge. Imp. H. Vaillant Carmanne S.A., Liège, 577 p., 98 fig., 36 ph.
- CAHEN, L., 1978.- La stratigraphie et la tectonique du supergroupe ouest-congolien dans les zones médianes et externes de l'orogène ouest-congolien (pan-africain) au Bas-Zaïre et dans les régions voisines. *Ann. Mus. roy. de l'Afrique Centrale*, Tervuren, Belgique, Sc. Géol., 83 : 1-150.

- CAHEN, L. & LEPERSONNE, J., 1948.- Notes sur la géomorphologie du Congo occidental. *Ann. Mus. Roy. Congo belge, Tervuren, Belgique, Sc. Géol.*, 1 : 1-95.
- DANES, J.V., 1910.- Die Karstphänomene im Goenoeng Sewoe auf Java. *Tijdschrift Kon. Nederlandsch Aardrijkskundig Genootsch.*, XXVII : 247-260.
- GRUND, A., 1914.- Der Geographische Zyklus in Karst. *Z. Ges. F. Erdkunde* : 621-640.
- HEUTS, M.J. & LELEUP, N., 1954.- La géographie et l'écologie des grottes du Bas-Congo. *Ann. Mus. Roy. du Congo belge, Tervuren, Belgique, Sc. Zool.*, 35 : 71 p., 12 pl. h.t.
- JAKUCS, L., 1977.- Morphogenetics of karst regions. *Adam Hilger Bristol Ed.*, 284 p., 100 fig., 38 ph.
- LEHMANN, H., 1936.- Morphologische Studien auf Java. *Geogr. Abh.*, Ser. 3, 9, 114 p.
- LEHMANN, H., 1960.- La terminologie classique du karst sous l'aspect critique de la morphologie climatique moderne. *Rev. Géogr. Lyon*, XXXV, 1 : 1-6.
- LEPERSONNE, J., 1973.- Notice explicative de la feuille Ngungu de la carte géologique du Zaïre au 1/200.000. *Dir. Serv. géol. Zaïre*, 66 p.
- MAC DONALD, R.C., 1979.- Tower karst geomorphology in Belize. *Zeits. für Geomorph.*, Suppl. Bd., 32 : 35-45.
- QUINIF, Y., 1985.- Une morphologie karstique typique en zone intertropicale : les karsts du Bas-Zaïre. *Karstologia*, 6 : 43-52.
- ROSSI, G., 1974.- Morphologie et évolution d'un karst en milieu tropical : l'Ankara (extrême Nord de Madagascar). *Mém. et Doc. CNRS*, nouvelle série, 15, Phénomènes Karstiques, II : 279-298.
- TRICART, J. & CARDOSO DA SILVA, T., 1960.- Un exemple d'évolution karstique en milieu tropical sec : le morne de Bom Jesus da Lapa (Bahia, Brésil). *Zeits. für Geomorph.*, 4 : 29-42.
- VAN KERSCHAUVER, G., 1983.- Géomorphologie paléoclimatique de la fin du Cénozoïque dans la région de Kimpese (Bas-Zaïre). *Bull. Soc. Belg. Géol.*, 92 (4) : 301-309.
- WILFORD, G.E. & WALL, J.R.D., 1965.- Karst topography in Sarawak. *J. of Trop. Geogr.*, 21 : 44-70.
- WILLIAMS, P.W., 1972.- Morphometric analysis of polygonal karst in New-Guinea. *Geol. Soc. of Am. Bull.*, 83 : 761-796.

PLANCHE 1

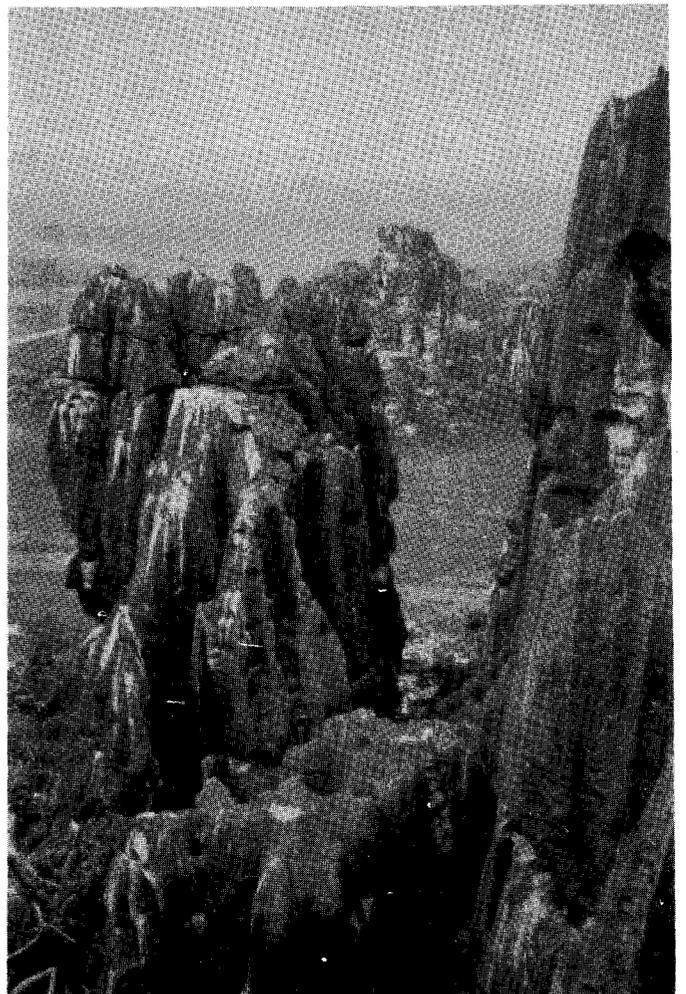
1. Le plateau du «Km 41». La vue est prise d'un des plus importants pitons vers la périphérie où la morne surface du plateau est hérissée de rochers qui ne sont que d'ultimes témoins du relief karstique.
2. Sommet d'un piton découpé par le lapiaz de cannelures («tsingy»).
3. Le lapiaz de cannelures verticales découpe les flancs du piton. Ce type de lapiaz se développe essentiellement dans des calcaires purs massifs. On observe également l'évidement des joints de stratification horizontaux.



1



2



3