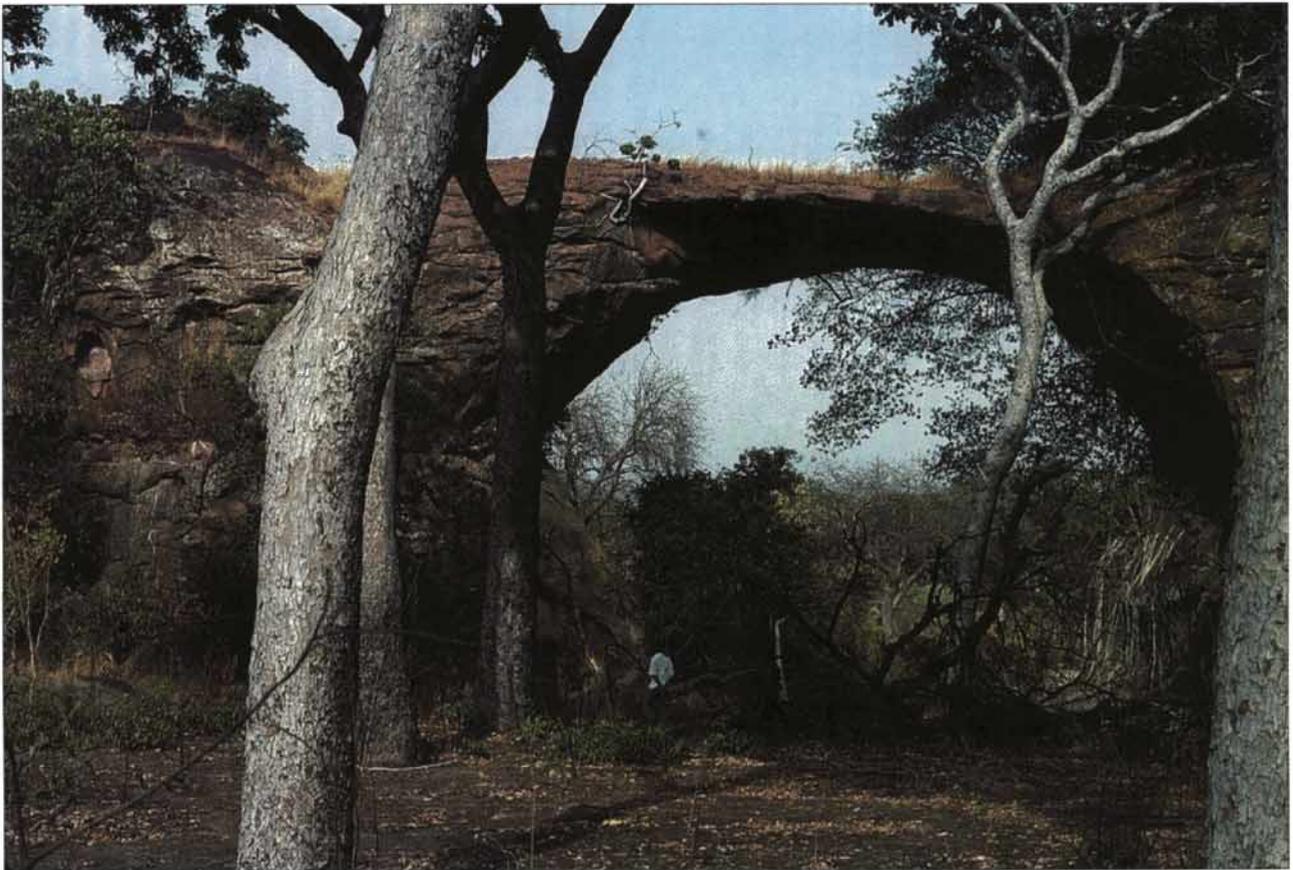


# Étude géomorphologique de la République centrafricaine

Carte à 1/1 000 000  
en deux feuilles ouest et est

Yves BOULVERT



## **Avis au lecteur**

Les figures illustrant ce texte ont été réalisées avec « les moyens du bord » dans les années 80 au centre Orstom de Bangui. À l'impression il est apparu que les trames, utilisées alors, pouvaient présenter des contrastes trop marqués et des phénomènes de « moirage ». Il nous a semblé qu'il n'était plus possible de retarder une nouvelle fois l'impression de cet ouvrage, d'autant plus que l'auteur ne dispose pas des moyens de reprendre l'ensemble de ces illustrations. En cas de difficultés d'interprétation il demeure à la disposition du lecteur pour toute précision.

Bondy, le 20/12/1995

**Yves BOULVERT**

**Yves BOULVERT**

**ÉTUDE GÉOMORPHOLOGIQUE  
DE LA RÉPUBLIQUE CENTRAFRICAINE**

**CARTE À 1/1 000 000  
EN DEUX FEUILLES OUEST ET EST**

---

**ORSTOM Éditions**

**INSTITUT FRANÇAIS DE RECHERCHE SCIENTIFIQUE POUR LE DÉVELOPPEMENT EN COOPÉRATION**

**NOTICE EXPLICATIVE n° 110**

**PARIS 1996**

La loi du 11 mars 1957 n'autorisant, aux termes des alinéas 2 et 3 de l'article 41, d'une part, que les « copies ou reproductions strictement réservées à l'usage privé du copiste et non destinées à une utilisation collective » et, d'autre part, que les analyses et les courtes citations dans un but d'exemple et d'illustration, « toute représentation ou reproduction intégrale, ou partielle, faite sans le consentement de l'auteur ou de ses ayants droit ou ayants cause, est illicite » (alinéa 1<sup>er</sup> de l'article 40).

Cette représentation ou reproduction, par quelque procédé que ce soit, constituerait donc une contrefaçon sanctionnée par les articles 425 et suivants du Code pénal.

## AVERTISSEMENT

Le travail présenté ici résulte d'une longue maturation. Très tôt nous est apparue, en Centrafrique, la liaison entre la distribution des sols et la morphologie, en relation avec l'induration et le drainage. Ceci nous a conduit à établir par photo-interprétation systématique et recouvrements de terrain, des cartes morphopédologiques à moyenne échelle en vue de dresser la carte pédologique de synthèse du Centrafrique, but initial du travail entrepris. Dans un premier temps, la géomorphologie centrafricaine fut évoquée dans diverses notes : Un type de modelé cuirassé : la série de Kouki (1971), Relations entre socle et modelé sur socle et sur Continental Terminal (1971), Types de sols et modelé sur amphibolites de l'Ouham (1974), Types de modelés cuirassés (1976), Notes morphologiques sur l'interfluve Congo-Nil (1982), Roches carbonatées et modelé karstique en Centrafrique (1983)... En 1982, les « Notes géomorphologiques régionales en Centrafrique » présentaient une première approche région par région de la morphologie de ce pays, tandis que deux notes synthétiques traitaient l'une du substrat géologique et des types de modelé correspondants, l'autre des surfaces d'aplanissement en RCA. En 1986-1988, était progressivement dressé un inventaire systématique des directions de schistosité et de fracturation en liaison avec la lithologie dans les cartes morpho-structurales à 1/200 000 du Centrafrique. Les observations localisées du texte suivant se réfèrent souvent à ces documents de travail dont la carte à 1/1 000 000 est une synthèse générale.

Dans le cadre d'une thèse de doctorat d'Etat sur travaux soutenue le 27 juin 1990 à l'université de Dijon : « Contribution à l'étude du milieu naturel centrafricain, exploitation et corrélation des données obtenues par photo-interprétation, télédétection et travaux de terrain pour la réalisation des cartes pédologique, phytogéographique et géomorphologique à 1/1 000 000 de la République centrafricaine », le volet géomorphologique accompagnant ceux déjà publiés : pédologie (1983), phytogéographie (1986) et oro-hydrographie (1987) a été jugé trop copieux (436 p. multigr.) pour impression. Dans ce texte entièrement refondu, il est regrettable que certaines figures géomorphologiques aient dû être retirées ; il y sera fait allusion sous le vocable « ex fig. » qui renvoie à la version de soutenance disponible à l'ORSTOM, à l'université de Dijon et sous forme de micro-fiches (référence ANRT-Grenoble 21579 ou 90/DIJO/S 016). La bibliographie détaillée a été transformée en simple orientation mais certaines références récentes ont pu être ajoutées. Cette bibliographie comme le texte correspondant est arrêtée à la date du 28-09-1991.

## **REMERCIEMENTS**

Le travail de prospection doit beaucoup aux Centrafricains qui m'accompagnaient sur le terrain et notamment à Pierre FIOBOY, celui de dessin à Eugène DOLLET. Pour la rédaction, je ne voudrais pas oublier de témoigner ma gratitude au professeur J. DEMANGEOT de l'université de Nanterre qui, avant de participer à mon jury de thèse, n'a pas ménagé son temps au cours de multiples discussions, me faisant ainsi profiter de sa grande expérience.

## INTRODUCTION

La République centrafricaine (ex Oubangui-Chari) reste méconnue. L'ORSTOM, dont les chercheurs travaillent dans ce territoire depuis 1949, a entrepris, à partir d'une documentation disparate et inégale, la réalisation d'un **ensemble cartographique thématique sur le milieu physique de ce pays**. Après les cartes gravimétriques, pédologiques, phytogéographiques, oro-hydrographiques et l'ouvrage d'Agroclimatologie, il restait à réaliser les cartes géomorphologiques et géologiques. L'on disposera ainsi d'un **premier essai de synthèse sur le milieu naturel centrafricain**.

**Cette notice ne doit donc pas être isolée des autres ouvrages thématiques auxquels elle renvoie.** Elle a été établie à partir d'études régionales ou locales mais aussi de reconnaissances à très larges mailles. Elle s'appuie essentiellement sur l'observation stéréoscopique des photographies aériennes IGN à 1/50 000. Curieusement cet ensemble de près de 30 000 documents des années cinquante n'avait jamais été utilisé de manière systématique. Outre certaines portions, urbaines notamment, couvertes à grandes échelles (de 1/8 000 à 1/30 000), certains secteurs ont été repris à moyennes échelles (1/60 000 ou 1/90 000) entre 1975 et 1982. Surtout, depuis 1972, nous avons pu utiliser la couverture d'images Landsat à 1/1 000 000. Ces images permettent un recul indispensable par rapport aux nombreuses photographies aériennes ; elles font ressortir les grands ensembles. Révélant une multiplicité de linéaments inconnus au sol, elles ont montré à partir de ces cicatrices multiples, l'importance des influences structurales et tectoniques. Faute de moyens, les toutes récentes images SPOT n'ont pu être utilisées que dans les environs immédiats de Bangui (Th. SIMON *et al.*, 1987).

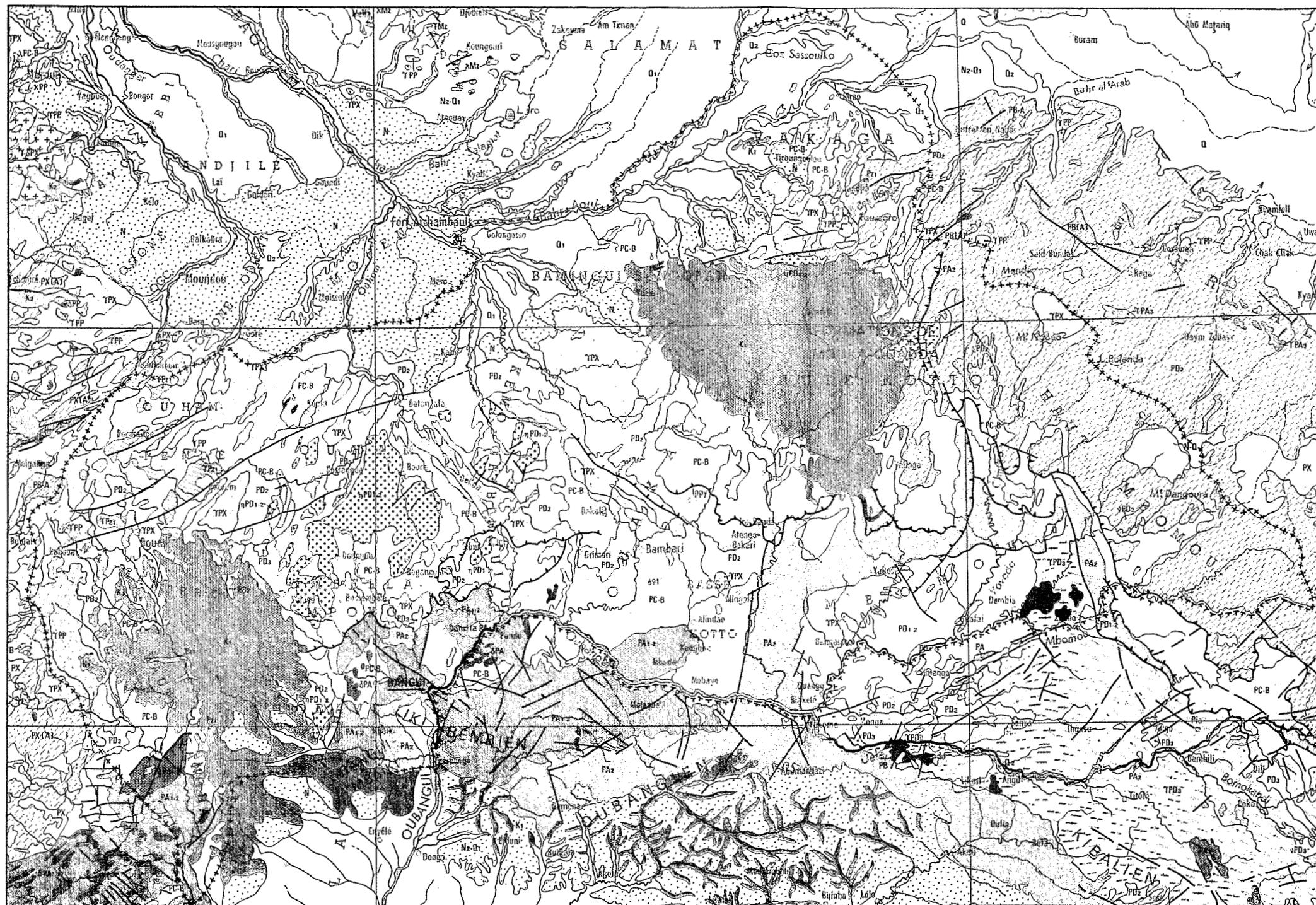
En dix-neuf ans de séjour, des dizaines de milliers de kilomètres d'itinéraires ont été relevés en empruntant des moyens de transport très variés : avions, hélicoptères, automobiles tout terrain, canots à moteur mais aussi pirogues, sans oublier les colonnes à pied avec porteurs, comme au début du siècle. Si les itinéraires couvrent tout le territoire, ils sont plus ou moins denses : l'Est du pays notamment reste toujours aussi difficile d'accès. Certaines pistes s'ouvrent, d'autres se ferment ; en zones cynégétiques ou forestières, le réseau des voies d'accès n'est plus celui des années soixante.

Des observations morphologiques et phytogéographiques ont toujours accompagné les études pédologiques régionales ou locales (cf. Y. BOULVERT 1966 à 1979, inédit) : ce pays a donné lieu à une centaine de publications de l'auteur, la plupart multigraphiées qui n'ont pu être citées dans l'orientation bibliographique. On en trouvera la liste dans le mémoire original de soutenance de thèse (juin 1990), de même pour les références géologiques antérieures à 1964 dans l'ouvrage de base de J.L. MESTRAUD (1982) et pour les itinéraires d'explorations dans la bibliographie d'AEF de G. BRUEL (1914).

A propos du Centrafrique, une question reste posée pour beaucoup, au sujet du genre à employer pour le nom de ce pays. A la suite d'une demande d'éclaircissement, ayant reçu une réponse officielle du gouvernement centrafricain, j'utilise le masculin.

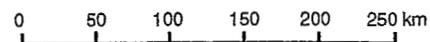
Figure 1 - CARTE GÉOLOGIQUE DU CENTRAFRIQUE À 1 : 5 000 000

LÉGENDE



<b>Q</b>	QUATERNAIRE	<b>NQ</b>	Néogène - Quaternaire
<b>Qz</b>	Qz	<b>Nz-Q1</b>	Pliocène - Pléistocène
<b>Q1</b>	Pléistocène	<b>TT</b>	Roches effusives - tertiaires
<b>T</b>	Tertiaire ou Cénozoïque		
<b>N</b>	Néogène		
<b>PG</b>	Paléogène		
<b>MÉSOZOÏQUE</b>			
<b>Ks</b>	supérieur		
<b>Km</b>	moyen		
<b>Ki</b>	inférieur	<b>C-K</b>	Carbonifère - Crétacé (grès nubiens)
<b>PALÉOZOÏQUE</b>			
ROCHES INTRUSIVES			
<b>YMz</b>	Mésozoïque		
	Granites		
<b>Yp</b>	Paléozoïque		
<b>PRÉCAMBRIEN</b>			
<b>PP</b>	Précambrien et Cambrien inférieur probable	<b>PX</b>	Précambrien ou Paléozoïque
		<b>PX(A)</b>	Précambrien indéterminé rajeuni à 500 - 600 m.a.
<b>PA</b>	Précambrien A		
	supérieur		
	moyen	<b>PB-A</b>	Précambrien B et A
	inférieur	<b>PC-B</b>	Précambrien C et B
<b>PB</b>	Précambrien B		
<b>PC</b>	Précambrien C		
	supérieur	<b>PD-C</b>	Précambrien D et C
	inférieur		
<b>PD3</b>	Précambrien D		
	supérieur	<b>PD-C(A)</b>	Précambrien D et C rajeuni à 500 - 600 m.a.
	moyen		
	inférieur	<b>PD2(A)</b>	Précambrien D2 rajeuni à 500 - 600 m.a.
<b>PD1</b>	Précambrien D inférieur et moyen	<b>PD1-2</b>	Précambrien D inférieur et moyen
<b>ROCHES EFFUSIVES, INTRUSIVES, MÉTAMORPHIQUES PRÉCAMBRIENNES</b>			
	Granites post - tectoniques		Roches basiques
	Granites syntectoniques		Charnockites
	Granitisation ou gneiss granitiques		Amphibolites
	Migmatites		Syénites
	Granodiorites		
	Failles		Nappe de charriages

© CGMW / Unesco 1987



EXTRAIT DE LA CARTE GÉOLOGIQUE INTERNATIONALE DE L'AFRIQUE À 1 : 5 000 000 - FEUILLE 2  
 COMMISSION DE LA CARTE GÉOLOGIQUE DU MONDE - UNESCO - 1987 ( J. SOUGY )

# **PREMIÈRE PARTIE**



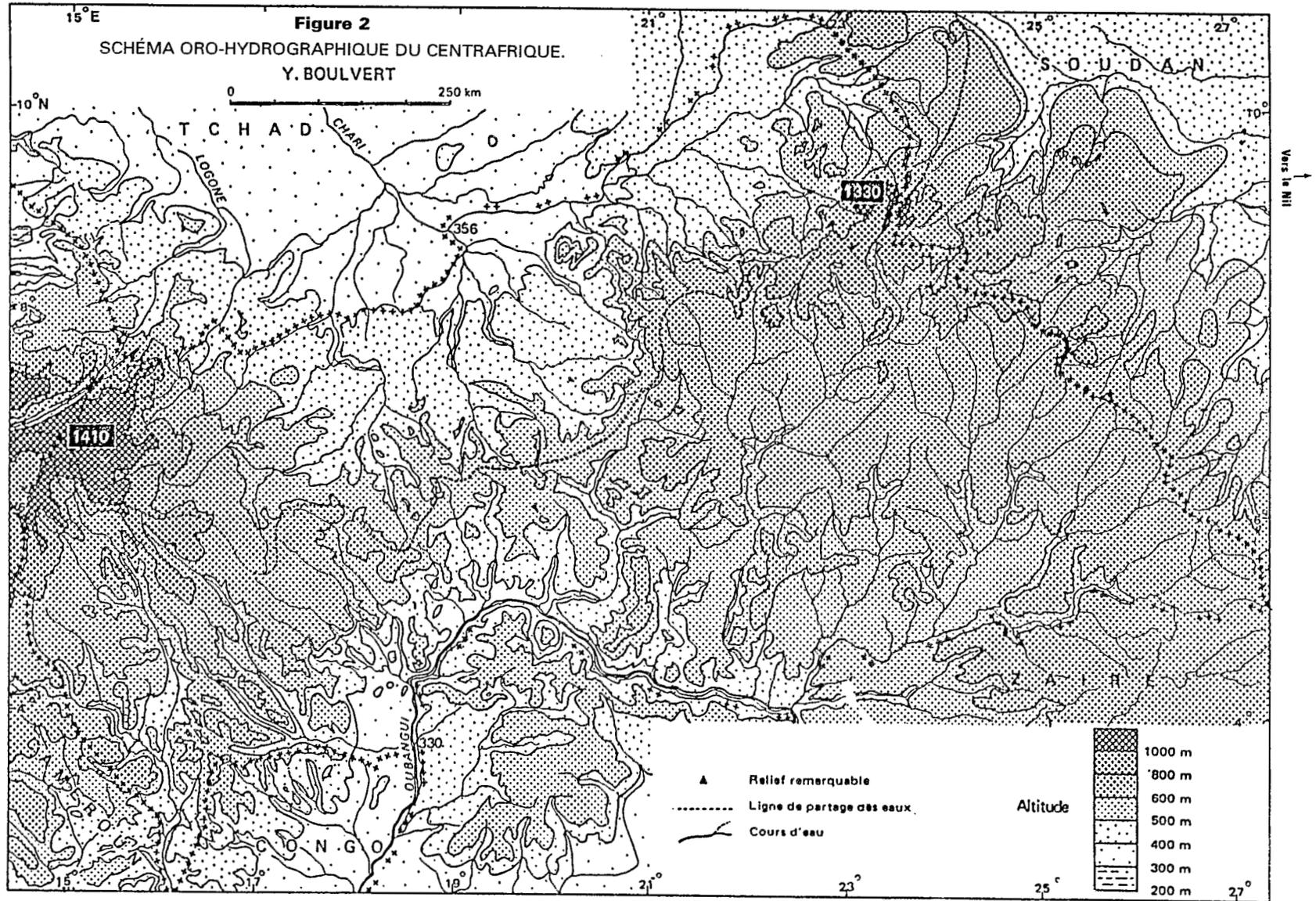
## PRÉSENTATION DU MILIEU NATUREL CENTRAFRICAIN

### 1. Le substrat géologique (J.L. MESTRAUD et *al.*, 1964-1982), Fig. 1

En 1964, J.L. MESTRAUD publiait la carte géologique consacrée à la République centrafricaine. La notice correspondante n'est sortie qu'en 1982 mais son sous-titre précise qu'il s'agit d'un « État des connaissances à fin 1963 ». Le soubassement du Centrafrique est constitué d'un bouclier précambrien. J.L. MESTRAUD individualise le complexe de base d'après la lithologie et le degré du métamorphisme dans le cadre de la zonéographie des terrains métamorphiques de JUNG et ROQUES. Parmi les faciès cristallophylliens, il distingue les schistes épimétamorphiques, les quartzites, les micaschistes, les gneiss, les amphibolites et amphibolo-pyroxénites, les formations charnockitiques, une partie du complexe de base restant indifférenciée. De même parmi les faciès cristallins, il différencie, outre des intrusions basiques recristallisées, les granites en massifs circonscrits des granites hétérogènes.

Au-dessus de ce complexe de base ou Précambrien D, il distingue un groupe supérieur rattaché au Précambrien A. Composé de faciès siliceux, argilo-siliceux, argileux ou carbonatés mais aussi de tillites, conglomérats, cherts ou brèches avec quelques intrusions basiques, il constitue les séries de Nola, Kouki, Bangui-Mbaïki, Ouakini, Fouroumbala, Banga, Tandja, Kosho, Moyen-Chinko, Morkia et Coumbal. Le Primaire n'est connu en Centrafrique que par une formation fluvio-glaciaire sous-jacente aux formations mésozoïques fluvio-lacustres des grès occidentaux de Carnot-Berbérati, mais aussi de Mouka-Ouadda. J.L. MESTRAUD rattache au Tertiaire les formations des plateaux de Bambio sus-jacentes aux grès de Carnot et, en bordure du bassin tchadien, les formations paléo-tchadiennes du Continental Terminal. Il subdivise le Quaternaire en formations fluvio-lacustres néotchadiennes et formations alluviales récentes.

Faute de fossiles et de datations, cet essai stratigraphique restait relatif. En raison d'un indice uranifère, des travaux poussés furent poursuivis par le CEA (1966-1972) dans la cuvette de Bakouma. Un forage y révéla la présence de formations fluvio-glaciaires, dolomitiques (avec fosses d'érosion karstique) mais aussi de phosphates, datés de l'Eocène. Alors qu'on ne connaît en Centrafrique aucun épisode marin depuis le Précambrien, C. BIGOTTE et G. BONIFAS (1968) présentaient une interprétation hardie. Selon ces auteurs, la « découverte d'une série phosphatée tertiaire de caractéristiques voisines de celles des bassins côtiers de l'Afrique occidentale... prouve une extension considérable et insoupçonnée jusqu'alors de la mer des phosphates tertiaires à l'intérieur du continent africain ». J.D. MIAUTON (1980) devait réduire à néant cette interprétation en démontrant que les phosphates de Bakouma étaient continentaux et non marins. A partir de 1965, l'on commença à établir les premières datations radiométriques en vue d'obtenir une chronologie géologique absolue. En fait, les premières datations sur micas (Rb/Sr ou K/Ar) don-



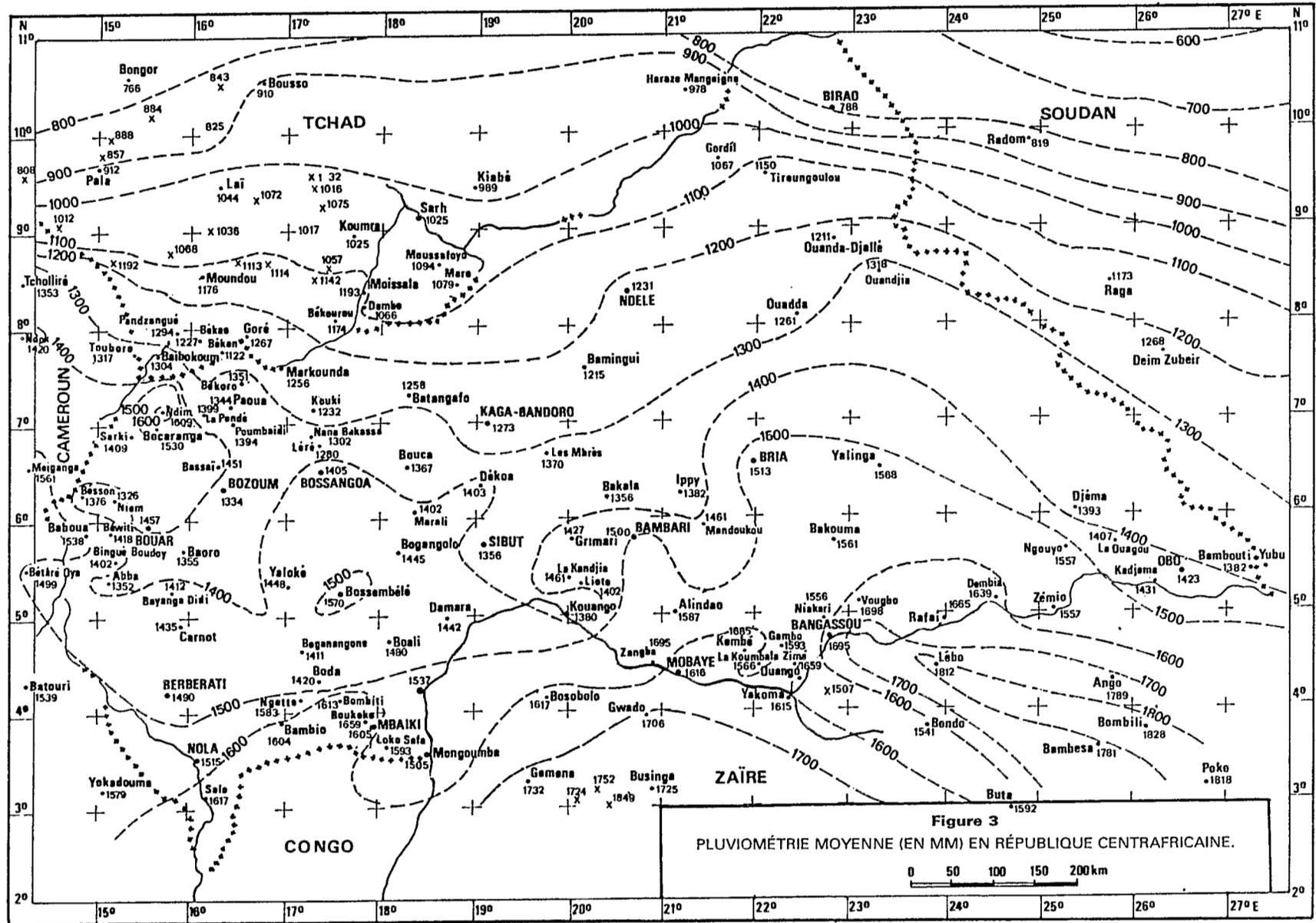
nèrent des valeurs voisines de 600-500 MA, indiquant un rajeunissement en relation avec la tectogenèse centrafricaine. En 1980, B. BESOLES et R. TROMPETTE rattachent la plus grande partie du territoire centrafricain à la « chaîne panafricaine - zone mobile de l'Afrique centrale ». En 1985, J.L. POIDEVIN développe l'idée de l'existence, au nord du craton congolais, d'une grande chaîne de collision dite des « Oubanguides » allongée d'ouest en est et mise en place vers 740-700 MA. M. CORNACCHIA et L. GIORGI (1986) remettent en cause cette interprétation : « rien... ne permet d'envisager dans ce secteur l'existence d'une orogénèse correspondant à une véritable chaîne » ; selon ces auteurs, l'événement orogénique doit être recherché, pour le secteur central au moins, avant l'épisode panafricain : « aucune synthèse historique à l'échelle du pays ne peut encore être entreprise ».

Tout dernièrement J.L. POIDEVIN (1991) donne dans sa thèse une nouvelle interprétation de la géologie centrafricaine en s'appuyant sur de multiples datations. Il distingue désormais en Centrafrique un domaine archéen au centre et centre-est du pays et un fossé protérozoïque N-S dans l'ouest. Le complexe du Mbomou constitue un très vieux môle archéen (avec des tholéites probablement aussi anciennes que 3,7-3,5 GA et un métamorphisme granulitique qui se place vers 3,2 GA). Les « greenstones » du Centre de RCA (dits des Bandas vers Bakala et de Boufoyo vers Bouca) appartiennent au domaine archéen et reposent sur un socle ancien (> 3,2 GA). Ces greenstones intracratoniques sont l'équivalent de ceux du Kibalien (NE du Zaïre) et du Ntem (S. Cameroun et N. Gabon). Par contre, dans l'Ouest centrafricain le greenstone de Bogoin (au nord de Bangui) et le complexe amphibolitique de l'Ouham sont datés du Protérozoïque basal. En effet toutes les « granulites » (cf. charnockites) centrafricaines ne seraient pas très anciennes, les datations isotopiques de celles de l'Ouest ayant donné des âges de 833 +/- 66 MA (Mpoko), 652 +/- 19 MA (Léré au nord de Bossangoa) et 639 +/- 3 MA (Sibut), ce qui impose l'existence d'une phase de métamorphisme granulitique pendant le Protérozoïque supérieur et non pendant l'Archéen. Au-delà des trois ceintures volcano-plutoniques protérozoïques (de Bogoin-Ouham, Nana-Tédo et Bolé-Bozoum-Kouki), J.L. POIDEVIN estime que le complexe granito-migmatitique du Yadé-Adamaoua est pour partie archéen !

**Cette remise en cause de la chronologie centrafricaine est fondamentale mais il ne s'agit encore que d'une esquisse.** Ces bouleversements signalés, il est précisé que le fond lithologique de la carte géomorphologique de synthèse (maquette remise en 1984) est en grande partie celui de J.L. MESTRAUD revu et complété en 1975-1977. La figure 1 ci-jointe est extraite de la carte géologique d'Afrique (UNESCO, 1985).

## 2. Le relief et l'hydrographie (Fig. 2, Y. BOULVERT, 1987a)

Situé au cœur du continent africain, et couvrant 618 000 km<sup>2</sup>, le pays s'étage entre 325 m à l'entrée de l'Oubangui, au Congo et 1 410 m au mont Ngaoui, sur la frontière camerounaise. **D'une altitude moyenne de 590 m, le Centrafrique constitue le seuil séparant le bassin congolais des bassins tchadien mais aussi nilotique.** Les reliefs supérieurs à 1 000 m (massifs de Yadé au nord-ouest et du Dar Chala au nord-est), ne couvrent que 2 % du territoire. A côté de la faible importance des reliefs, il faut noter l'étendue limitée des plaines : 6 % de cet État est compris entre 300 et 400 m : bassin de l'Ouham-Bamingui-Aouk, vallée de l'Oubangui (cf. Fig. 4a).



**En Centrafrique, les plateaux prédominent** : 25 % du pays est situé entre 4 et 500 m, 28,5 % entre 5 et 600 m ; c'est notamment le cas du seuil d'Oubangui-Chari, 20 % entre 6 et 700 m, 18 % entre 7 et 800 m, 5 % entre 800 et 1 000 m.

Un tiers du territoire centrafricain se rattache au bassin tchadien qui couvre près de 2,5 millions de km<sup>2</sup> mais dont, pratiquement seul, le bassin de 600 000 km<sup>2</sup> du Chari-Logone alimente le lac Tchad. Les deux autres tiers appartiennent au bassin de l'Oubangui-Sangha qui couvre 405 000 km<sup>2</sup> à l'intérieur de l'immense bassin du Congo-Zaïre : 3,8 millions de km<sup>2</sup>.

La comparaison des débits des rivières centrafricaines confirme une réalité physique et climatique : **le Centrafrique**, en grande partie tropical humide, **est tourné vers le bassin congolais**. Les régions plus arides du Nord-Est apparaissent excentriques et marginalisées. En effet le module ou débit moyen de l'Oubangui est 7,5 fois supérieur à celui de l'Ouham ; quatre de ses affluents (Kadei, Sangha, Lobaye et Mbomou) lui sont également supérieurs ; les contrastes seraient beaucoup plus accusés en prenant les débits d'étiage. Pourtant, **l'Ouham est bien le véritable cours amont du Chari** (Y. BOULVERT, 1987a) ; son apport est essentiel, relativement à ceux des autres affluents : Aouk, Gribingui, Bamingui et *a fortiori* Bangoran. Le rôle de « **château d'eau** » de **l'Afrique centrale**, joué par les reliefs du Nord-Ouest centrafricain, ressort clairement sur les croquis des modules spécifiques ; celui du massif du Dar Chala reste mal connu. L'importance, en tant que réservoir hydraulique, des massifs gréseux de Carnot et d'Ouadda demeure sous-estimée.

### 3. Le climat et la végétation (Y. BOULVERT, 1980a-b, 1986a, 1990, P. FRANQUIN et *al.*, 1988) (Fig. 3)

Le Centrafrique subit les influences des deux anticyclones : celui de Libye et celui de Sainte-Hélène. Les alizés, issus de ces zones de haute pression, convergent vers les basses pressions intertropicales appelées ZIC (Zone intertropicale de Convergence) ou FIT (Front intertropical). Les déplacements de la ZIC au-dessus du pays conditionnent les saisons. En janvier, elle se situe à 3° N et le Centrafrique subit l'influence de l'harmattan, vent desséchant venant du nord-est. En juillet, elle atteint 20° N et **la région est arrosée par la mousson venue du golfe de Guinée** (M. LEROUX, 1983).

La hauteur moyenne des précipitations par jour de pluie varie très peu (entre 11,4 et 12,3 mm) d'une station à l'autre. La différence de pluviosité dépend essentiellement de la durée de la saison des pluies sur la région considérée. L'utilisation de l'indice des saisons pluviométriques d'A. AUBREVILLE (1949), établi à partir de moyennes mensuelles ( $i_1$  : nombre de mois à pluviométrie supérieure à 100 mm,  $i_2$  : mois compris entre 100 et 30 mm,  $i_3$  : mois inférieurs à 30 mm), estompe les différences locales et révèle une grande homogénéité régionale dans la distribution des pluies. On peut en déduire une carte de zonation climatique qu'il est possible de relier à la carte phytogéographique du Centrafrique. En effet, comme le souligne J. DEMANGEOT (1987), c'est la combinaison « durée de la saison sèche-total annuel des précipitations qui règle la répartition des formations végétales intertropicales ».

Le Sud du pays se rattache au **climat guinéen** forestier. Avec des indices 9.2.1 ou 8.2.2, une saison sèche est perceptible et l'on y rencontre les forêts

denses semi-caducifoliées à *Triplochyton scleroxylon*, *Terminalia superba* et *Entandrophragma cylindricum*.

L'indice 7.3.2 correspond aux savanes périforestières à *Terminalia glaucescens*. La variété soudano-oubanguienne, avec les savanes à *Burkea-Lophira* des grès de Carnot, marque la transition avec le **domaine soudano-guinéen** dont l'indice type est 6.3.3 et la végétation caractéristique est celle de savanes et **forêts reliques semi-humides** à *Anogeissus-Albizia*. Dans ce secteur, la durée de la saison des pluies est double de celle de la saison sèche. Une variante à intersaison très courte 7.1.4 s'observe sur les plateaux de Bouar-Besson avec des savanes à *Daniellia-Lophira*, dégradées par surpâturage.

La saison sèche s'accuse dans le **climat soudanien** correspondant aux savanes à *Isoberlinia-Monotes-Uapaca*. Le type en est représenté par le climat médio-soudanien de type 6.1.5. Le karité (*Butyrospermum paradoxum* ssp. *parkii*) se rencontre dès le secteur de la variante sub-soudanienne 6.2.4, tandis que le secteur de transition soudano-sahélien se traduit par l'apparition de *Xeromphis nilotica*, *Guiera senegalensis*.

En Centrafrique, le climat sahélien, à saison sèche supérieure à la saison des pluies, n'est représenté que par sa variante méridionale sahélo-soudanienne 4.2.6 (Birao), marquée par le développement de Capparidacées des genres *Boscias*, *Capparis*...

Une étude plus fine (Y. BOULVERT, 1995) montre que la couverture végétale est un fidèle témoin du climat, y compris du pédo-climat; elle conserve même un moment la mémoire des climats passés (cf. îlots témoins paléoclimatiques de savanes médio-soudanienne conservés en domaine soudano-guinéen).

#### 4. Le relief et l'érosion (cf. Y. BOULVERT, 1987a)

L'influence du relief sur la pluviométrie se révèle sur les cartes pluviométriques annuelles et surtout mensuelles. La pluviométrie (Fig. 3) varie de 1 700 mm à Rfaï sur le Mbomou, à 750 mm à la frontière Tchad-Soudan. Tandis qu'au Tchad, **les isohyètes** sont sensiblement orientées ouest-est, on remarque leur **très nette incurvation vers le sud-est, au long de l'interfluve Congo-Nil** (Y. BOULVERT, 1987c).

On peut également être surpris de relever en Centrafrique plusieurs couloirs d'aridité relative, à pluviométrie inférieure à 1 400 mm en bordure de la forêt dense humide. L'un, contournant le plateau gréseux de Gadzi-Carnot, s'enfoncé vers la vallée de la Kadei et la cuvette de Boda. Celui de la boucle de l'Oubangui s'explique par sa position en cuvette, encadrée de collines rocheuses.

L'influence du relief et de la position géomorphologique ressort si l'on peut comparer les moyennes pluviométriques de deux stations voisines. Ainsi en Lobaye, le plateau de Boukoko reçoit 1 659 mm contre 1 606 à Mbaïki, à 13 km de là, sur le rebord de l'escarpement. De même, il tombe 1 616 mm à Bombiti au pied nord-ouest de l'escarpement et seulement 1 420 à Boda, situé à 20 km dans la cuvette. J. CALLÈDE (1974) relève des différences similaires sur les reliefs de Bouar-Bocaranga : Sarki, situé à 1 134 m d'altitude

sur le bassin perché de la Kouï, reçoit 1 431 mm ; à 35 km à l'est, Bocaranga, situé à 1 075 m, au pied du relief de Yadé, reçoit 1 572 mm tandis qu'à 35 km au nord, Ndim, situé à 901 m, au pied du massif de Bakoré, en reçoit 1 740 mm. Ainsi, en dépit de différences d'altitudes relativement faibles (un escarpement de 300 m est exceptionnel), de faibles reliefs suffisent à modifier le jeu des vents et de la pluviosité, comme le confirme l'apparente complexité de la carte des isohyètes.

L'habitude de travailler sur des moyennes ne doit pas occulter la **variabilité du climat centrafricain**. La résultante annuelle de la pluviosité du bassin oubanguien, se traduit à l'échelle de crue de l'Oubangui à Bangui qui permet de suivre depuis 1911 un bassin versant de 480 000 km<sup>2</sup>. Outre la variation annuelle autour d'un étiage moyen mensuel de 849 m<sup>3</sup>/s en mars et d'un débit de crue de 9 260 m<sup>3</sup>/s en octobre, on peut suivre aussi les variations interannuelles. Si les années soixante ont été très pluvieuses, on note depuis 1971 une succession d'années déficitaires.

En utilisant un graphique soulignant l'allure décroissante de la pluviométrie moyenne annuelle pour Ndélé et Birao, certains ont voulu prouver l'évolution inéluctable vers la désertification. Etablissant ce graphique pour 26 stations centrafricaines, suivies depuis les années trente, on observe en fait une série de pics qui ne se correspondent pas d'une station à l'autre. Il y a des phénomènes de compensations et on se trouve en présence de cycles.

Les orages sont d'importance et d'intensité très variables. J. CALLÈDE et G. ARQUISOU (1972) signalent à Bangui le 22 août 1967 une averse de 171,5 mm. Durant celle de 118,2 mm du 11 mai 1969, on a relevé une intensité de 660 mm/h durant 3 mn. Enfin R. RICHARD (1934) a décrit « la trombe et le grain orageux du 27 mai 1932 » qui ravagèrent Bangui.

F. FOURNIER (1960) avait proposé, pour étudier l'érosion des bassins pluviaux, d'utiliser pour des régions à relief peu accentué comme c'est le cas général pour le Centrafrique, l'équation de régression :

$$y = 27,12 x - 475,4$$

x, indice de la capacité érosive du climat, est donné par le rapport p2/P avec p : hauteur d'eau moyenne tombée pendant le mois de pluviosité maximale et P : pluviométrie moyenne annuelle.

Ces valeurs, calculées selon ce modèle pour les stations pluviométriques centrafricaines, permettent d'établir un schéma du danger d'érosion comparé des divers secteurs de ce pays. **L'érosion potentielle** serait en général inférieure à 500 t/km<sup>2</sup>/an dans le secteur forestier au sud du 5<sup>e</sup> parallèle avec un minimum de 189 à Mobaye. Dans les savanes centrafricaines, elle serait en général comprise entre 500 et 1 000. Cette érosion potentielle dépasserait 1 000 t/km<sup>2</sup>/an sur les reliefs du Nord-Est centrafricain (de Ouadda vers Ouandja) mais aussi sur tout le Nord-Ouest du pays à partir de Bogangolo. Elle serait maximale dans le bassin de la Pendé où elle atteindrait 1 921 t/km<sup>2</sup>/an à Poumbaidi. Dès 1959, N. LENEUF estimait qu'une telle vitesse d'ablation ne pouvait être valable que « pour des périodes restreintes d'érosion active, agissant sur des matériaux meubles, dégagés du substratum par l'altération ou lorsque la protection végétale est réduite ».

A partir d'expérimentations effectuées à la station agronomique de Grimari en 1960, P. QUANTIN et A. COMBEAU (1962a et b) montrent que le tonnage de terre entraînée par érosion augmente avec le ruissellement (de

l'ordre de 8 à 20 %) mais aussi et surtout avec l'instabilité de la structure du sol (indice de S. HÉNIN, 1956, lui-même en relation directe avec la teneur du sol en carbone). Selon P. QUANTIN (1965), **sur une pente moyenne de 3 %, la perte en terre est de l'ordre de : 150 à 200 tonnes/km<sup>2</sup>/an sous savane (ou jachère)**, de 100 à 500 t/km<sup>2</sup>/an pour une culture sans excès et de 800 à 1 000 t/km<sup>2</sup>/an sur sol nu. L'érosion correspondante est estimée par cet auteur respectivement de 10 à 13, 6,5 à 33 et 53 à 66 centimètres de sol par 1 000 ans. Des expériences de lutte anti-érosive ont été conduites par l'IRCT dans cette région (cf. M. BRAUD et R. KAISER, 1984).

La comparaison de ces valeurs selon les secteurs est intéressante mais il ne faut pas leur accorder une valeur absolue. Ainsi même si les chiffres fournis par F. FOURNIER restent excessifs, les estimations de la dégradation spécifique en Afrique sont fort variables selon R. LAL (1988). Cet auteur cite STRAKHOV (1967), selon lequel en Afrique centrale, l'érosion est comprise entre 10 et 50 t/km<sup>2</sup>/an tandis que selon WALLING (1984), elle serait dix fois plus forte : entre 100 et 500 t/km<sup>2</sup>/an. Les valeurs données par les hydrologues et sédimentologues faisant les bilans des grands bassins, sont beaucoup plus réduites. En 1973, J.Y. GAC et M. PINTA estiment dans le bassin de l'Ouham-Chari, l'érosion mécanique spécifique à 10 t/km<sup>2</sup>/an et l'érosion chimique spécifique à 7,5 t/km<sup>2</sup>/an. Pour ces auteurs, le temps nécessaire à la transformation de 1 m de roche en kaolinite est d'environ 100 000 ans. Ces chiffres sont comparables à la durée de 53 000 à 192 000 années qui, selon N. LENEUF (1959), seraient exigées en Côte d'Ivoire centrale pour assurer la ferrallitisation théorique complète d'un granite calco-alcalin sur 1 m d'épaisseur. Pour J.Y. GAC et M. PINTA, en 100 000 ans, l'ablation mécanique ne soustrait qu'une quantité de matière correspondant à une épaisseur de sol de 75 cm ; le gain pour une telle tranche d'âge se chiffrerait donc à 25 cm (ou 0,0025 mm/an). Ainsi l'épaisseur des sols augmenterait d'environ 1 m tous les 400 000 ans. En 1980, J.Y. GAC souligne combien par rapport au Congo, où il est de 23 %, le coefficient d'écoulement du Chari est faible. Il est même extrêmement réduit pour le Chari oriental (5 % à Sahr) contrairement au Chari occidental (16 % à Manda). **L'érosion mécanique spécifique qui affecte le bassin amont du Chari et du Logone est une des plus faibles du continent africain et même du monde.**

Selon J.C. OLIVRY *et al.* (1989), la lame d'eau écoulée de l'Oubangui est de 270 mm pour une lame d'eau précipitée de 1 490 mm, soit un déficit d'écoulement de 1 220 mm et un **coefficient d'écoulement de 18 %**. Les transports de matières sont étudiés pour l'Oubangui à Bangui depuis 1987. La saison sèche correspond à un arrêt quasi total de l'érosion météorique sur le bassin et donc des transports particuliers. En revanche, **les premières pluies sont les plus érosives** ; le maximum des concentrations de la charge solide précède la crue annuelle (octobre). Pour l'Oubangui (J.P. THIÉBAUX, 1988), la concentration moyenne de 35,9 g/m<sup>3</sup> reste très faible au regard d'autres bassins situés aux mêmes latitudes, comme par exemple la Sanaga (58 g/m<sup>3</sup> selon J.C. OLIVRY, 1986).

En deux années de mesures 1986-1988, les exportations de matières en suspension ont été de 2,9 et 2,97 millions de tonnes pour un volume écoulé de 83,9 et 82,6 milliards de m<sup>3</sup>. Les dégradations spécifiques correspondantes sont de 6,04 et 6,19 t/km<sup>2</sup>/an, valeurs encore plus faibles que pour le bassin du Congo à Brazzaville (8,7 t/km<sup>2</sup>/an) en plein contexte de forêt dense équatoriale. En dépit de l'hydraulicité faible de ces deux années, ces valeurs confirment la **faible dégradation anthropique du bassin**. A titre comparatif, la dégradation est 9 fois plus forte sur l'Amazonie que sur le Congo.

Comme pour le Congo, **la charge dissoute dans l'Oubangui est supérieure à la charge solide en suspension** ; elle totalise 3,7 et 4,09 millions de tonnes par an avec un rapport des suspensions sur la charge totale de 43 %. **Ceci traduit l'importance relative de l'érosion chimique.** Au cours de la décrue, les eaux étant filtrées naturellement par le sol, la quantité de matière dissoute est élevée et celle en suspension très faible. A la remontée des eaux, on assiste au phénomène inverse, car les pluies entraînent un ruissellement qui s'accompagne d'arrachement de matière sur les sols.

## **5. Les sols et le cuirassement** (P. QUANTIN, 1965, Y. BOULVERT, 1966 à 1987, notamment 1983a)

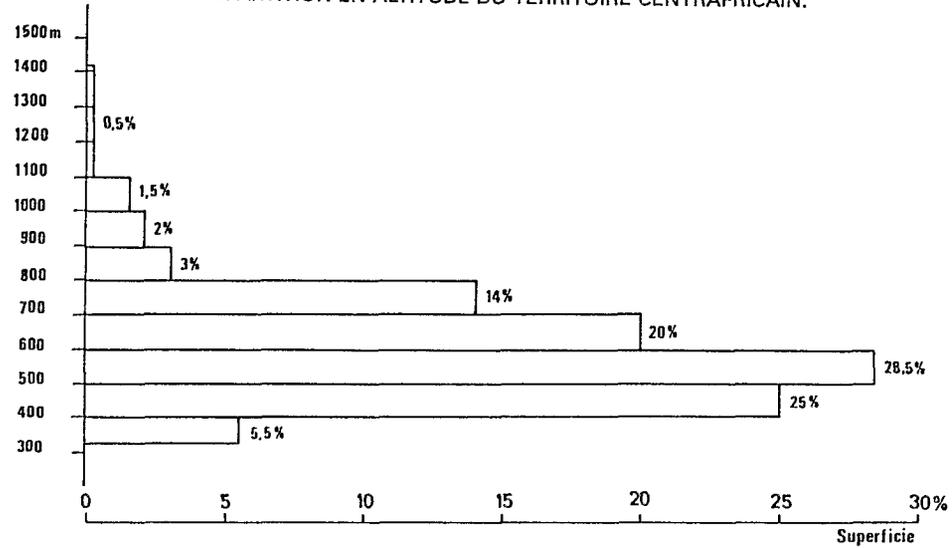
En Centrafrique, les processus de pédogénèse sont avant tout conditionnés par le climat et secondairement par le matériau originel. Les études pédologiques à 1/200 000 de ce pays, synthétisées à 1/1 000 000 (1983), montrent que **la ferrallitisation**, couvrant les trois quarts du territoire, **est de loin le processus dominant.** Typiques de la zone tropicale humide, ces sols sont caractérisés par l'altération intense des minéraux primaires (certains d'entre eux peuvent toutefois subsister : illite, ilménite), **l'abondance de quartz résiduel, l'élimination d'une grande partie de la silice** et de la majeure partie des bases alcalines et alcalino-terreuses. Les silicates d'alumine de type 1:1 (kaolinite) y sont présents en abondance de même que les **oxydes et hydroxydes de fer** (goethite, hématite) et assez souvent d'aluminium (gibbsite). La température et l'abondance de la pluie déterminent l'apparition des caractères physico-chimiques suivants : pH acide, quantité de bases échangeables et capacité d'échange faible, degré de saturation en bases variable mais généralement peu élevé.

Il est difficile de parler de processus de « ferruginisation », ce terme étant controversé, car il n'y a pas d'altération typique des sols ferrugineux tropicaux. Pour G. PEDRO (1964), ce terme correspond à un processus d'altération superficielle de silicates ferromagnésiens aboutissant au maintien « *in situ* » du fer à l'état ferrique et à son individualisation sous forme d'hydrates plus ou moins cristallisés. B. DABIN et R. MAIGNIEN (1979) caractérisent les sols ferrugineux tropicaux par leur profil différencié, peu à moyennement épais, de teinte claire à limites tranchées avec redistribution de l'argile et des oxydes de fer. Le matériau originel est acide, riche en quartz. La mobilité des oxydes de fer peut y être très poussée et affecter des distances verticales et latérales importantes qui donnent lieu dans le paysage à des concentrations ou accumulations intenses sous forme de concrétions, nodules mais aussi carapaces ou cuirasses. Ces sols s'observent sous une pluviométrie ne dépassant guère 1 250 mm sur des versants récents (quaternaires). En RCA, ces sols occupent le plus souvent des secteurs à drainage déficient au nord du 7<sup>e</sup> parallèle.

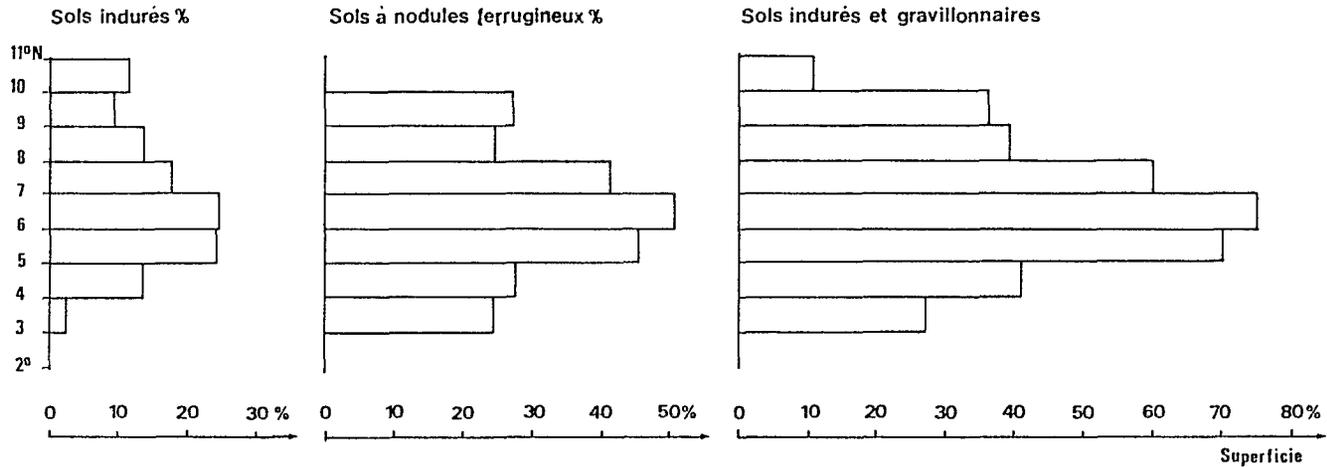
L'hydromorphie est liée à un engorgement par l'eau, qu'il soit dû au manque d'infiltration des eaux pluviales (texture trop fine), à un drainage déficient ou à une suralimentation en eau. La zone de battement des nappes phréatiques peut s'étendre sur plusieurs mètres. En raison de la quasi-saturation de la porosité, des phénomènes d'oxydoréduction se manifestent par le développement de nodules ferrugineux et parfois même de carapaces.

D'autres processus pédologiques sont également représentés mais avec extension très réduite. La vertisolisation se développe dans un milieu d'argiles gonflantes ou smectites 2:1, sur roches fortement basiques ou dans des

**Figure 4a**  
RÉPARTITION EN ALTITUDE DU TERRITOIRE CENTRAFRICAIN.



**Figure 4b**  
RÉPARTITION EN LATITUDE DES SOLS CENTRAFRICAINS À INDIVIDUALISATION DE FER.



plaines de décantation. Signalons pour mémoire l'halomorphie détectée localement sur le bassin tchadien.

La répartition des différents types de sols centrafricains est la suivante :

- les *sols minéraux bruts* et peu évolués couvrent 95 150 km<sup>2</sup>, soit 15,3 % du territoire (dont 4,5 % de cuirasses dénudées),
- les *vertisols* n'ont été rencontrés que sur 750 km<sup>2</sup>, soit 0,1 %,
- les *sols ferrugineux* représentent 51 500 km<sup>2</sup>, soit 8,7 % (dont 0,5 % sont indurés),
- les *sols ferrallitiques* s'étendent sur 451 800 km<sup>2</sup>, soit 72,8 %, presque les trois quarts du territoire dont 24 500 km<sup>2</sup> (3,9 %) sont à évolution actuelle ferrugineuse ou intergrades ferrallitiques, 190 800 km<sup>2</sup> (soit 30,7 %) renferment d'abondants nodules ferrugineux (sols à nappes de gravats dits « remaniés »), 86 450 km<sup>2</sup> (soit 13,9 %) sont indurés en carapaces ou cuirasses,
- enfin les *sols hydromorphes* représentent 21 250 km<sup>2</sup>, soit 3,4 % du territoire.

On constate ainsi en Centrafrique, **l'importance fondamentale de l'individualisation ferrugineuse**. Certains sols restent meubles avec des proportions déjà importantes d'oxydes de fer. Dans d'autres, notamment les sols ferrugineux tropicaux, se constituent des concrétions ferrugineuses en lamelles concentriques. Très répandus, les sols à nodules ferrugineux résiduels couvrent le quart de la zone comprise entre 3 et 10° N, 40 % entre 5 et 8° N et même plus de la moitié entre 6 et 7° N. L'ensemble des sols indurés en carapace ou cuirasse s'étend sur 116 400 km<sup>2</sup>, soit 18,8 %, près d'un cinquième du territoire centrafricain ; **le cuirassement dépasse 30 % de la superficie sur dix degrés-carrés** et même 40 % pour Fodé, Rafaï, Dembia.

Si l'on superpose sur un même graphique (Fig. 4b) la répartition des pourcentages en fonction de la latitude de l'ensemble des sols indurés, cuirassés et des sols gruvillonnaires ou à nodules ferrugineux, on obtient un remarquable histogramme de fréquence dont le maximum se situe vers 6° 30', sur le seuil de l'Oubangui-Chari. L'induration ferrugineuse apparaît surtout intense entre 4° et 9° N, dans le domaine soudano-guinéen à deux saisons tranchées avec une pluviométrie moyenne annuelle comprise entre 1 200 et 1 700 mm.

## 6. Minéralogie des sols centrafricains comparée aux suspensions des grands cours d'eau

Outre le résidu quartzeux (0 à 20 %), la fraction argileuse des sols centrafricains est essentiellement constituée de kaolinite (75 à 90 % du total). Les altérites sont relativement peu profondes et la présence de traces d'illites assez générale. Ces illites sont souvent « ouvertes » et l'on peut rencontrer des interstratifiés illite-vermiculite ou illite-chlorite. Les smectites qui ne sont pas rares dans le bassin du Chari, restent exceptionnelles dans le bassin de l'Oubangui (plaine de décantation de l'Oubangui, altération de formations carbonatées). La gibbsite, absente des sols ferrugineux tropicaux du Nord du Centrafrique, peut s'observer en milieu ferrallitique à l'amont de la séquence de couleur. Il en est de même de l'hématite, tandis que des traces de goéthite sont présentes à tous les niveaux.

Assez curieusement les différences semblent peu accentuées dans la composition minéralogique des matières en suspension du Chari et de l'Oubangui. Pour le Chari, selon J.Y. GAC (1980), la kaolinite est toujours prépondérante à côté du quartz, de goethite, exceptionnellement d'hématite et de gibbsite. L'illite n'est pas rare, de même que les interstratifiés apparentés aux smectites et aux chlorites. Les premières analyses minéralogiques des suspensions de l'Oubangui (J.M. JOUANNEAU et *al.*, 1989) indiquent que la kaolinite (56-60 %) est très largement majoritaire suivie de l'illite (9-17 %), puis d'un peu de smectites (traces à 4 %) ; la phase amorphe est relativement abondante (20-25 %). Le quartz se concentre dans les sédiments de fond.

## 7. Facteurs biodynamiques divers

À côté du relief, du climat, du substrat et de la végétation, l'Homme, les feux et les animaux jouent un rôle certain dans l'évolution des paysages. Certains sols sont caractérisés par une intense activité des Lombricidés ou vers de terre, leurs déjections s'amoncellent en turricules de quelques centimètres de hauteur. Elles ameublissent le sol et le protègent de l'érosion. Beaucoup plus **spectaculaires sont les constructions des termites**, notamment les termitières champignons, dues à *Eutermes fungifaber* SJÖST. Elles sont un constituant usuel des « lakéré », on les rencontre également en bordure des zones d'inondation.

Il convient d'insister sur un élément caractéristique des paysages centrafricains. Analogues aux bowé guinéens, **les lakéré** (d'un terme vernaculaire largement utilisé par R. SILLANS, 1958) **sont des clairières dénudées sur cuirasses subaffleurantes**. La compacité de la cuirasse ne permet pas à la végétation ligneuse de s'y installer sauf quelques individus rabougris, aux formes souvent contournées, profitant de lithoclasses. Cette cuirasse peut être recouverte de quelques centimètres de terre meuble peu colorée, désaturée, constituée de fins pseudo-limons (kaolinites et oxydes de fer) lui donnant un aspect poussiéreux.

La végétation y est donc composée de petites herbacées annuelles. Sur les sols les moins profonds, on observe *Brachyachne obtusiflora*, *Rhytachne triaristata* puis *Ctenium newtonii*, *Loudetia annua*, *L. simplex* avec *Hyperthelia* sp. Souvent légèrement concaves, les lakéré servent d'aires de rassemblement et d'écoulement des eaux. En raison du gondolement de cette surface, de petites mares temporaires, appréciées par la faune en saison pluvieuse, peuvent subsister. Selon la durée d'immersion, on relève *Setaria ciliolata*, *Loudetia coarctata*, *Scirpus* sp., *Eriocaulon* sp. jusqu'à *Sacciolepis ciliocincta*.

Avec leurs multiples clochetons, les termitières cathédrales qui atteignent plusieurs mètres de hauteur, sont les plus spectaculaires. Dues à *Bellicositermes natalensis* HOV, elles sont souvent fréquentes sur les sols sableux, notamment ceux dérivant des grès de Carnot et d'Ouadda. Les plus impressionnantes sont les termitières géantes, édifiées par *Macrotermes bellicosus* Ruelle (*ex Bellicositermes rex*). Ce paysage de montagnes-russes qui avait déjà surpris dans la région d'Alindao l'écrivain A. GIDE (1927) lors de son « Voyage au Congo », fut étudié par P.P. GRASSE et Ch. NOÏROT (1959), puis Ph. BOYER (1969-1973-1975). Ces édifices ont un volume hors du sol de 20 à 25 m<sup>3</sup>. La photo-interprétation permet assez facilement de suivre la distribution de ces termitières en savanes. Elles sont communes et souvent abon-

dantes dans tout le secteur périforestier de Kembé jusqu'à Yaloké. On les retrouve à l'ouest des grès de Carnot, au long de la frontière camerounaise ainsi que dans les savanes incluses de Salo. Les inventaires forestiers ont révélé leur présence au nord-ouest de Nola sous forêt secondaire à *Ceiba pentandra* (fromager). Leur juxtaposition serait le double signe d'une reprise forestière récente (12 000 ans BP ?), comme au Cameroun (R. LETOUZEY, 1982-1985) et au Congo (R. LANFRANCHI et D. SCHWARTZ, 1990).

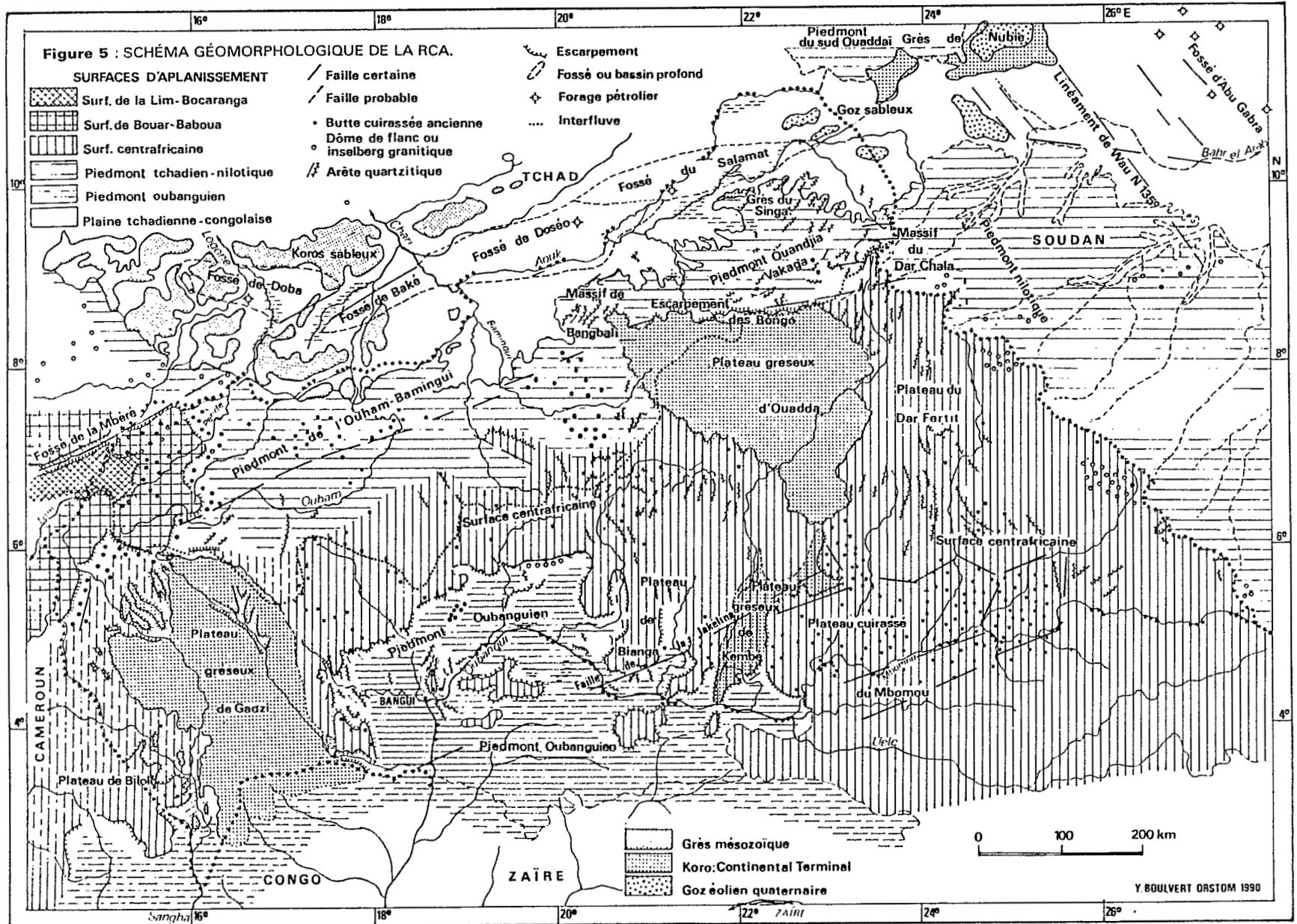
Impressionné lors de sa traversée en 1946 par la dénudation de certaines savanes centrafricaines et notamment des lakéré, A. AUBREVILLE (1947-1949) édifie sa **théorie de la bovalisation**, c'est-à-dire de la désertification de l'Afrique par les feux de brousse. **En fait**, il s'avère que **ces paysages cuirassés sont très antérieurs à l'Homme** ; d'ailleurs les conditions climatiques de cette région sont favorables à la reforestation (Y. BOULVERT, in LANFRANCHI et al., 1990).

Les savanes centrafricaines sont, chaque année, parcourues par les feux de brousse. La végétation savanicole est adaptée à ces feux. S'ils sont précoces, ils laissent subsister les chaumes. Il semble bien qu'avec le développement de l'élevage dans l'Ouest centrafricain, la période des feux soit plus avancée ; la dénudation des sols s'accroît en fin de saison sèche. Ces feux qui représentent un formidable gaspillage de biomasse, devraient être réglementés. **Il faudrait notamment éviter de brûler et de cultiver les pentes fortes** sensibles à l'érosion ; c'est le cas des collines de Bangui. Des périmètres de reboisement devraient être développés autour des agglomérations en vue de les alimenter en bois de feu. Enfin les feux tardifs dénudant le sol avant les pluies sont à proscrire.

## 8. Rôle de l'Homme

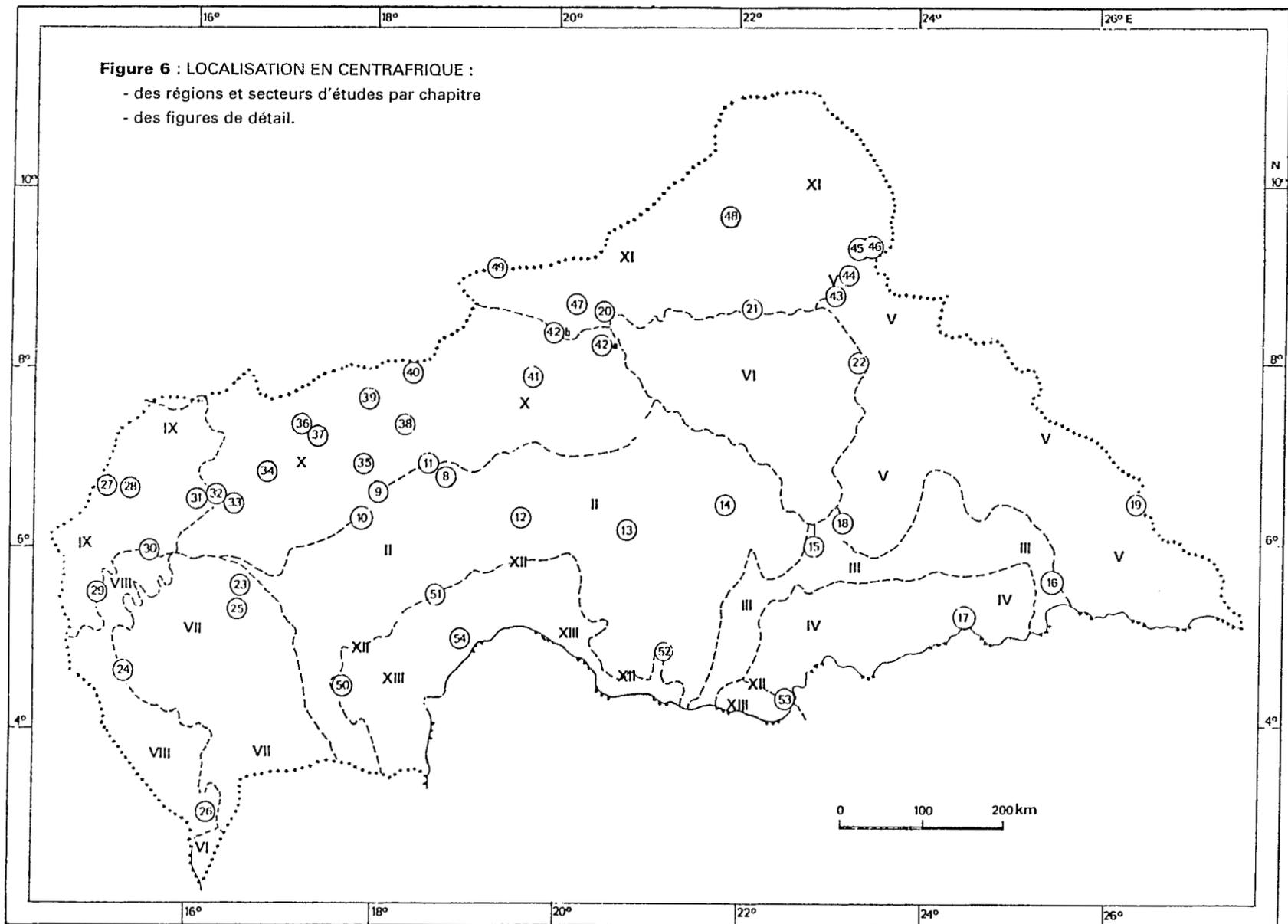
Les recherches préhistoriques de R. DE BAYLE DES HERMENS (1975) ont montré que le peuplement du Centrafrique est très ancien. Par contre, il semble bien que la sédentarisation soit récente, guère plus de deux millénaires : l'âge du fer aurait débuté dans la première moitié du premier millénaire de notre ère (P. VIDAL, 1982, et al., 1983). Seule l'acquisition de la métallurgie permit, à côté de la pêche, l'introduction de l'agriculture sur brûlis (cf. site de Batalimo, en Lobaye, daté du IV<sup>e</sup> siècle de notre ère). Cette agriculture sédentaire, coupée de contacts avec l'extérieur, se serait développée et dispersée dans le pays jusqu'au XVIII<sup>e</sup> siècle où la séquence culturelle semble s'interrompre assez brutalement. Le pays ne s'est jamais remis de cette grave crise démographique consécutive, semble-t-il, à l'ouverture sur le monde extérieur : invasions, luttes tribales, épidémies, razzias esclavagistes...

En conclusion, **la dégradation anthropique du milieu est récente ; elle est restée limitée comme le prouve l'importance unique en Afrique des témoins de forêts denses semi-humides**. La densité moyenne n'atteint pas 5 habitants au km<sup>2</sup> ; elle a pu être double au XVIII<sup>e</sup> siècle (selon P. VIDAL) mais l'habitat était alors très dispersé. On assiste aujourd'hui à une expansion urbaine incontrôlée, parallèlement à un **exode rural qui achève de vider l'Est centrafricain**. A défaut de la grande faune décimée, la végétation devrait pouvoir y reprendre ses droits.



## **DEUXIÈME PARTIE**

### **LES GRANDES UNITÉS MORPHOLOGIQUES CENTRAFRICAINES : A - LA SURFACE CENTRAFRICAINE**



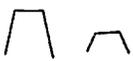
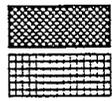
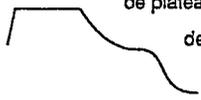
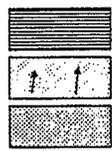
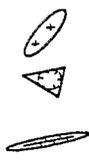
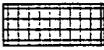
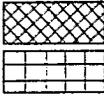
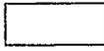
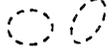
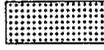
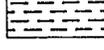
## PRÉSENTATION D'ENSEMBLE (Fig. 5, 6 et 7)

La République centrafricaine ou Centrafrique se situe pour l'essentiel sur le **bouclier précambrien séparant les trois grands bassins africains : congolais, nilotique et tchadien**. Elle s'étend en outre quelque peu sur la cuvette alluviale de ce dernier. Deux placages de couverture mésozoïque (plateaux gréseux de Gadzi-Carnot et de Ouadda) recouvrent partiellement ce bouclier arasé, dont le cœur correspond à une unique surface d'aplanissement, dite centrafricaine, qui s'allonge du Cameroun jusqu'au nord-est du Zaïre, au-delà du Mbomou.

La surface centrafricaine s'adosse au nord-est sur le massif résiduel du Dar Chala, situé à l'intersection des trois bassins. Symétriquement, au nord-ouest du territoire, la surface centrafricaine s'appuie sur les plateaux de Bouar-Bocaranga, prolongement de l'Adamaoua camerounais. **La surface centrafricaine s'abaisse au centre à moins de 550 m d'altitude** ; devant cet ensoleillement, il est difficile de parler de « dorsale oubanguienne » qui pourrait évoquer des reliefs plus vigoureux. Toutefois la surface centrafricaine domine deux portions de bouclier affaissées, décrochées ou simplement entaillées par l'érosion ; ce sont, au nord, le piedmont tchadien insensiblement recouvert par les épandages de la cuvette tchadienne, au sud, le piedmont oubanguien qui assure la transition avec la cuvette congolaise largement développée au sud du troisième parallèle, c'est-à-dire au Zaïre-Congo.

Ainsi caractérisées, ces grandes unités morphologiques vont être décrites successivement, d'abord la surface centrafricaine avec les plateaux gréseux qui lui sont liés, puis les reliefs, piedmonts et plaines.

Figure 7 - LÉGENDE DES FIGURES.

Légende morphologique	Figurés graphiques	Interprétation pédologique
 <p>Plateau ou butte de cuirasse ancienne</p>		<p>Lithosol et sol peu évolué d'érosion :</p> <p>sur cuirasse</p> <p>a ) continue</p>
<p>Lakéré :</p>  <p>de plateau de versant de battement de nappe</p>		<p>b ) continue et dénudée ( lakéré )</p>
<p>Dôme de flanc granitique</p> <p>Inselberg granitique</p> <p>Arrête quartzitique</p>		<p>- sur roche</p>
<p>Cuirasse de plateau ou d'interfluve :</p>		<p>Sol ferrallitique :</p>
<p>assez compacte et de couleur vive</p>		<p>- induré ( pétrostérite ) : rouge</p>
<p>moins compacte et de couleur moins vive</p>		<p>ocre</p>
<p>pseudomorphique gréseuse</p>		<p>sur grès ferruginisé</p>
<p>Versants à nodules ferrugineux :</p>		<p>- remanié, nodulaire ( à gravolite )</p>
<p>de couleur vive</p>		<p>rouge</p>
<p>moins colorée</p>		<p>ocre</p>
<p>Bas de versant sans caractère particulier</p>		<p>- sur colluvions de bas de pente</p>
<p>sinon crypto-karst éventuel</p>		
<p>interfluve polyconvexe sur matériau dérivant des grès</p>		<p>- appauvri, sableux, ( psammitique )</p>
<p>entaille érodée, idem sur grès</p>		<p>- appauvri, sableux, ( psammitique )</p>
<p>Bas-fond engorgé et plaine alluviale</p>		<p>Sol hydromorphe</p>
 <p>Mare résiduelle</p>	 <p>Corniche cuirassée</p>	 <p>Direction de fracturation</p>

## LA PARTIE AXIALE DE LA SURFACE CENTRAFRICAINE

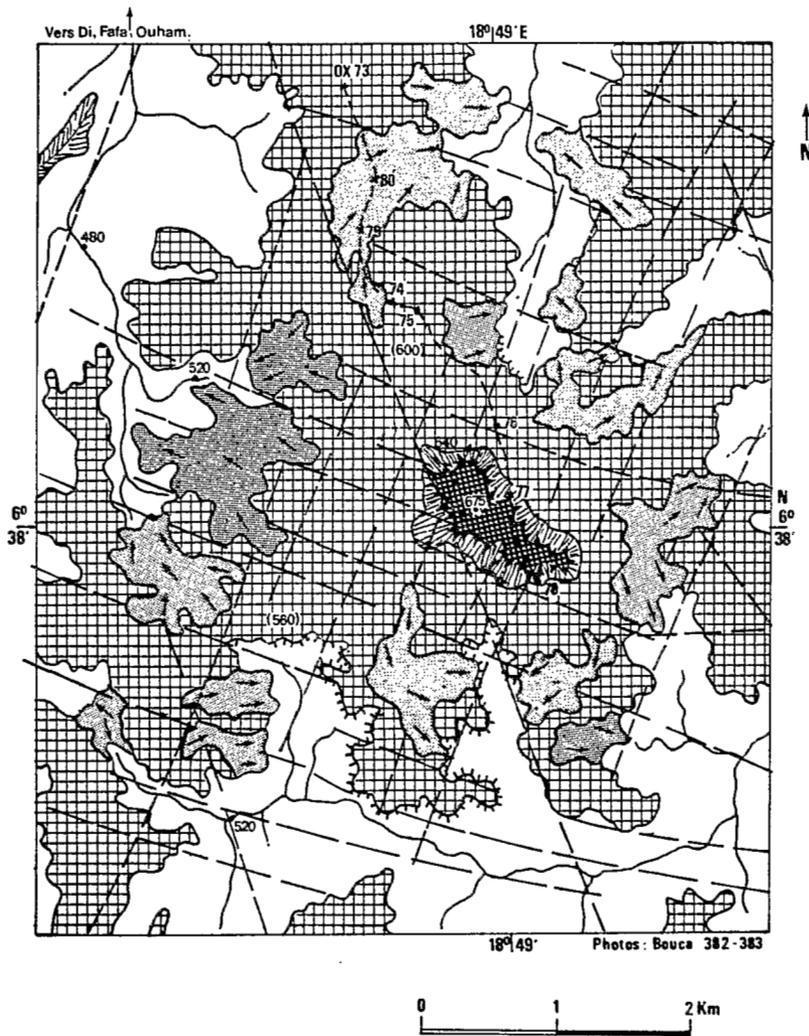
D'une altitude moyenne comprise entre 550 et 600 m, **la partie axiale de la surface centrafricaine correspond à un ensemlement dominant les plateaux oubanguien au sud et tchadien au nord.** Elle se relève progressivement de chaque côté vers les plateaux gréseux de Gadzi à l'ouest, Mouka et Kembé à l'est. Ces limites seront précisées plus loin mais, dès à présent, l'on peut dire que cette partie axiale correspond aux bassins supérieurs d'affluents de l'Oubangui : Mpoko, Ombella, Tomi, Kouma, Ouaka et Kotto mais aussi aux extrémités supérieures des bassins de la Baba et de la Fafa, affluents de l'Ouham et donc du Tchad.

### 1. Plateau de Bossembélé-Yaloké

Le plateau de Bossembélé-Yaloké s'allonge depuis Boda jusqu'au voisinage du 6<sup>e</sup> parallèle, où une ligne de buttes-témoins de cuirasses anciennes à hématite (cf. Chap. XI) souligne l'interfluve Congo-Tchad. L'induration est généralisée : sous la forme de cuirasses compactes ou discontinues ou de sols à nodules ferrugineux (cf. « grande série de Bossembélé » in Y. BOULVERT, 1983). Les interfluves sont surmontés par ces petites buttes-témoins d'extension réduite, et souvent démantelées. Des lakéré secondaires de versants les encadrent ; les glacis correspondants sont assez fortement incisés par l'entaille du réseau hydrographique, souligné par des galeries forestières denses qui tranchent avec les savanes soudano-guinéennes du plateau. Ce type d'induration rappelle celui du Mbomou (cf. IV) mais à un stade avancé sinon dégénéré.

**Entre Bossembélé et Yaloké, sur charnockites ou granulites, le réseau hydrographique est à maille polygonale typique.** Selon J. HURAUULT (1967) le dispositif théorique en serait constitué par un enchaînement d'hexagones, traduisant une répartition aléatoire des ruptures dues aux tensions dans une masse homogène. Ce plateau, légèrement incliné de 700 vers 600 m en direction E-SE, apparaît localement aplani au point que les rivières ont du mal à prendre leur direction d'écoulement (cf. Ladoumi : 5° 20' N-17° 10' E). Les collecteurs coulent dans une plaine alluviale herbeuse, en raison de leur trop faible pente, celle de la Mbi est de 0,4 ‰ entre les cotes 666 et 646 (5° 03'-17° 31'). Seule la Mpoko arrive à inciser progressivement son cours en utilisant les fracturations du socle.

A ce plateau, il faut rattacher le bassin supérieur de la Baba. Ce dernier, au sud du 6<sup>e</sup> parallèle, apparaît entre 800 et 600 m, comme un bassin de réception légèrement incurvé en demi-vasque. Cette avancée, la plus méridionale,



**Figures 8 à 11**  
Cuirasse secondaire de pente.

Pédologues et géologues ont longuement disserté sur l'autochtonie ou l'allochtonie des cuirasses, sur l'absence ou la réalité des transports latéraux (cf. R. MAIGNIEN, 1958-1966). De nombreux bilans géochimiques ont fait progresser nos connaissances en occultant souvent l'aspect géomorphologique, le décryptage des paysages. La redistribution du fer s'observe notamment autour des buttes-témoins de cuirasses anciennes (types mixte ou intermédiaire) dominant les interfluvés cuirassés banals (type haut-glaciaire) : plusieurs exemples en ont été précédemment décrits. Citons :

◆ **Figure 8**  
Modélé près de la Mbéré sur itabirites (coupe : fig. 4 in Y. BOULVERT, 1971a).

Le « greenstone des Bandas » avec itabirites associés à des roches vertes se prolonge jusqu'au nord-est de Bouca. A 50 km à l'E-NE de cette cité, une butte-témoin d'itabirites est surmontée par une dalle de cuirasse ancienne (OX77-78) qui la protège de l'érosion. Tout autour de cette butte diverge un remarquable ensemble de cuirasses secondaires de versant dont les contours sont adaptés à la topographie. Elles recouvrent l'interfluve cuirassé de piedmont mais aussi ses entailles en s'adaptant à la topographie locale (cf. OX79). Ces lakéré secondaires ressortent très clairement en photo-interprétation (aspect clair brillant) en raison de leur dénudation mais aussi de leur lissage : recouvrement ferrugineux superficiel masquant les orientations structurales du secteur (N 25° E, N 110° E et très secondairement N 155° E). La dénivellation locale atteint 200 m au-dessus des vallons alimentant la Di, affluent de la Fafa et donc de l'Ouham.

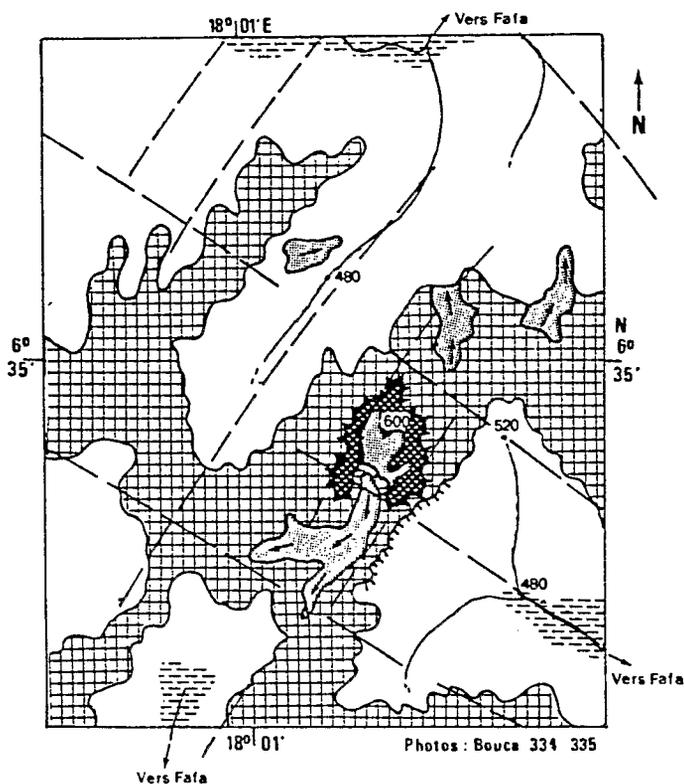
dionale qui soit (5° 19') du bassin tchadien, s'accompagne d'une expansion locale des savanes médio-soudaniennes à *Isoberlinia-Uapaca*. Ce bassin est tapissé de glacis cuirassés (du type haut-glaciaire cf. XIV) avec de rares affleurements rocheux (dos de baleines de granite ou migmatite). On relève, autour de 5° 53'-17° 10', de multiples structures circulaires de 4-500 m de diamètre, soulignées par des lakéré.

## 2. Plateau de Marali-Bouca

A l'intérieur du quadrilatère encadré par Bouca, Bogangolo, la Boubou (6° 10'-17° 37') et la Komi, c'est-à-dire approximativement dans les bassins supérieurs de la Fafa et du Bobo (6° 10'-18° 02') sur le versant tchadien, se sont maintenus jusqu'à nos jours de nombreux témoins de forêts denses semi-humides à *Anogeissus leiocarpus*. Le **sous-bois** sombre en est fréquemment rendu **inextricable par l'abondance de lianes épineuses** de type *Acacia ataxacantha*, ce sont les « baco » où s'abritaient il y a encore une trentaine d'années des éléphants gros porteurs. La conservation de ces forêts denses s'explique par leur imperméabilité aux feux courants mais aussi par le fait qu'elles reposent sur des sols à cuirasses discontinues impropres à la

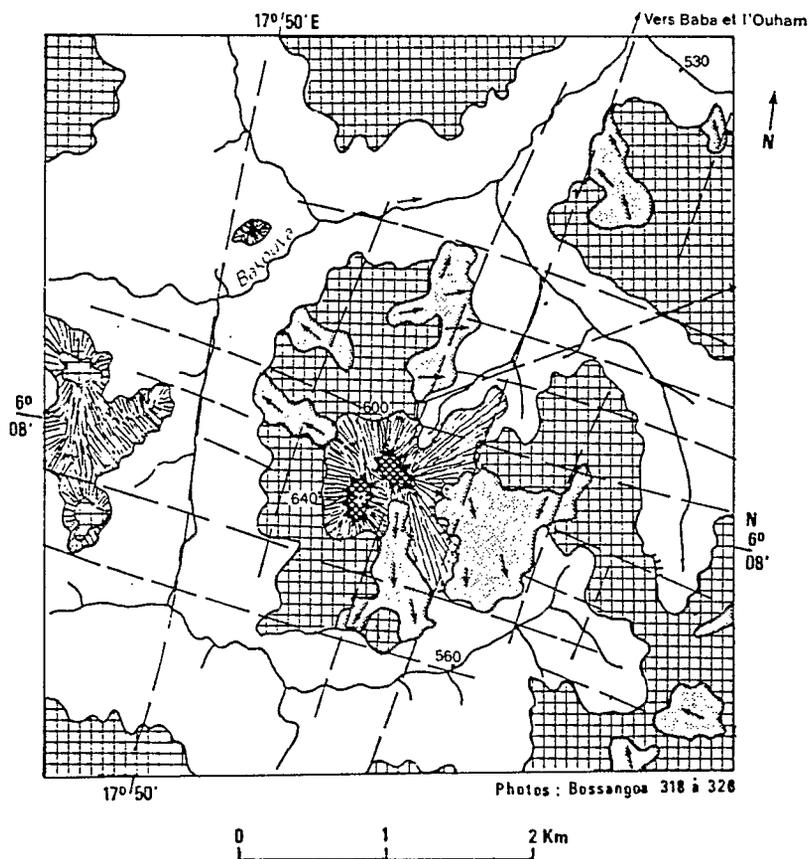
◆ **Figure 9**  
Butte résiduelle isolée à l'ouest de la Fafa sur charnockite (Y. BOULVERT, 1971c).

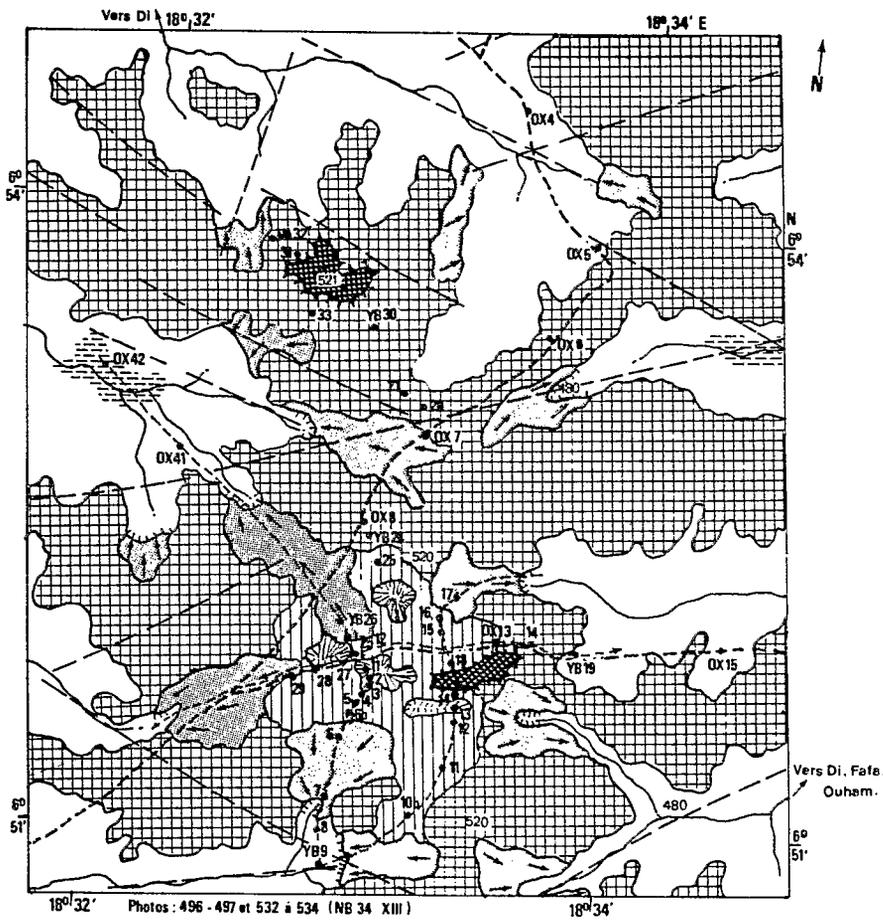
A 30 km, au nord-ouest de Bouca, sur charnockite, les interfluves cuirassés sont relativement étroits et découpés vers 530-550 m. L'un d'eux est dominé par une butte résiduelle cuirassée (cote 600). Elle est légèrement concave ; les eaux de ruissellement s'y rassemblent sur un lakéré de plateau avant de se déverser « tel un cratère égueulé duquel s'échappe une coulée de lave » sur une cuirasse secondaire ou lakéré de versant qui s'étale en « glosses » au-dessus de l'interfluve cuirassé sous-jacent. L'ensemble est encadré par deux directions structurales conjuguées : N 35° et 125° E. A 120 m au-dessous de la butte, les bas-fonds sont mal drainés.



◆ **Figure 10**  
Buttes de la Bakouya sur charnockites (cf. Y. BOULVERT, 1971c).

A 60 km au SE de Bossangoa, un affleurement de charnockite est surmonté de deux buttes-témoins de cuirasses anciennes (cote 640). Dans ce petit bassin de la Bakouya (affluent de la Baba et donc de l'Ouham), les interfluves indurés sont découpés par un réseau à maille polygonale en relation avec deux directions structurales conjuguées N 10° à 25° E et N 105° E. Le piedmont induré de ces deux buttes est recouvert par cinq lakéré secondaires de versants divergeant en éventail tout autour. L'incision totale est d'une centaine de mètres.





◆ **Figure 11**  
Schéma morphologique  
des environs de  
Boufouyou (cf. Y BOULVERT,  
1971a-1974a).

D'abord signalé à partir d'une première séquence (cf. fig. 4 coupe d'Oouroumbia Y. BOULVERT, 1971a), ce secteur sur amphibolites (cf. greenstones des Bandas à 50 km au nord-est de Bouca) a été étudié en détail (Y. BOULVERT, 1974a) pour être comparé au secteur de Bongon sur lequel se développent des vertisols lithomorphes typiques, tandis qu'ici en dehors de sols ferrallitiques banals, l'on observe juste au piedmont de petites buttes d'amphibolites des sols pénévolutés, à caractères fersiallitiques, parfois calcimorphes (OX25) et smectitiques (beidellites ferri-fères), sous une pluviométrie moyenne annuelle de 1 350 mm.

La encore l'interfluve cuirassé est recouvert par un réseau en éventail de cuirasses secondaires de pente, sur lesquelles les eaux ruissellent en saison des pluies. Ces lakéré se terminent par un escarpement surmontant souvent une source. En VB7 (au sud) les eaux ont incisé le glacis cuirassé sur une cinquantaine de mètres vers l'intérieur et sur 6 m de profondeur. Une cuirasse bariolée d'un mètre cinquante surmonte une carapace vacuolaire au travers de laquelle l'écoulement se prolonge en saison sèche. En dehors de ces chicots amphibolitiques, on observe quelques buttes-témoins de cuirasses anciennes. L'incision reste peu marquée en tête de bassin versant. Les directions structurales à peine soulignées sont N 110° et N 75° E.

-  butte d'amphibolite
-  butte cuirassée (ancienne)
-  lakéré de versant (→ sens d'écoulement)
-  sols rouges fersiallitiques de piedmont
-  interfluve cuirassé (type haut glacis)
-  versant à sols ferrallitiques
-  bas-fond à hydromorphie
-  séquences et profils étudiés

mise en culture. Le soubassement est essentiellement constitué de charnockites.

Une bande savanicole sur micaschistes et quartzites, entre la Komi et la Mbi, (autour de 6° 10'-18° 58', ne pas confondre avec la précédente rivière de ce nom), sépare ce secteur à forêts denses semi-humides de celui similaire de Dékoa-Sibut sur granite ; c'est également une limite botanique, les espèces occidentales comme *Entada oubanguiensis*, *Combretum hypopili-num* font place vers l'est à des espèces orientales : *Entada abyssinica*, *Combretum kottoense*....

Lors de l'étude pédologique de la feuille Bouca (Y. BOULVERT, 1970), divers types de réseaux hydrographiques avaient été comparés : polygonal homogène à maille kilométrique sur charnockites, il devenait rectangulaire à maille très fine dendritique sur quartzites.

### 3. Région quartzo-granitique de Dékoa

Les granulites (cf. charnockites) qui s'étendent sur plus de 15 000 km<sup>2</sup> entre Yaloké et Bouca, présentent une remarquable constance de leurs directions structurales nord-est, soulignée sur les faciès de bordure par des failles N 40 à 60° E transversales à la Fafa. Les méandres encaissés de cette rivière surimposée dans le socle sont structuraux contrairement aux méandres libres de la plaine alluviale de son affluent Komi.

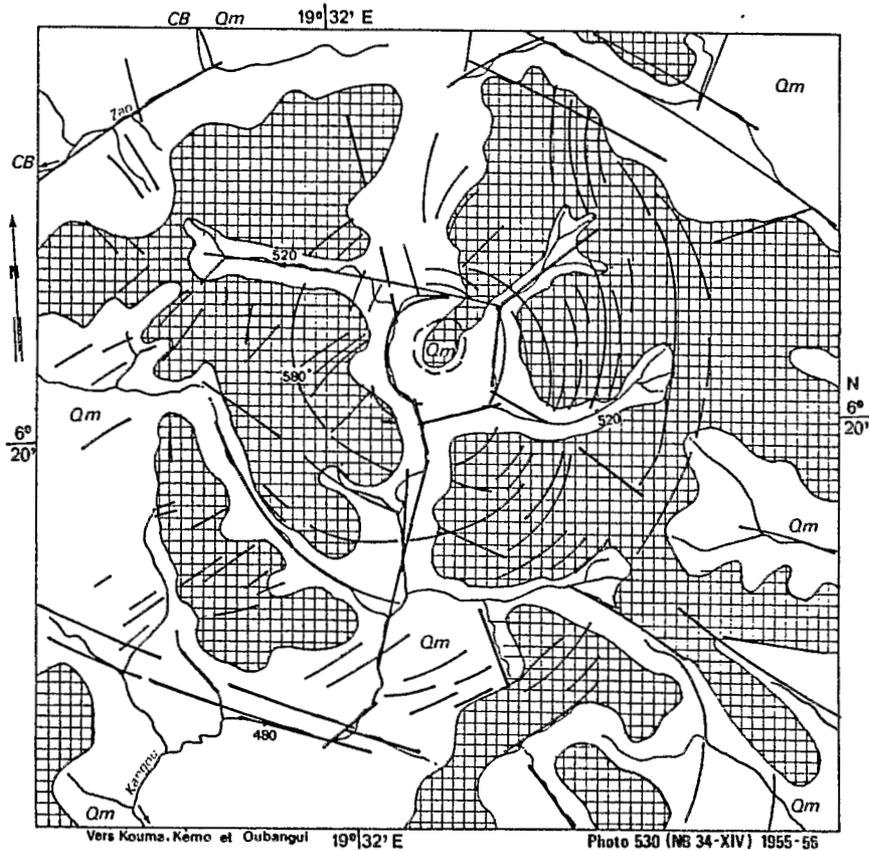
A l'est de cette dernière, sur micaschistes assez indurés, on note l'incurvation du nord-est vers le nord-ouest des arêtes quartzitiques. Ces dernières viennent se mouler sur la grande intrusion granitique de Dékoa dont l'orientation NW-SE était considérée comme aberrante par G. POUI (1959) contrairement à la direction SW-NE dite primitive. Cette virgation permet de réaliser le syntectonisme parfait entre cet encaissant quartzitique et le granite hétérogène de Dékoa allongé sur plus de 200 km entre la Kouma et l'Ouham. Il s'y adjoint des fragments de greenstone, dits de Boufoyo avec métabasites et itabirites.

Rarement escarpées et déchiquetées comme à Kaga Kazamba (630 m - 6° 46'-18° 24' 30"), ces échines allongées sont encadrées par un liseré de sols ferrallitiques appauvris sableux contrastant avec l'abondance en nodules ferrugineux des sols environnants. Une corniche cuirassée peut également souligner cette limite telle celle, fragment de l'interfluve Congo-Tchad, dont la Mbi longe le revers dans son cours supérieur.

Dans ce secteur, on peut citer plusieurs exemples types d'étagements cuirassés avec cuirasses secondaires de versant provenant d'un transfert latéral souvent nié après avoir été généralisé à outrance (cf. Fig. 8 à 11).

### 4. Bassin amont Kouma-Gribingui

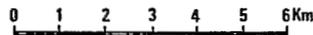
Il importe de préciser tout d'abord qu'à l'est de 19° 30' jusqu'à 21°, et entre 6 et 8° N, nous ne disposons pas de cartes géologiques de reconnaissance à 1/500 000, la feuille Crampel-est, jamais levée, n'ayant fait l'objet que d'une reconnaissance de J.Y. SCANVIC (1955), selon l'axe routier Bamingui-Les Mbrés-Bakala. L'étude photogéologique a montré que le rattachement de la



**Figure 12**  
Structure circulaire, à 50 km à l'est de Dékoa dans un secteur de quartzites et micaschistes associés (Qm), complexe de base indifférencié (CB).

A 50 km à l'est de Dékoa, dans un secteur non couvert par la carte géologique de reconnaissance, correspondant à une alternance de quartzites et de micaschistes associés, on observe, dans le bassin amont du petit marigot Kangou, affluent situé au nord de la Kouma, une remarquable structure circulaire.

Dans un paysage, sans accident de relief remarquable, avec des plateaux indurés, partiellement masqués par des lambeaux-témoins de forêts denses semi-humides, la photo-interprétation révèle cet ensemble curviligne par le réseau de fracturation auquel s'est adapté le réseau hydrographique ainsi que par les orientations structurales du socle, soulignées par les alignements de végétation et les lakéré orientés en lanières.



moitié nord au granite, sud aux quartzites était arbitraire. Nous appuyant sur notre connaissance des régions voisines, nous avons effectué **un essai d'interprétation photogéologique, recoupé de relevés terrestres et héliportés.**

Entre les intrusions granitiques NW-SE de Grivai-Pamia et de Dékoa, s'étend un secteur complexe, sur socle, à orientation préférentielle SW-NE. Le soubassement en est varié : charnockites, migmatites, gneiss, quartzites, micaschistes et « Complexe de base indifférencié », ainsi dénommé, faute d'affleurement, en raison de l'importance de l'induration : cet aplanissement n'est localement surmonté que par quelques buttes-témoins de cuirasses anciennes (cf. cote 610-6° 25' 30"-19° 32'), ainsi que de dômes de charnockites : outre celui de Kaga-Bandoro (*ex* Crampel), citons Kaga Dijendi (715 m - 6° 49'-19° 39'), Kaga Bakamba (630 m - 6° 54'-19° 40') et surtout des échines quartzitiques : Kaga Baké (638 m - 6° 39'-19° 32'), K. Sossio (610 m - 6° 44'-19° 33' 40"), K. Bougouda (645 m - 6° 32'-19° 26'), aux formes souvent contournées avec des virgations, des rebroussements, tel celui de la forêt de Kaba (6° 47'-19° 06'). Des sols sableux de démantèlement les encadrent.

Comme dans la région de Bouca, ces virgations et rebroussements permettent aux affleurements de quartzites et micaschistes associés, d'être reliés en continuité avec leurs autres affleurements qui encadrent les granites

de Dékoa et de Grivai-Pamia (cf. 6° 37'-18° 55' ou 6° 40'-18° 53'). Cependant, la compétence des quartzites entraîne une tectonique cassante, repérable en photo-interprétation. En particulier, **le contact quartzites-séries charnockitiques est souvent marqué par une faille plus ou moins importante**, et parfois souligné par l'existence de sources d'eau chaude. Citons celles de Dissikou (6° 27' 40"- 19° 06'), de Ngouya (6° 59' 30"-19° 40') et de Mbay (6° 53'-19° 14'). D'autres sources chaudes ont été signalées dans ce secteur par P. DARNAULT (1931-1947) et G. POUIT (1959) ; malheureusement elles ne sont pas localisées. Aucune étude d'ensemble n'a encore été consacrée aux sources thermominérales centrafricaines, comme celle d'A. LE MARÉCHAL (1976) au Cameroun.

Des vérifications de terrain ont confirmé notre interprétation photo-géologique, tirée des observations dans l'Ouham : les affleurements de charnockites se repèrent par l'aspect de buttes cannelées, striées dans le sens de l'allongement, recoupées par des diaclases dans la direction conjuguée. Contrairement au knick des inselbergs granitiques, ces kaga émergent irrégulièrement de leur manteau d'altérites. Il en résulte un aspect hétérogène (blanc tacheté de gris clair) sur les photographies aériennes.

Les sols, relativement frais sur charnockites, portent des résidus de forêt dense semi-humide. Sur les images-satellite entre Kaga Bandoro et Les Mbrés, une limite nette festonnée forêt-savane souligne la bordure du complexe charnockitique. Dans un secteur de quartzites et micaschistes associés, à 50 km à l'est de Dékoa, la photo-interprétation nous a permis de déceler une **remarquable structure circulaire** encadrée par des affleurements au nord de la Kouma (Fig. 12). S'agit-il là d'une granitisation avortée ? Avec B. LABROUSSE (1978), nous avons remarqué que ce type de structure, net sur les photographies aériennes, restait indécélable sur les images Landsat. Inversement, il apparaissait seulement sur ces dernières qu'une grande structure circulaire moulait au sud-ouest, l'échine quartzitique curviligne de la forêt de Kaba au sud de Kaga Bandoro, comme si la photo-interprétation reflétait les structures superficielles alors que seules les images-satellite laissaient transparaître des structures plus profondes.

## 5. Intrusion granitique et ceinture de roches vertes de Grivai Pamia-Bakala

Empruntant la piste Bakala-Ippy, on recoupe, entre 20° 37' et 20° 50', une succession alignée NW-SE, de reliefs rocheux et de secteurs déprimés, l'ensemble du paysage étant en grande partie cuirassé. Cette alternance morphologique correspond à trois unités géologiques : d'abord des itabirites ou quartzites ferrugineux qui occasionnent des reliefs déchiquetés en longues crêtes. Ces itabirites sont des roches riches en fer, avec des résidus insolubles à l'analyse triacide variant de 9,25 à 31,5 %, les quantités de  $Fe_2O_3$  s'échelonnant de 65,7 % (XB1) à 83,5 % (BaKAla 15). Ces roches sont associées à des roches basiques : metabasaltes étudiées par J.L. POIDEVIN (1991), tandis que les dépressions correspondent à des granitoïdes de composition granodioritique à tonalitique. Cette ceinture dite « greenstone des Bandas » est d'âge Archéen (2 828 ± ou -70 MA).

Cette région est fortement indurée avec un cuirassement étagé. D'abord, les reliefs rocheux peuvent être recouverts par des buttes-témoins de cuirasses anciennes ; c'est le cas du massif de la Goubadja (ex fig. 46, 668 m -



► **Figure 13**

Cuirassement étagé sur quartzites ferrugineux à l'est de Bakala.

Un transect, effectué vers Ippy depuis Bakala ou Bambari, via le Ngou Mbourou (= Gumburu), traverse un modelé relativement accidenté, dû à une succession d'arêtes rocheuses orientées NW-SE. Les unes quartzitiques constituent en bordure de la Ouaka des reliefs rocheux aux formes contournées (cote 644). Les autres, très ferrugineuses (itabirites) sont associées à des metabasites, constituant le « greenstone des Bandas » (J. L. POIDEVIN, 1978), avec parfois du gneiss (BKA 5). Ces arêtes sont séparées par des secteurs déprimés granitiques (cf. BKA 4 ou 20 : chutes du Ngou Mbourou).

Le secteur sur itabirites est dominé soit par des buttes de cuirasses anciennes ferrugineuses, telle Kaga Boudou : cote 713 avec 73,4 %  $Fe_2O_3$  en BKA2, soit par des crêtes dénudées repérables de loin par leurs paillettes cristallines brillant au soleil, telle Kaga Dembou 690 m (BKA 15 avec 83,5 %  $Fe_2O_3$ , BKA 17 : 81 %, BKA 1 : 70,3 %). Le versant supérieur convexe de pente supérieure à 20 % est en grande partie recouvert par une cuirasse dite de « chape » (cf. BKA 6 : 75,8 %  $Fe_2O_3$ , BKA 16 : 62,6 %, type « intermédiaire », hématite importante). Selon R. BOULET (1970), c'est une cuirasse à forte pente formée par imprégnation d'un éboulis qui moule la pente. En Centrafrique, les cuirasses s'observent sur des pentes faibles inférieures à 10 %, sauf dans le cas très particulier de ces cuirasses de chape sur itabirites où la pente peut atteindre 30 %. Le cuirassement se poursuit sous la concavité de raccordement vers le marigot Dembou. En BKA 14 (590 m - 60,7 %  $Fe_2O_3$ ), la goethite devient aussi bien représentée que l'hématite, avec un résidu notable. De l'autre côté du marigot le versant est symétrique : cuirassement de glacis et chape avec crête d'itabirite en partie boisée.

L'extension des cuirasses secondaires de versants débordant l'étendue des itabirites par rapport aux granites : il y aurait transports latéraux d'éléments ferrugineux sur une pente qui reste notable. Par ailleurs, ce fer assure une protection contre les dégradations ultérieures, tant chimiques que structurales ; il est un facteur de stabilité du paysage. L'éloignement de la mer enlève tout intérêt économique à cette accumulation de fer. Ce secteur n'a donné lieu qu'à de petites exploitations aurifères : Rouandji, Goubadjia, Woula qui ont fourni 1 726 kg d'or (J. L. MESTRAUD, 1982).

5° 57'-20° 56'), de Kaga Boudou (Fig. 13). En s'éloignant de la Baïdou, leur altitude atteint 700 m, dépassant ainsi de plus de deux cents mètres les dépressions granitiques, tandis que les roches basiques restent accrochées sur leurs flancs. L'érosion différentielle est importante dans ce secteur.

Dans les itabirites saines, subsiste une proportion assez importante de résidu insoluble à l'analyse triacide tandis que les éléments minéraux sont mieux exprimés dans les cuirasses voisines ; c'est le cas de l'échantillon XB 2 par rapport à la roche XB 1 sur le Kaga Boudou. Ces cuirasses de type intermédiaire renferment des quantités très importantes d'hématite, surtout si on les compare aux cuirasses étagées sous-jacentes : XB 3 replat sur itabirite également, tandis que XB 5, au même niveau 570 m, se développe sur gneiss. Non loin du marigot Kroubla, XB 4-530 m est une cuirasse pseudomorphique sur granite. Parallèlement à la décroissance des oxydes de fer et notamment de l'hématite, la gibbsite est mieux individualisée.

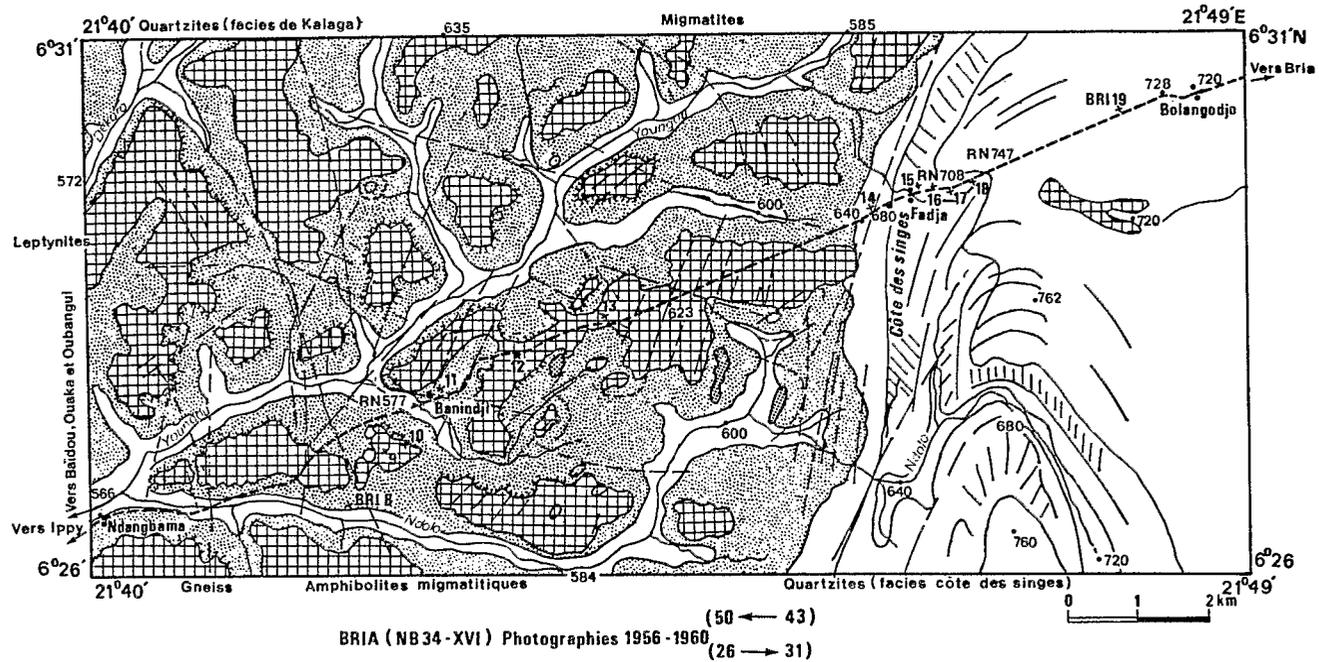
Nous avons pu vérifier que ce modelé se poursuit au nord-ouest du cours de la Ouaka, avec des buttes d'itabirite : Kaga Manga, K. Groko (666 m - 6° 24'-20° 21'), K. Likaga (659 m - 6° 27'-20° 01') jusqu'à K. Mbépé (690 m - 6° 30' 30" - 19° 58'). A ce niveau, l'intrusion granitique se termine en arc de cercle dans le bassin de la Gouda (6° 40'-19° 56'). A noter qu'aucun inselberg n'est visible dans cette intrusion granitique : les affleurements se repèrent dans les cours d'eau mais aussi sous forme de simples dos de baleine sur les versants.

Un ensemble granitique similaire se retrouve au nord-ouest des Mbrés entre 19° 15' et 19° 53'. Ce granite hétérogène est identique à celui de Dékoa. Il est également encadré en doigt de gant par des quartzites associés ou non à des micaschistes. Cet encaissant quartzitique constitue là encore des reliefs résiduels en longues crêtes ou échines, le secteur granitique demeurant déprimé avec pour seuls affleurements quelques dos de baleine. Cet ensemble est dissymétrique, la bordure sud des quartzites apparaissant pincée, resserrée au long d'une faille qui s'allonge sur plus de 60 km, N 115° E, depuis le Gribingui (7° 17'-19° 08') jusqu'à Yangoubanda (7°-19° 40'), le long du Mbaro et de la Kodo supérieure.

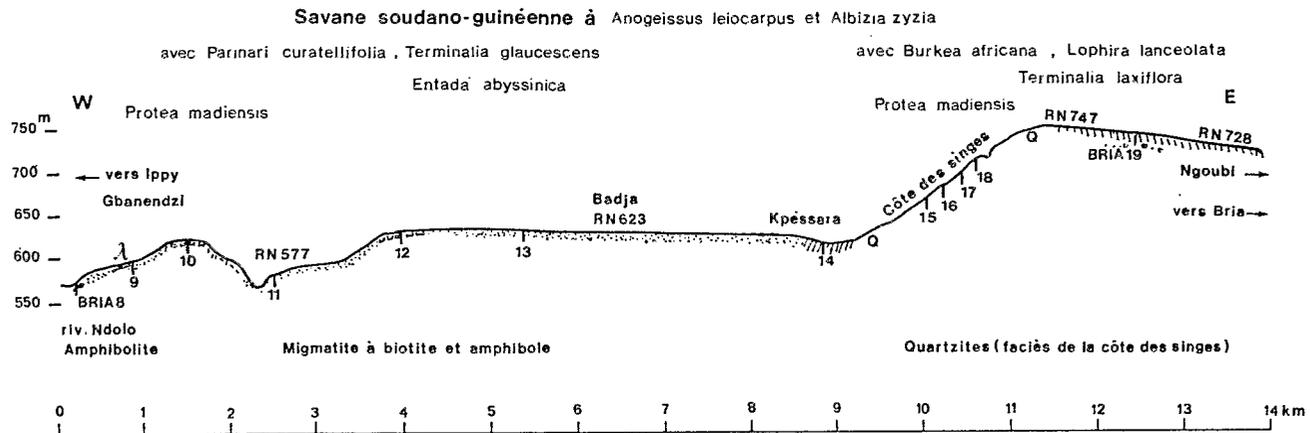
Les lignes de crêtes quartzitiques d'orientation générale W.NW-E.SE présentent une virgation nord-sud entre les Mbrés et Balakété (6° 55'-19° 54'). D'échines arrondies, elles prennent un aspect en crêtes déchiquetées de quartzites blancs : Kaga Yagoua (735 m - 6° 48'-19° 52') et Kaga Mbrés (725 m - 6° 42'-19° 50'). Au niveau des Mbrés, elles apparaissent cisailées suivant deux directions (N 60° E et N 110° E). Ces roches déchiquetées peuvent présenter des surplombs, des abris sous roches et même des grottes, tels Gbaranga (2 km est des Mbrés). La roche ruiniforme peut par désilicification prendre localement un aspect spongieux, caveux évoquant une meulière. Dans la grotte, on observe des formes en cupules. Nous avons signalé par ailleurs (Y. BOULVERT, 1986) qu'une avancée méridionale du domaine climatique médio-soudanien à l'intérieur du domaine des savanes soudano-guinéennes, correspondait à cette intrusion granito-quartzitique. Un caractère morphologique essentiel en photo-interprétation et télédétection réside dans la nette discordance entre le socle granito-gneissique d'orientation N.NE-S.SW et les formations de couverture orientées perpendiculairement.

Figure 14

RELIEFS RÉSIDUELS QUARTZITIQUES SURPLOMBANT LA SURFACE CENTRAFRICAINE À L'OUEST DE BRIA.



TOPO-SÉQUENCE DE LA CÔTE DES SINGES (BRIA 8 À 19).



►► **Figure 14**

Reliefs résiduels quartzitiques (faciès Côte des Singes) surplombant la surface centrafricaine à l'ouest de Bria.

Entre Ippy et Bria, la surface centrafricaine, voisine de 600 m, est localement dominée par des reliefs quartzitiques du faciès de la Côte des Singes.

Le modelé cuirassé de la surface centrafricaine est assez homogène sur complexe de base varié constitué localement de quartzite (faciès de Kalaga), de migmatite, leptynite, gneiss et secondairement amphibolite. Des interfluves cuirassés (d'un type banal haut-glacis) surmontent des sols ferrallitiques à nodules ferrugineux dits « remaniés » dont le profil BRla 9, tiré de cette séquence a été pris pour type (cf. Y. BOULVERT, 1983). Ce milieu relativement frais (savane soudano-guinéenne à *Anogeissus-Albizia* avec *Terminalia glaucescens*) est surmonté d'une bonne centaine de mètres par un dôme quartzitique : faciès Côte des Singes dont le type est présent en ce lieu. La végétation plus xérique y est une savane à *Burkea-Lophira* avec cette fois un *Terminalia* moins méridional : *T. laxiflora*. Les sols sont minces, squelettiques dans la côte, profonds et sableux sur le revers. Le tracé du réseau hydrographique emprunte quelques directions de fracturation du socle. Les orientations structurales des quartzites de la Côte des Singes sont souvent curvilignes, et soulignées par la morphologie : entaille en V aigu et tracé du cours supérieur du Ndolo. Par contre, sur la surface centrafricaine, elles sont très discrètes : seules quelques orientations N 20° E se devinent sur les interfluves cuirassés ; les vallons y sont incisés en V très ouvert, de moins de cinquante mètres. Un bel exemple d'érosion différentielle est donné par cette différence de résistance à l'érosion des deux faciès quartzitiques.

## 6. Plateau de Bria-Ippy

Le plateau de Bria-Ippy fournit deux enseignements importants : sur ces vieux aplanissements, les affleurements rocheux sont rares ; par suite, les critères morphologiques et photo-géologiques sont essentiels pour établir une carte géologique. En outre, la morphologie n'est pas seulement sous la dépendance de la composition chimique et de la nature des roches ; leur texture, leur structure peut jouer un rôle essentiel.

B. BESOLES (1955-1962), auteur de la carte géologique de reconnaissance à 1/500 000 de Yalinga-ouest, indique que les levés de terrain furent effectués de 1948 à 1953 sans documents topographiques ni photographiques. Une notice (1955) accompagnait une première carte (1954) établie schématiquement avec des limites à l'emporte-pièce du type faille allongée sur 50 km. Le complexe de base était alors divisé en deux séries dont la série supérieure quartzitique, elle-même subdivisée en deux étages : de la Côte des Singes (6° 30'-21° 45') et de Kalaga (6° 50'-22° 11'). L'IGN prit des photographies aériennes de toute la région au cours de l'année 1955, permettant de dresser des minutes photogrammétriques. Quelques compléments de terrain furent effectués en 1960 ; une nouvelle carte fut établie toujours par B. BESOLES en 1961. Le dessin des limites est beaucoup plus complexe ; il tient compte de la morphologie. La carte est parlante ; directions structurales et de fracturations lui donnent du relief. Les divisions de la légende sont moins tranchées : l'auteur parle de groupes, de faciès.

Le groupe quartzitique est remarquablement homogène avec des termes uniquement quartziteux ou micacés (moins de 10 % en volume), sans véritables micaschistes. Ces roches sont d'une plasticité suffisante pour supporter des flexures, des incurvations. Toutefois un tectonique cassante provoque fractures et décrochements. Le faciès Côte des Singes est à grain fin, souvent saccharoïde, à muscovite en fines paillettes dispersées. L'ensemble très faillé, avec des pendages accusés montre des signes de cataclase et recristallisation. Par opposition, le faciès de Kalaga est à grain grossier (1 à 3 mm), feldspathique ou non ; il présente une tendance marquée à l'altération et à la désagrégation.

Le modelé sur faciès de Kalaga se différencie peu de celui des autres roches du complexe de base (cf. Fig. 14). L'induration y est régulière avec, comme sur la rive droite de la Kotto en aval de Bria, des directions structurales nord-sud se relayant d'un plateau cuirassé à l'autre. Le modelé sur faciès Côte des Singes, résistant à l'érosion, est beaucoup plus accusé. **Les reliefs résiduels surmontent la surface centrafricaine de plus de 150 m.** Ils se présentent sous l'aspect de **dômes polyconvexes à larges interfluves sableux** (cf. Kaga Badja : 6° 24'-21° 50'), vallées souvent profondément incisées (cf. Gouyati : 6° 40'-21° 37'). Le rebord sur la surface centrafricaine est net, sinon abrupt. On observe très fréquemment de longues crêtes aux formes contournées, présentant des virgations (6° 40'-21° 06'), des brousses (6° 40'-21° 04'), le tout accompagné de fracturations multiples. Le réseau hydrographique est en général adapté à la structure, (cf. bassin du Goulo : 6° 36'-21° 17'). Il peut également être épigénique.

Ces reliefs avec leurs bancs striés ressortent sur les photographies aériennes et même les images-satellite. Les quartzites peuvent donner lieu à un **modelé pseudo-karstique** comme celui observé à proximité de la Ouaka (6° 50'-21° 23'), avec des grottes (6° 28' 30"-21° 11' 40"). Toutefois sur 25 km à l'est de Madongué, l'accumulation des dolines est telle sur le petit

bassin marécageux de Danga Agbodayassi (6° 38'-21° 07') qu'elle évoque irrésistiblement un crypto-karst. N'y aurait-il pas là, un lambeau résiduel de formations carbonatées pour le moins surprenant au cœur des quartzites du « complexe de base » sur la surface centrafricaine?

Faute de cartes géologiques à l'ouest du 21<sup>e</sup> méridien, ces raisons de modelé, de morphologie permettent d'étendre de tels reliefs quartzitiques aux formes contournées (K. Léga : 6° 47'-20° 52') avec des rebroussements (6° 33'- 20° 52') jusqu'au-delà de la Ouaka (K. Malé 6° 52'-20° 36', *idem* 6° 37'-20° 26'). N'apparaissant pas en relief au-dessus de l'aplanissement de la surface centrafricaine, les quartzites du faciès de Kalaga ne se différencient guère dans le paysage des migmatites avec lesquels ils sont en contact direct. Toutefois l'érosion différentielle se fait à leur profit ; de telles arêtes quartzitiques sont dégagées par l'érosion, dans les entailles des rivières. Il en est ainsi pour les arêtes qui encadrent la Bouandjapa (6° 52'-21° 52'). Elles ont protégé de l'érosion des buttes-témoins couronnées de lambeaux du plateau gréseux de Mouka (6° 58'-21° 54'). La Boungou montre un bon exemple de tracé surimposé en franchissant leurs prolongements (rapides de la cote 574, 6° 50'-21° 51') au nord de leur point de virgation. L'exemple de la Boubrou est un peu similaire avec un rebroussement (en 6° 46' 30"-22° 05' 40").

A l'intérieur de la boucle du Ndolo (6° 30'-22° 13'), la virgation accentuée des arêtes quartzitiques est soulignée non par le relief mais par la morphologie cuirassée ; les lakéré en lanières recourbées, délimitant les structures, font penser à des intercalations schisteuses. Pourtant selon B. BESSOLES (1962) : « Aucun niveau schisteux n'a pu être repéré à l'intérieur de ce groupe (de Madoungéré), alors que les autres régions de l'Oubangui en sont abondamment pourvues ».

Les directions structurales, révélées par l'aspect orienté de l'induration, ont été reportées sur toutes les cartes morphologiques à 1/200 000. Elles sont particulièrement nettes de part et d'autre de la Kotto, avec une orientation régulière N-S. A l'est de 22°10', prédominent des structures curvilignes de grande ampleur, jalonnées par des arêtes quartzitiques : N 160° E (685 m- 6° 20'-22° 09'), N 110° E (6° 12'-22° 22'), N 30° E (6° 14'-22° 46'), ou par les seules orientations du cuirassement. Citons par exemple les virgations de N 130° E à N 60° E (6° 28' 30"-22° 16' 30") ou de N 100° à 80° E (6° 19'-22° 22').

Deux « bandes » migmatitiques encadrent au nord-est et au sud-ouest, ce secteur quartzitique sur la carte Yalinga-ouest. Elles correspondent en général à des secteurs arasés de la surface centrafricaine. Toutefois au sud-ouest d'Ippy, cet aplanissement est démantelé par l'entaille de la Baïdou, laissant apparaître de beaux affleurements rocheux de migmatites, qui permettent d'en observer les divers faciès : à amphibole, à biotite, anatexite et pegmatite.

Tout comme celui des quartzites, le secteur des migmatites se prolonge à l'ouest du 21<sup>e</sup> méridien, au-delà de la Ouaka : bassin de Leguiri (6° 47'-20° 32'). Il en est de même sur le piedmont du plateau gréseux de Mouka jusqu'au Bamingui. Dans ce secteur entaillé par l'érosion, les **affleurements en dos de baleine**, d'orientation préférentielle NW-SE ne sont pas rares.

De la même façon, le secteur sur migmatites se prolonge au sud du 6<sup>e</sup> parallèle, dans le bassin supérieur de la Baïdou. L'aplanissement cuirassé de la surface centrafricaine y est presque parfait. Le réseau hydrographique à maille polygonale, prend un aspect rectangulaire typique sur l'interfluve

induré, séparant le bassin de la Kotto de celui de la Baïdou. A noter que les alentours du confluent Bokoro-Baïdou (5° 49'-21° 48') sont déprimés, marécageux avec dolines curvilignes : on se trouverait là, sur 80 km<sup>2</sup>, en présence d'un lambeau de « crypto-karst » similaire à celui évoqué ci-dessus dans le bassin de la Danga Agbodayassi.

## **7. Problème des captures de la Ouaka et de la Kotto aux dépens du bassin tchadien**

La Ouaka, qui prend sa source (7° 04'-21° 36') vers 610 m, au pied d'une butte-témoin gréseuse, coule sur les cent premiers kilomètres, lentement vers l'ouest (jusqu'à 6° 54'-20° 46'), avant d'obliquer vers le sud et l'Oubangui. Son cours est lent et présente de nombreux méandres.

Dans cette région désertée, nous n'avons pu nous rendre au-delà de Yangana (6° 58' 30"-21° 03' 30") ; aussi renvoyons-nous à G. BORGNIER (1935) qui écrit : « Le long du cours supérieur de la Ouaka, on observe des traces d'anciennes vallées situées à 130, 75, 35, 25 et 10 m au-dessus du niveau actuel de la rivière. La dépression de la Ouaka supérieure orientée W-NW se prolonge en s'évasant vers le Koukourou ; elle se prolonge également vers l'est (vers 6° 50'-21° 40'). Les traces de la vallée de 35 m peuvent être suivies vers le Koukourou. Dans le fond de la dépression qui traverse l'étroite crête de séparation Koukourou-Ouaka, une source commune alimente un tributaire de chaque bassin. La Ouaka supérieure a coulé autrefois vers le Koukourou ; une capture l'a entraînée vers l'Oubangui. Les captures plus ou moins importantes sont abondantes dans la région ».

Le Koukourou est un affluent du Chari, *via* le Bamingui. Il est exact que, sur l'interfluve Ouaka-Koukourou, on observe une légère interruption du plateau cuirassé qui délimite l'interfluve Congo-Tchad à la source de l'Ouzouyou, affluent du Koukourou. Le seuil (6° 57'-20° 42') est à une cote proche de 540 mètres ; il n'y a pas 40 mètres d'écart avec l'actuelle cote du confluent de la Youhamba avec la Ouaka (502 m).

En 1962, B. BESOLES écrit de même (p. 13) : « L'examen attentif d'une carte de réseau hydrographique nous montre une variation brusque dans les cours des principales rivières aussi bien que des affluents. Ces changements de direction laissent supposer que le réseau ancien avait une autre disposition que celle que nous observons à l'heure actuelle. Ainsi, la Ouaka supérieure aurait jadis coulé vers le Koukourou et le bassin du Tchad... De même, nous sommes amenés à penser que la Bongou (= Boungou : 6° 50'-21° 50') et la Kotto, en amont de Bria, se dirigeaient vers la Ouaka et par conséquent avec elle, vers le bassin du Tchad. La capture d'un affluent de l'Oubangui au sud de Bria aurait entraîné les eaux de la Kotto vers le bassin du Congo ».

Cet auteur prend soin d'ajouter : « Ces idées s'appuient sur la topographie des limites de bassins sur les tracés et le profil des rivières. Il convient de ne pas oublier la part d'hypothèse qui a présidé à leur conception ». Il semble bien en effet que personne n'ait retrouvé sur le terrain de traces de l'ancien chenal sur l'interfluve Ouaka-Boungou. Sur cet interfluve, plusieurs seuils se situent un peu au-dessous de la courbe 640 m, mais il faut noter que le confluent Boungou-Kotto est localisé au nord de Bria à la cote 556, déjà basse. La photo-interprétation ne révèle aucune trace d'un ancien chenal sur ces seuils.

Rappelons, enfin, que J. MOEYERSONS (1975) s'appuie sur ces points de vue mais aussi sur ceux de M. ROBERT (1946) et L. CAHEN (1954) pour estimer que le bassin de l'Oubangui supérieur (Mbomou et Uele) a pu appartenir autrefois au système hydrographique du lac Tchad. En conclusion, **l'ensellement central de la surface centrafricaine ne montre pas de traces précises d'un ancien écoulement de l'Uele-Oubangui vers le nord**. La monotonie de cet aplanissement presque parfait à l'ouest de Bossembélé, n'est guère rompue que par les deux intrusions granitiques de Dékoa et de Grivai Pamia-Bakala, encadrées par des lignes de crêtes résistantes à l'érosion : quartzites et itabirites dont le fer des cuirasses de chape se redistribue sur le piedmont.

## UNITÉS MORPHOLOGIQUES ENCADRANT LE PLATEAU DU MBOMOU

Le complexe archéen du Mbomou décrit ci-après apparaît encadré par une ceinture de formations protérozoïques apparaissant en fonction du substrat soit comme des reliefs résiduels (Kembé-Nakando, Kocho, Morkia), soit comme des plateaux cuirassés (Nzako, Ngonbgo), soit comme des secteurs déprimés (plaines du Moyen Chinko, de l'Ali, de la Bakalé).

### 1. Plateau gréso-quartzitique de Kembé-Nakando

#### 1. Individualisation

A la limite des parties axiale et orientale de la surface centrafricaine, les plateaux gréso-quartzitiques de Kembé-Nakando apparaissent comme un ensemble de reliefs résiduels du Néo-protérozoïque surplombant les aplanissements cuirassés des bassins Ouaka et Mbomou. Ils se différencient ainsi des placages gréseux mésozoïques comme celui qui les limite au nord de Mouka-Ouadda (cf. VI) et, celui, similaire à l'ouest du pays, de Gadzi-Carnot (cf. VII).

S'étendant ainsi dans le bassin inférieur de la Kotto entre le plateau gréseux d'Ouadda et l'Oubangui (au-delà duquel il se prolonge au Zaïre : dorsale de Kota-Koli (4° 09'-21° 39', cf. Géomorphologie du bassin de l'Oubangui - à paraître), les plateaux gréso-quartzitiques de Kembé-Nakando couvrent, en territoire centrafricain, près de 10 000 km<sup>2</sup>.

#### 2. Caractérisation géologique

La caractérisation géologique de cette région s'est faite progressivement. J. LOMBART (1935) désigne cet ensemble gréseux de Basse Kotto par série de Fouroumbala (du nom d'un ancien poste militaire : 4° 41'-21° 50'). G. KORABLEFF (1940) l'évoque en « série faiblement métamorphique ». J.L. MESTRAUD (1953) l'englobe dans le « système de la Basse Kotto », en y incluant les cherts de Kassa (ou Limasa : 4° 13' 30"-22° 02'). Ce système correspondrait au remplissage d'un graben encadré de grandes fracturations nord-sud recoupées par une direction est-ouest.

La découverte d'indices d'uranium dans le bassin de Bakouma va entraîner le Commissariat à l'énergie atomique (CEA) à multiplier les forages (cf. L. LECLERC, 1968). G. BIGOTTE et G. BONIFAS (1968) précisent la stratigraphie de la région en distinguant au-dessus du socle granito-gneissique (Complexe de base ou Précambrien I) :

- la *série de la Bangui Ketté* (ou Kété - PE II) : alternance de quartzites et de micaschistes,

- la *série de Bougboulou* (PE III) : alternance de grès-quartzites isogranulaires et de pélites micacés avec intercalation de niveaux de cherts et jaspes,
- la *série de Kembé-Nakando* (PE IV) : grès-quartzites hétérogranulaires de 400 m de puissance maximale ; les caractères deltaïques marqués (stratifications entrecroisées, graded-bedding) correspondent à une sédimentation grossière, en bassin peu profond : cuvettes de Bakouma et de Mouza (5° 30'-22° 10'),
- les *pélites de la Mbania* (5° 40'-22° 52') et de la Mouza avec passées à ciment carbonaté (50 à 100 m),
- le *complexe fluvio-glaciaire de la Bondo* (5° 43'-22° 47') avec argiles rouges et niveaux tillitiques (50 à 130 m),
- la *série des dolomies de Bakouma* (200 à 300 m), reconnue par sondages, dépôt effectué dans un bassin marin subsident,
- la *série de Dialinga* (5° 47'-22° 50') : pélites avec une barre de grès-quartzites. L'ensemble de la série est recoupé par de nombreuses intrusions de roches basiques (« dolérites ») en filons ou sills. **Le métamorphisme**, daté par M. BONHOMME et F. WEBER (1977) à 708 MA **est postérieur** au dépôt de l'ensemble des **formations précambriennes**.

Des lambeaux de grès de Mouka-Ouadda recouvrent ces dolomies ; ils sont eux-mêmes surmontés par la série du Nzapat et les silico-phosphates uranifères, au-dessous des alluvions marécageuses du Mpatou (= Kpatou).

**En considérant comme marine**, éocène, la série phosphatée uranifère, G. BIGOTTE et G. BONIFAS remettaient en cause la stratigraphie centrafricaine où aucun sédiment marin n'est connu depuis le Pan Africain : « ce fait prouve une extension considérable et insoupçonnée jusqu'alors de la **mer des phosphates tertiaires** à l'intérieur du continent africain ». Une annotation précise : « des niveaux cuirassés lenticulaires peuvent aussi exister au sein des phosphates ».

Ces auteurs soulignent également le **rôle géomorphologique des failles** : certaines subméridiennes correspondent à la vallée du Nzako (= Zako - N 150° E- 5° 45'-22° 58') ; des accidents SW-NE semblent contrôler la sédimentologie des phosphates ; des décrochements, à peu près est-ouest, associés aux précédents, déterminent la cuvette de Bakouma et forment des compartiments successivement abaissés vers le sud.

La tectonique des grès est cassante. L'accident le plus remarquable est celui N 70° E de la lakélina (= Yakélina ou lakélikpa : 5° 18'-22° 10') qui se prolonge vers la Nakando (5° 40'-22° 50') ; son rejet est orienté vers le nord. Les images-satellite montrent qu'il s'agit d'un accident majeur ; ce faisceau de failles se prolonge sur plus de 400 km à travers la série de la Ouakini et, *via* la boucle de l'Oubangui, au Zaïre jusqu'en Lobaye et au-delà dans les grès de Carnot. Une fracture, méridienne cette fois, est à l'origine de la crête d'Ira-Banda (645 m - 5° 55' 30"-22° 09'). On observe même un faisceau de fractures divergentes à partir d'une crête à structure anticlinale (610 m - 5° 18' 30"-22° 01').

### 3. Morphologie des grès de Kembé-Nakando

Composées essentiellement de grès-quartzites, compacts, durs, résistants à l'érosion, **ces formations** constituent des reliefs résiduels. Situés entre 700 m et 750 m, **ils dominent d'une bonne centaine de mètres, les aplanissements de la surface centrafricaine**. Ils se présentent en deux grands ensembles : les grès de Kembé allongés nord-sud, le long de la Kotto,

et ceux de Nakando encadrant en croissant la cuvette sédimentaire de Bakouma.

Les sommets sont soit arrondis en dômes (cote 684 - 5°30'-22°34'), soit allongés en échines (cote 700 - 5° 25' 20"-22° 18' 10"). Ces formes arrondies donnent une allure festonnée, cannelée à l'escarpement sud-ouest des grès de Nakando. Ce dernier est souligné par des redans (cote 732 - 5° 30'-22° 53'), des cirques (5° 34'-22° 37'), mais aussi des chutes, telle celle d'Abourou (entre 600 et 540 m - 5° 30' 10"-22° 46'), décrite par M. MAINGUET (1972), qui (cf. p. 253) semble sous-estimer la relative importance de ces affleurements gréseux dans le paysage.

Ces grès se ferruginisent assez fréquemment en surface. Le grès épigénisé donne des cuirasses pseudomorphiques, à nombreux grains de quartz émoussés, englobés dans un ciment ferrugineux très poreux. Le paysage prend l'aspect classique d'un lakéré (tel BKO 4, 710 m - 5° 42'-22° 49') : cuirasse ancienne de type intermédiaire avec hématite et boehmite. L'aplanissement n'est jamais parfait : les interfluves aplanis ferruginisés alternent avec des reliefs résiduels ; ils sont entrecoupés de vallées profondément incisées dont le tracé souligne les principales directions structurales. Toutefois, M. MAINGUET note dans le détail une certaine indépendance du réseau hydrographique par rapport aux cassures, en relation probable avec la dynamique des versants. Ces derniers sont en grande partie sableux, mais la profondeur de sols, variable (cf. A.G. BEAUDOU et M. CHEVAL, 1980), n'atteint jamais celle des grès de Carnot. En dehors des interfluves, l'induration ferrugineuse ne se retrouve guère qu'à la base des versants. La séquence « normale » de couleurs n'est pas toujours respectée : les sols d'interfluves présentent une décoloration superficielle tandis que les incisions des vallons s'accompagnent d'une érosion de surface laissant apparaître des sols vivement colorés.

**Le relief**, relativement heurté sur les plateaux gréseux, **entraîne une augmentation de la pluviométrie** : 1 685 mm à Kembé contre 1 593 à Gambo, situé à 40 km à l'est, sur le Complexe du Mbomou. Si l'eau s'infiltré facilement sur les versants sableux, l'érosion est vive sur les plateaux ; la végétation fragile n'y a pas résisté à l'Homme et aux défrichements.

On y observe une maigre végétation périforestière au sud, soudano-guinéenne au centre et même une relique paléoclimatique médio-soudanienne au nord (cf. Notice 104).

#### 4. Morphologie de la série de Bougboulou

La diversité des paysages de cette série est une conséquence directe de sa nature lithologique : alternance de pélites micacés et de grès-quartzites avec intercalations de niveaux carbonatés. Les bancs gréseux constituent des crêtes similaires à celles de la série de Kembé-Nakando : collines bordant la vallée de la Kotto entre 4° 40' et 5° N, et surtout lignes de crête joignant le plateau de Kembé à celui de Nakando.

Inversement, la morphologie sur **pélites micacés** se rapproche de celle sur Complexe de base. **Le cuirassement y est important** avec de véritables lakéré ; c'est le cas dans le bassin en forme de cirque de la Gouloungou, dont le tracé emprunte une direction de fracturation (N 10° E - 5° 30'-22° 35'). Ces lakéré sont orientés, ce qui n'est pas le cas sur grès de Kembé. Les sols varient entre deux pôles : « appauvris » sableux sur sables grossiers ou « remaniés » à nodules ferrugineux et induration sur pélites.

A cette dissemblance de faciès, correspond une différenciation du paysage. A côté de barres gréseuses, résistantes à l'érosion, les pélites altérables **constituent souvent le piedmont** assurant la transition, insensible sous le recouvrement induré ou forestier, avec les formations du socle, ceci aussi bien au nord autour du bassin du Guinigo (cote 578 - 5° 43' - 22° 28') qu'au sud autour du Complexe du Mbomou.

On peut observer sur cette série, des buttes-témoins de cuirasses anciennes (telle la cote 594 - 4° 55' - 22° 13'), développées sur des intercalations de roches basiques. C'est le cas non loin du Nzako où, dans un contexte forestier, une structure, circulaire en photo-interprétation, correspond à une butte conique dénudée (FODé 6 - 580 m - 5° 37' 40" - 23° 15' 30"), parsemée de gros blocs de cuirasse recimentés en une cuirasse de chape à pente assez forte ; cuirasse massive, très dense, de couleur sombre (10 YR 3/1), parfois gris métallique, cassure lisse ou conchoïdale, vacuoles rares, de couleur brun olive (10 YR 5/6) ou rouge (2,5 YR 5/6), en contraste vif avec la matrice, aspect macroscopique de surface mamelonnée, strié en coupe : revêtement goethitique (« goetharia »). L'analyse minéralogique n'y révèle que de la goethite et l'analyse triacide : 84% de  $Fe_2O_3$ , 10,5 % de perte au feu, seulement 2,6  $SiO_2$ , 0,06  $Al_2O_3$ , 0,25 % de résidu. **Ce type de cuirasse est exceptionnel en Centrafrique ; c'est le plus ferrugineux que nous y ayons observé.**

## 5. « Crypto-karst »

### a. Caractérisation

Les forages effectués dans la cuvette de Bakouma ont mis en évidence en profondeur des formations carbonatées du Précambrien supérieur, dont la description la plus précise se trouve dans la thèse de J.D. MIAUTON (1980).

Au Précambrien supérieur, une transgression marine débute par la série littorale, à stratifications entrecroisées, de Nakando avec le passage à une sédimentation chimique marquée par la série carbonatée. Il s'agit d'un puissant ensemble, de 400 à 500 m d'épaisseur, montrant une **évolution très nette d'un pôle dolomitique à un pôle calcaire** avec des variations latérales rapides. Les forages ont révélé que la karstification des calcaires et dolomies précambriennes, maximale le long de zones de faiblesse, détermine de profonds canyons allongés selon la direction N 70° E, celle du linéament de la Yakéline : phase orogénique panafricaine à 700 MA. **Après le dépôt des grès de Mouka-Ouadda, la phase tectonique post-crétacée détermine un système de fractures E-W, et inverse la morphologie générale ainsi que le sens des drainages.** L'exutoire de la cuvette de Bakouma se ferme et des lacs apparaissent dans les dépressions ; contrairement aux conditions acides et oxydantes des bassins versants, leurs eaux sont réductrices et fortement basiques ; Si, Al, Ca, P... s'y concentrent. **Ces phosphates uranifères néoformés sont continentaux et non marins, comme G. BIGOTTE et G. BONIFAS (1968) l'avaient cru.** Forages et études géologiques ont montré que des formations carbonatées pouvaient se rencontrer avec des faciès variés, dans des niveaux d'âges très variables. L'étude morphologique permet de repérer les sites où ces formations sont subaffleurantes.

### b. Distribution - Limites

Ces formes karstiques s'observent en des positions très diverses. Elles peuvent être isolées sur les interfluves telle cette doline, de la cote 620 (5° 33' 30" - 22° 30' 40"), longue d'un kilomètre. Elles ne sont pas rares dans le bassin suspendu de la Mouza (sur 160 km<sup>2</sup>, autour de 5° 29' - 22° 08'), plus en tout cas que ne le pensait L. LECLERC (1968) pour lequel, masquée par des

recouvrements latéritiques importants « la série de la Mouza est constituée de pélites argileuses avec **intercalations** de grès fins, sableux à **ciment argileux et calcaireux** ».

**La morphologie karstique** se repère aisément sur 150 km<sup>2</sup>, dans la **cuvette de Bakouma** (cf. Fig. 16) : autour de la cité (5° 42'-22° 47'), près du confluent Mpatou-Nzako (5° 41'-22° 59'), au long de cette vallée et notamment près du confluent avec le Mbari (5° 38'-23° 17'), peut-être également dans le bassin de ce dernier (5° 59'-23° 11').

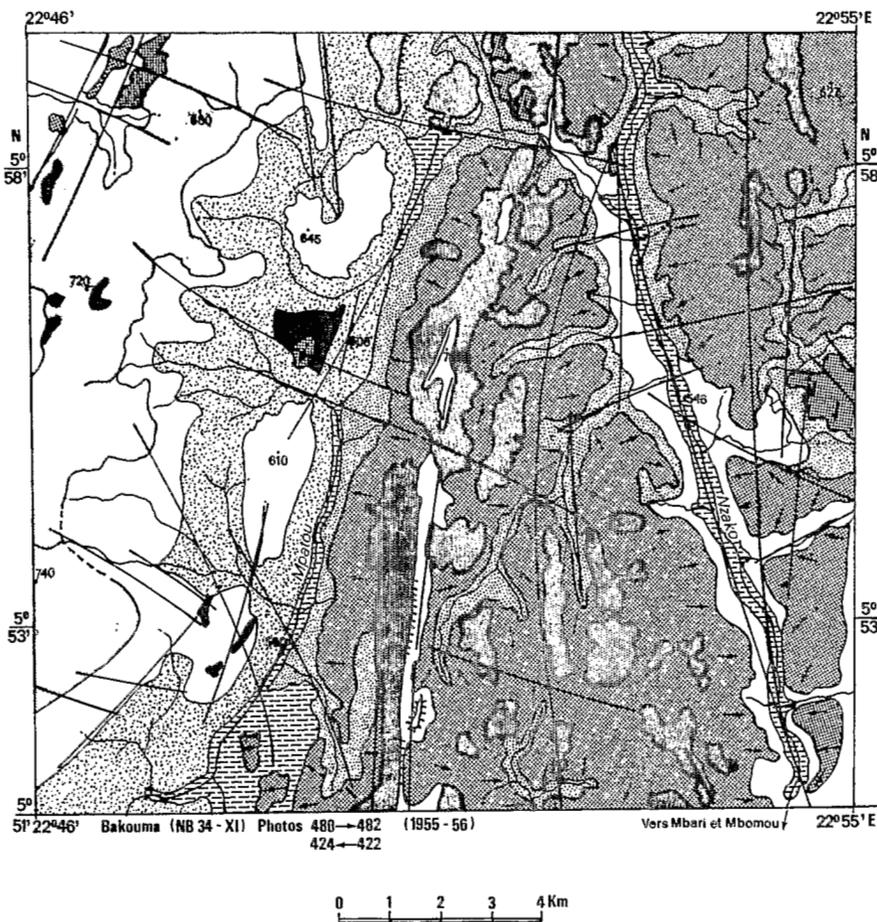
La photo-interprétation révèle que le prolongement de la série grésopélique de Bougboulou, surplombant la vallée de Nzako, s'incurve comme cette rivière, autour du môle gneissique de la Nguémada (6° 08'-22° 48'). Elle se prolonge par des échines de grès-quartzites (cf. cote 715 - 6° 05' 30"-22° 37') qualifiées par B. BESSOLES (1962) et J.P. WOLFF (1963) de **série de la Banga**, cette dernière mal délimitée. Des dépressions de type karstique encadrent sur 200 km<sup>2</sup>, toute cette série depuis la mare Doungou (6° 13'-22° 44' 30"), jusqu'à la plaine alluviale de l'Orongou-Banga (6° 03'-22° 22'). Divers travaux ont été menés dans la vallée du Nzako, en raison de sa richesse relative en diamants. Transversalement, on peut y distinguer un remblaiement récent découvrant du gravier sous berge et d'anciens canyons. Le lit actuel est dominé d'une dizaine de mètres par une basse terrasse à galets, d'une quarantaine de mètres par une moyenne terrasse (moyen-glacis) et d'environ 70 mètres par une haute terrasse rattachée à un haut-glacis cuirassé. Ce schéma théorique est compliqué par l'existence de **fracturations multiples, l'une accompagnée de sources chaudes** jaillissant à 42 °C près d'Ambilo (6° 08'-22° 52').

Au sud de son confluent avec la Banga, la Kotto longe la ligne de crête de grès-quartzites d'Ira Banda, qui se termine aux chutes de Ngolo (537 m-5° 46'-22° 04'). Le cours de la Kotto est surimposé au travers des séries du plateau gréseux-quartzitique, comme l'ont montré M. MAINGUET (1972) puis Y. BOULVERT (1987a).

La limite occidentale de ces formations, beaucoup trop schématisée sur la carte géologique de J.L. MESTRAUD (1953), a pu être précisée par la photo-interprétation morphologique. Elle passe légèrement à l'ouest de la piste Mingala-Satéma (au moins au sud de 4° 57'), en n'oubliant pas que des lambeaux isolés de grès-quartzite subsistent au-dessus des séries métamorphiques (cf. l'arête NW-SE, cote 618, 5° 10'-21° 27'). Sans entrer dans le détail, on peut signaler qu'à l'est de Mingala, les bassins déprimés de la Bounzi (autour de 5° 04'-21° 58') et de la Yanda (5° 13'-21° 52') sont partiellement karstiques sur 120 km<sup>2</sup>. Il en est de même pour de petits bassins perchés situés près de Kembé au nord-ouest (4° 40'-21° 52') ou au nord-est (4° 48'-22° 04').

## 6. Conclusions sur le plateau gréseux de Kembé-Nakando

Le schéma de J.L. MESTRAUD se vérifie très partiellement. Des failles sub-méridiennes s'observent effectivement, mais la bordure de grès est plus complexe, utilisant une succession de directions de fracturations. La photo-interprétation révèle l'importance de structures curvilignes : autour du complexe du Mbomou, de la série migmatitique du Guinigo (5° 50'-22° 20'), cf. forme en croissant des grès de Nakando. Toutefois l'examen des linéaments sur les images-satellite indique que la limite sud-est de la série de Bougboulou et du complexe du Mbomou semble correspondre à une direction de fracturation profonde N 80° E (centrée sur le Kourou : 5° 26'-22° 52'), cachée par des formes superficielles curvilignes.



**Figure 15**  
 Modelé contrasté de part et d'autre du Mpatou sur grès de Nakando à l'ouest, sur série de Dialinga à l'est.

Les contrastes du modèle soulignent que la limite entre les séries de Nakando et de Dialinga suit la dépression empruntée vers le sud par le Mpatou, 4 km après sa source, le prolongement vers le nord de cette dépression étant utilisé par des affluents du Nzako. Les versants sont dissymétriques. Au nord-ouest, le plateau gréseux de Nakando est tabulaire, modérément incliné vers le N-NW et faiblement induré, sauf quelques lakéré en lanières, correspondant à une orientation structurale N 30° E. Une corniche gréseuse polyconvexe souligne l'entaille tandis qu'à la base du versant, un replat oblige les petits marigots à se regrouper pour le traverser. La pente moyenne de ce versant n'est que de 2 à 3 %.

Une arête rocheuse longiligne, culminant à 700 m, domine l'autre versant qu'elle longe à moins de 2 km. De direction curviligne comprise entre N O et 20° E, cette échine rocheuse converge vers le Nzako dont la vallée emprunte une direction de fracturation N 160° E, ses affluents utilisant des directions de fracturations conjuguées. A partir des arêtes et buttes sommitales, on assiste, avec une pente moyenne de 20 %, à une redistribution généralisée du fer dans tout le paysage masquant les différences lithologiques.

Ainsi le plateau gréseux de Kembé-Nakando s'individualise relativement à la surface centrafricaine par ses formes originales du modelé et leur résistance variable à l'érosion, due à l'alternance de grès-quartzites et de pélites avec des intercalations carbonatées.

## 2. Région cuirassée du Nzako

### 1. Caractérisation

Cette région, correspondant aux bassins du Nzako et du Ndourou, deux affluents du Mbari, est limitée au nord-ouest par le plateau gréseux d'Ouadda, à l'ouest par l'escarpement gréseux de Nakando, au sud par la plaine marécageuse du Mpatou, à l'est, au voisinage de l'ancienne piste Yalinga-Bangassou, par la limite occidentale des quartzites du Complexe de base. Le cuirassement intense qui recouvre cet ensemble explique des difficultés rencontrées pour identifier le substrat géologique et en établir la stratigraphie.

A la suite des travaux de B. BESSOLES (1955-1962), J.P. WOLFF (1963), G. BIGOTTE et G. BONIFAS (1968), J.L. POIDEVIN (1979-1981) et J.D. MIAUTON (1980), on considère que l'ensemble sédimentaire précambrien se termine ici par la série de Dialinga : ensemble pélitique à intercalations de grès et de roches vertes. Ayant multiplié les forages, les géologues estiment « le recou-

vement latéritique très important » supérieur à 20 mètres. J.L. POIDEVIN note dans les venues basiques, un très net enrichissement en fer au cours de la différenciation. Les teneurs en fer (15,6 % de FeO total) et titane (2,9 %) y sont très élevées.

## 2. Morphologie

Ainsi ce secteur de Dialinga se caractérise par un cuirassement intense, autant que sur le Mbomou, en contraste vif avec le modelé sur grès de la Nakando de l'autre côté du Mpatou (Fig. 15). Empruntant la ligne de crête voisine de 700 m qui sépare les bassins de Nzako et du Mpatou, on observe un modelé cuirassé étagé. Cette arête est jalonnée de buttes-témoins cuirassés caractéristiques du type intermédiaire : induration forte, porosité assez importante, faciès pseudomorphique, couleurs accusées (10 R 3/3-3/6). Ferrugineuses (plus de 60 %  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ), ces cuirasses renferment essentiellement de l'hématite (40 %) et de la kaolinite (33 %), à côté de goethite (20 %), alumine libre (7 %), ilménite (4 %) et seulement 0,6 % de résidu quartzeux.

Autour de ces buttes anciennes diverge un important cuirassement secondaire de pente, remarquablement adapté à la topographie. En forme de demi-vasque caractéristique, de pente relativement accusée (8-10 %), il moule les bassins de réception des marigots de premier ordre. Le contraste est accentué avec les versants et éboulis de nodules ferrugineux masqués par des forêts denses semi-humides, les « baco ». L'étude morphostructurale révèle que la distribution de buttes anciennes s'ordonne en fonction des orientations structurales et diaclases qui, soulignées par des alignements de végétation, se retrouvent sur les glacis de versant (cf. ex fig. 51).

Au nord du 6<sup>e</sup> parallèle, le modelé cuirassé apparaît nettement orienté aussi bien sur la surface centrafricaine que sur les buttes anciennes. Les orientations subméridiennes prédominent de part et d'autre d'un secteur central (autour de 6° 12'-23°) à orientations ouest-est. Le cuirassement demeure orienté au sud du 6<sup>e</sup> parallèle. Le faciès pélitique se différencie par son induration homogène avec une orientation prédominante N 30°E (5° 51'-23° 04') ou N 40° E (5° 48'-23° 10'). Le faciès gréseux paraît plus hétérogène avec des buttes-témoins aux formes contournées. Les orientations du cuirassement sont variables, avec des virgations (5° 45'-23° 17') ; certaines sont privilégiées N 70° E (5° 48'-23° 08') ou N 40° E (5° 47'-23° 14'). On relève tout au long du Nzako des secteurs déprimés de type karstique, que l'on retrouve plus au nord (5° 45'-23° 19', 5° 59'-23° 11') supposés, dès 1977, être des prolongements inédits des dolomies de Bakouma.

## 3. Région indurée du Ngonbgo

La région de Ngonbgo s'étend à l'est du Mbari entre la rivière Gango (5° 40') et approximativement le sixième parallèle. A la suite des travaux de J.L. MESTRAUD (1963) et du CEA (A. JAUNATRE 1970-1971-1972), la géologie de ce secteur reste controversée. C'est une région métamorphique affectée d'intenses efforts tectoniques (cf. 5° 59'-23° 30'); les quartzites y sont d'aspect cannelé, formant des sortes de colonnes d'orgues nord-sud.

L'induration y est moins intense que dans les secteurs voisins du Mbomou et de Nzako-Dialinga. Voisine de 550-600 m, la surface centrafricaine y est surmontée de quelques buttes de cuirasses anciennes (cf. cote 690-5° 46' 38"-23° 36' 30") et de grandes échines quartzitiques (cf. cote 730-

5° 55'-23° 43' 30" ou 765-5° 58'-23° 40' 30") présentant de larges virgations, prolongement de celles connues sur le complexe de Yalinga (cf. V.2). Entre 23° 20' et 23° 30', le cuirassement présente la même orientation méridienne que les échines quartzitiques. Ce compartiment est affecté d'un réseau de failles nord-sud et est-ouest, responsable des brusques changements de direction du cours du Mbari.

La Ganga emprunte (le long de 5° 40') une série de fractures est-ouest relayées par des conjuguées N 35° E, direction que l'on retrouve vers le nord-est sur les plateaux cuirassés. L'observation stéréoscopique indique que cette rivière constitue une limite nord aux plateaux du Mbomou (d'orientation ouest-est dans ce secteur). Au nord de cette rivière, les orientations structurales deviennent N 15° E. Cette région complexe apparaît être l'extension sud des séries de Bougboulou et de Bangui Ketté telles qu'elles sont décrites au sud de Yalinga.

#### 4. Massif de Kocho

J.P. WOLFF (1963) a défini sous l'appellation des formations de la Kosho, un ensemble peu métamorphique bien représenté dans le bassin d'un affluent du Mbari, la Kocho (6° 20'-24°). Le long du 24° méridien, ce massif, en forme de croissant très étiré, apparaît comme un ensemble de crêtes parallèles de grès-quartzites d'orientation N-NE devenant progressivement S-SW vers le sud. Les affleurements assez fréquents de cette roche massive de teinte claire se présentent sous forme de gros blocs basculés. Ils sont rares au contraire pour les schistes intercalaires, localisés dans les dépressions bien qu'ils constituent probablement le faciès dominant de ces formations. A côté de schistes argileux finement lités ou rubanés on retrouve des argilites franches. Le pendage est accentué. Accidenté pour le Centrafrique, le relief s'échelonne de 570 à 805 m (6° 30' 30"-24° 05'). Les arêtes méridiennes de grès-quartzites sont cisailées par des directions transversales ouest-est, ce qui explique le tracé en baïonnettes du réseau hydrographique. Sur schistes, le réseau de premier ordre, prend une allure en chevelu dendritique. Seules deux rivières, la Kocho et la Tatar (6° 0' 30"-24°) parviennent à traverser le massif par un tracé sur-imposé utilisant des discontinuités structurales.

L'érosion est vive en raison d'une pluviosité encore élevée (1 500 mm), d'une couverture végétale discontinue et des différences lithologiques et altitudinales. Les sols bruts ou peu évolués d'érosion prédominent à côté de sols ferrallitiques pénévulés. Quelques lambeaux cuirassés (cf. autour de 6° 03'-24° 02'), témoins d'un ancien aplanissement, subsistent sur schistes.

J.P. WOLFF n'a pu qu'esquisser quelques limites pour cette série sur la feuille Yalinga-Est. La série de « Kosho » y fait place, au nord de 6° 41', à des schistes épimétamorphiques rattachés au Complexe de base. Morphologiquement, on n'observe aucune limite tranchée à ce niveau ; des arêtes rocheuses d'orientations subméridiennes similaires se prolongent vers le nord jusqu'au 7° parallèle. La limite occidentale de cette série paraît correspondre à des fractures N 177° E (6° 15'-23° 51') et N 171° E (6° 05'-23° 51' 30"). Cette série semble également se prolonger quelque peu au sud du 6° parallèle, au moins jusqu'au marigot Outa (5° 58'-23° 52').

Jamais reconnue sur le terrain, la limite orientale de ce massif ressort nettement en photo-interprétation (cf. carte morphostructurale à 1/200 000, feuille Dobane - Y. BOULVERT, 1987). L'arête orientale de cette série porte les

reliefs les plus accusés dominant de 150-200 m la plaine du Moyen-Chinko. En partant du 6<sup>e</sup> parallèle (23° 58' 20"), la limite, d'orientation N 15° E, suit la base abrupte de la ligne de crête, jalonnée par les cotes 740-690 et 805, au-delà de laquelle elle s'incurve vers N 350° E.

Ainsi le massif résiduel de la Kocho est un exemple type d'érosion différentielle, due à l'alternance de roches résistantes (grès-quartzites) ou sensibles à l'érosion (schistes). Ce modelé évoque celui des schistes et quartzites du système de la Mpoko que traverse la Pama au nord-est de Boda (cf. XIII).

## 5. Bassins du Moyen-Chinko et de l'Ali

### 1. Caractérisation du substrat

J. GÉRARD et J.L. MESTRAUD (1958) ont défini, comme série du Moyen-Chinko, un ensemble d'origine sédimentaire et de composition pélitique avec localement des séquences arénacées et calcareuses. Le faciès le mieux représenté est une argilite blanche, violacée et surtout noirâtre. On observe des intercalations de grès-quartzites. Cette série est caractérisée tectoniquement par des pendages très forts, presque verticaux. La direction, voisine de N 150° E dans la vallée du Chinko, s'infléchit vers l'est pour devenir ouest-est. Cette série, sans véritable métamorphisme mais simple lapidification, *i.e.* simple transformation des sédiments en roches, a été, dès l'origine, rattachée au Précambrien supérieur. Sur le terrain J.L. MESTRAUD a observé quelques corniches d'argilites, ce qui est paradoxal. Les rapides du Chinko sont dus à l'alternance de bancs durs (grès-quartzites) et tendres (argilites), ces dernières assises largement latéritisées. Les horizons carbonatés apparaissent à cet auteur très réduits ; il est d'ailleurs vraisemblable qu'une partie du niveau calcareux a été silicifiée.

### 2. Morphologie de l'ensemble

Au premier abord, le bassin du Moyen-Chinko apparaît comme un secteur déprimé, limité au nord-est par des schistes épimétamorphiques dominés par les grès de Morkia, au nord-ouest par l'arête bordière du massif de Kocho, au sud par les plateaux indurés du Mbomou. Les altitudes extrêmes en sont comprises entre 691 m (6° 10' 20"-24° 26') sur un glacis induré au piedmont des grès de Morkia et 543 m (5° 49' 20"-24° 13' 30") au déversoir du Chinko sur le complexe du Mbomou ; en fait les dénivelées locales restent réduites.

Sur la carte géologique de J.L. MESTRAUD (1964), la série du Moyen-Chinko ne dépasse pas vers l'est 24° 30' et n'atteint donc pas la Vovodo. Réalisant l'interprétation morpho-géologique d'une image Landsat de la région (Y. BOULVERT, 1976b), nous avons montré que ce bassin s'étirait en croissant sur plus de 130 km jusqu'au 25<sup>e</sup> méridien E. On pouvait le subdiviser en deux sous-secteurs : deux piedmonts bordiers (MCi) encadrant un bassin déprimé (MCo).

#### *a. Morphologie des piedmonts bordiers*

Les assises pélitiques doivent l'emporter largement sur ces derniers. La bordure nord-est est caractérisée par l'alternance de lakéré en lanières sur cuirasses compactes et de témoins de forêts denses semi-humides sur cuirasses discontinues. La direction prédominante N 120° E (cf. autour de 6° 11'-24° 24' ou 6° 07'-24° 31') peut s'infléchir de N 85° E (6° 04'-24° 31') jusqu'à N 160° E (6° 08'-24° 27').

La bordure sud-ouest du bassin est également indurée. Les intercalations arénacées y sont révélées en photo-interprétation par la présence de sols sableux contrastant avec l'environnement argileux des sols sur complexe du Mbomou. En télédétection, cette série apparaît comme un bassin d'effondrement, limité au sud par de grandes fracturations curvilignes. On relève le contraste entre le secteur fortement plissé de direction N 25 à 45° E sur complexe du Mbomou et celui des « reliefs mous » orientés NNW-SSE. Les géologues du CEA (1971) ont observé au contact une véritable discordance angulaire, les pélites reposant en discordance sur les amphibolites.

*b. Modelé de la plaine déprimée centrale*

Le secteur central de ce bassin apparaît comme une dépression encaissée à l'intérieur de la surface centrafricaine ; son modelé semble caractéristique d'un crypto-karst. On observe une succession de rides et de chenaux parallèles ; détectées en photo-interprétation, ces ondulations sont à peine sensibles sur le terrain.

Comparativement aux savanes forestières et aux sols rouges sur complexe du Mbomou, on note une décoloration générale des sols et un appauvrissement de la couverture ligneuse. Sous une maigre savane à *Terminalia laxiflora* et *T. mollis*, les parties exondées sont ocre, à nodules ferrugineux, parfois légèrement indurées ; les termitières géantes n'y sont pas rares. Les parties basses décolorées, parsemées de bosquets de *Phoenix reclinata* sont jalonnées de mares temporaires aux formes arrondies.

Le plus souvent les orientations structurales sont conformes à la direction des rides et des chenaux, alignés dans le sens de l'allongement de la série, citons N 140° E (6° 01'-24° 19' 30"), puis N 110° E (5° 48'-24° 39'). Parfois elles en diffèrent, citons N 80° E (5° 49'-24° 30') ou N 170° E (5° 47'-24° 37').

Les géologues n'ont fait qu'aborder cette région en décelant quelques intercalations calcareuses dans la vallée du Chinko (vers 6° 10') mais ils n'ont jamais prospecté le Nord de la feuille Dembia. De fait, contrairement à ce qu'indique la carte géologique de 1964, le modelé karstique et donc la série du Moyen-Chinko se prolonge à l'est du Vovodo, de 24° 30' à 25° E, dans le bassin de l'Ali, cartographiée « en sols hydromorphes alluviaux » (Y. BOULVERT, 1983a). En fait, les alluvions peu épaisses laissent transparaître le crypto-karst sous-jacent (cf. carte morphostructurale à 1/200 000, feuille Dembia).

Ce bassin versant mériterait une étude hydrologique. Selon le capitaine JACQUIER en janvier 1911 : « la vallée de l'Ali très plate, très étendue, doit être à la saison des pluies un immense bourbier extraordinairement malsain... les pirogues y circulent toute l'année... ». Les crocodiles y abondaient il y a encore une trentaine d'années. L'eau recueillie aux alentours sur les formations gréseuses de Morkia est emmagasinée dans cette nappe phréatique subaffleurante. En hautes eaux, il semble même qu'une partie des eaux excédentaires ne suive pas la voie normale de l'Ali vers l'ouest et la Vovodo, mais se déverse par un exutoire (situé en 5° 50'-24° 56') vers le sud-est et la Ouara.

Ainsi, bassin du Moyen-Chinko et plaine de l'Ali constituent, en raison de l'érosion différentielle, un secteur déprimé d'une centaine de mètres par rapport à la surface centrafricaine environnante. Il ne faut pas confondre les vrais méandres de divagation de cette plaine du Chinko et du Vovodo (cf. 5° 54'-20° 34' 30") avec les faux méandres structuraux de ces mêmes rivières qui, ayant uni leurs cours, traversent le plateau cuirassé du Mbomou par un tracé

surimposé, entrecoupé de nombreux rapides et dominé de part et d'autre d'une centaine de mètres par des buttes cuirassées.

## 6. Massif gréseux de Morkia

### 1. Caractérisation

Dès 1911, le capitaine JACQUIER évoquait les « masses gréseuses de Dobane », du nom d'un ancien village (6° 27' 30"-24° 41'). En 1940, G. KORABLEFF évoque entre les séries fortement métamorphiques de Djéma et surtout Bangassou-Rafai, une « série faiblement métamorphique », allongée NW-SE entre Dobane et Zémio. Ce n'est qu'en 1958 que fut caractérisée par J. GÉRARD et J.L. MESTRAUD, la série de Morkia, du nom d'un village (5° 41'-25° 17') de la piste Zémio-Djéma.

Le faciès le plus banal est un grès-quartzite plus ou moins sériciteux, les faciès phylliteux sont nettement subordonnés. Cette formation d'origine fluvio-lacustre présente un léger métamorphisme dans l'épizone. On observe une « schistosité » le plus souvent fortement redressée, qui traduit une compression interne : présence de brèches et de mylonites, ce qui a incité J.L. MESTRAUD (1964) à placer cette série dans un grand fossé d'effondrement délimité par des failles. Les mouvements tectoniques ont été accompagnés de filons de quartz, de fer et d'intrusions basiques, repérables dans la coupe résultant du tracé transversal surimposé de la Ouara à travers le massif (cf. Fig. 17).

L'origine essentiellement détritique de cette série est caractéristique, son individualisation par rapport au Complexe de base, marquée. Elle présente de grandes analogies avec les séries de la Ouakini et de Bangui-Mbaiki, rattachées (en 1958) au Précambrien moyen. J.L. MESTRAUD différenciait alors cette série à dominante arénacée et au véritable métamorphisme de la série du Moyen-Chinko (Précambrien supérieur) à simple lapidification et dominante pélitique. En 1959, dans un second bassin identifié au centre de la feuille Dobane (celui aperçu par JACQUIER en 1911) l'augmentation constatée du degré de métamorphisme fut attribuée à la présence de faciès plus profonds.

Au milieu du complexe de base, le massif de Morkia apparaît en plusieurs lambeaux d'aspects divers : massifs rocheux, aplanissements indurés mais aussi secteurs déprimés.

### 2. Secteur accidenté de Morkia stricto sensu (Fig. 16, page suivante)

Le paysage gréseux est caractéristique dans un secteur réduit autour de Morkia (de 5° 12' à 52' et de 25° 11' à 18'). On y observe, culminant à 747 m (5° 36'-25° 15') une succession d'arêtes rocheuses d'orientation subméri-dienne N 160-170° E. L'érosion est trop vive et les dénivelées locales trop accentuées pour qu'un cuirassement puisse se développer. Des crêtes rocheuses similaires se retrouvent au nord-ouest de Djéma avec les monts Bara, Baranga (725 m), Kourou Kété (763 m), Kordongo (781 m) et la cote 787 (6° 10'-25° 07' 20") point culminant du secteur. Il en est de même au sud du Mbomou (5° 13'-25° 21') et donc au Zaïre.

A côté de lithosols et sols lithiques, on y observe des sols pénévulés et des sols ferrallitiques appauvris sableux. P. QUANTIN (1961) en avait fait une



Figure 16  
MODELÉ DE LA RÉGION DE MORKIA.

►► **Figure 16**  
Modelé de la région de Morkia.

La piste sud-nord qui relie Zémio à Djéma, recoupe en oblique la série de Morkia avec ses trois unités morphologiques. D'abord un ensemble d'arêtes grés-quartzitiques orientées N 170° E culmine à 747 m près du village de Morkia ; des sols sableux les encadrent ; le cuirassement est très réduit. A l'ouest, on observe des plateaux indurés ; le cuirassement y est nettement moins intense que sur les formations métamorphiques (« Met. ») orientées qui l'encadrent, notamment le complexe du Mbomou. De même, les buttes-témoins de cuirasses anciennes y sont beaucoup plus rares. Enfin à l'est de cette piste, s'étend un secteur mal drainé, celui de la plaine de la Bakalé, encadré par des directions méridiennes de fracturation. On y décèle sous le recouvrement alluvial hydromorphe des « dolines de karst couvert », crypto-karst. Le calcaire a été identifié à Kitésa (600 m-5° 22'-25° 22'), juste au sud de ce secteur qui se prolonge vers le Zaïre, au-delà du Mbomou. L'analyse de ces débris calcaires ZEMio 4 indique 30,35 % CaO, 29,39 % H<sub>2</sub>O+, 25,02 % SiO<sub>2</sub>, 9,62 % Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 1,28 % Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>... Le tracé surimposé de la Ouara procure une belle coupe transversale à la série.

famille de sols beiges et jaunes, sableux à argilo-sableux sur grès-quartzites. La végétation se caractérise par sa pauvreté en ligneux et l'apparition venant du sud ou de l'ouest de *Tamarindus indica* et *Pericopsis laxiflora*.

### 3. Secteur des plateaux

La bordure occidentale du massif de Morkia et la région située au nord de l'ancien village de Daradou (5° 57'-25° 04') se différencient du secteur précédent par un modelé classique en ce pays : reliefs arasés surmontés d'aplanissements cuirassés masquant les affleurements. L'ancienne piste joignant Daradou à la Bita (6° 30'-24° 52') au nord, emprunte ce plateau induré en voie de dissection. Voisin de 700 m, il surplombe à l'ouest la plaine crypto-karstique de l'Ali. Les lakéré et divers alignements de végétation révèlent des structures d'orientation subméridiennes N 160 à N 20° E avec de rares virgations (6° 15'- 25° 06'). Poreuses, ces cuirasses anciennes à hématite, d'induration moyenne à forte, sont remarquables pour des cuirasses sur grès par leur pauvreté en résidus quartziteux (2,5 %). Au nord, ce plateau s'arrête assez brutalement sur la Woupé (5° 17'-25° 02') dont le cours emprunte des directions transversales de fracturation.

### 4. Secteur des dômes rocheux

Entre Chinko et Vovodo (de 6° 10' à 6° 45' et de 24° 15' à 24° 40') on retrouve un important secteur gréseux sous forme de crêtes appalachiennes, allongées sur plus de 70 km. Même si l'on y relève le point culminant de l'ensemble de ces grès : cote 850 (6° 16' 30"-24° 36' 40"), le relief est beaucoup moins accidenté qu'autour de Morkia. Au lieu d'arêtes, on observe des dômes allongés, polyconvexes, aux formes arrondies sous un recouvrement assez mince d'altérations sableuses. Ils peuvent présenter sur leur rebord, méridional essentiellement, des abrupts convexes de plus de 50 m, « les falaises gréseuses » de MESTRAUD.

Vers 6° 22', ce massif se disjoint en trois crêtes parallèles... L'ensemble est curviligne ; d'une direction d'abord méridienne en longeant le Chinko, il s'incurve vers le sud-est. On relève des virgations (cf. cote 810 : 6° 17'-24° 26'), parfois des rebroussements (6° 19'-24° 26'). Quelques torrents, utilisant des directions de fracturations transversales arrivent à inciser leur lit en recoupant ces arêtes rocheuses (cf. 6° 30'-24° 19' ou 6° 27'- 24° 21').

Pour des raisons morphologiques, on peut ajouter à cet ensemble plusieurs buttes ou dômes, d'aspect typique de grès-quartzites, apparaissant au-dessus des schistes épimétamorphiques, peut-être la cote 642 (6° 04'-24° 43'), certainement la butte gréseuse curviligne de la cote 740 (6° 03'-24° 30' 30") et surtout les dômes des cotes 848 (6° 20'-24° 47') et 805 (6° 14'-24° 23').

### 5. Crypto-karst encadrant les grès de Morkia

En 1976, nous notions : « les grès semblent recoupés à l'est par un linéament nord-sud..., il correspond à un accident du socle, la faille de Zémio » qui fut retrouvée par mesures gravimétriques. Le long de 25° 20', on observe (cf. Fig. 17) par photo-interprétation, un remarquable alignement des fractures approximativement nord-sud qui s'étend entre la Ouara et le Mbomou. Des rivières les empruntent, notamment la Bakalé qui draine une plaine marécageuse, parsemée de dépressions ovoïdes typiques d'un crypto-karst (de 150 km<sup>2</sup>). La végétation ligneuse y est réduite à quelques rôniers dans une savane périforestière à *Pennisetum purpureum*. On observe également un chaquet similaire de mares temporaires dans la vallée structurale reliant la Ouara au Mbomou suivant une direction de fracturation N 120° E, empruntée par deux marigots opposés : le Loungué (5° 24'-25°) et le Gbégué (5° 17'-25° 15').

Sans qu'aucun autre indice au sol n'en soit connu, il faut signaler que d'autres petites dépressions crypto-karstiques ont été décelées par photo-interprétation en divers points du bassin du Mbomou sur 130 km<sup>2</sup> dans la plaine de Mandja, plus précisément dans la vallée du Bambomou (5° 27'-25° 29'), du Mbahay (5° 18'-25° 38') et même du Mota (5° 18'-25° 46') qui serait alors le secteur karstique le plus oriental du Centrafrique. Ces dépressions sont souvent parsemées de termitières géantes.

En amont de leur confluent, Vovodo et Bita coulent dans une plaine marécageuse de même que leur affluent Ango (6° 26'-24° 59') et Zibiri (6° 33'-24° 48'). Un modelé crypto-karstique s'étend là sur 500 km<sup>2</sup>. En raison d'un alluvionnement récent, il est moins distinct dans le secteur déprimé compris entre 600 et 575 m. Par contre, le secteur toujours exondé mériterait une prospection en dépit de ses difficultés d'accès. En photo-interprétation, on y décèle un modelé de dissolution avec de larges cuvettes sub-circulaires, d'aspect blanchâtre (autour de 6° 30'-24° 50'). On semble même distinguer deux avens (vers 650 m - 6° 34'-24° 45' et vers 580 m - 6° 21'-24° 42').

Bien que cela puisse sembler extraordinaire sinon anormal étant donné le contexte géologique cartographié en migmatite, il nous faut signaler sur le 7<sup>e</sup> parallèle, la petite plaine de type crypto-karstique de Poudou-Vovodo (de 7° 01'-24° 50' à 6° 56'-24° 46'). Outre la grande plaine de l'Ali, on observe également de petits bassins de type karstique sur la bordure orientale du massif gréseux de Morkia (autour de 6° 20'-24° 54', 6° 15'-24° 53' jusqu'à 5° 54'-25° 03').

La preuve de l'existence de roches carbonatées dans cette région nous fut apportée par la découverte à Kitessa en janvier 1977 de débris calcaires faisant effervescence à l'acide : ZEMio 4 (cf. Fig. 17). Le même jour était observé dans un puits près de Zémio (550 m - 5° 01'-25° 07' 30") une tuyauterie obstruée par des dépôts calcaires faisant vivement effervescence. On se trouve là à l'extrémité de la faille N 70° E du Mbomou (suivie depuis 4° 54'-24° 40' jusqu'à 5° 02'-25° 20'), étroite dépression jalonnée de mares crypto-karstiques dans le prolongement d'un appendice du Lindien zaïrois. Surprenante au premier abord, car aucune formation carbonatée n'avait encore été signalée dans l'Est centrafricain, cette observation l'était moins après étude bibliographique sur les régions voisines du Zaïre.

Des formations carbonatées ont été signalées depuis longtemps par les auteurs belges en Uele, dès 1926-1930 par L. de DORLODOT dans les bassins de la Gwane (autour de 5° 05'-25° 28') et de la Niangara (3° 40'-27° 30'). B. SEKIRSKY (1954) fait également allusion à des calcaires silicifiés dans des formations de la Lindi (= Lindien). Selon J. LEPERSONNE (1971) « l'examen des photographies aériennes confirme l'existence d'une formation carbonatée, caractérisée par des reliefs karstiques. Ceux-ci se suivent... au nord-est de Zémio ; ils occupent une aire triangulaire dont la pointe se trouve à Gwane et la base à la frontière. Il s'agit vraisemblablement d'un synclinal s'ennoyant vers le nord-ouest ».

## 6. Interprétation des images-satellite

Interprétant l'image Landsat nous avons estimé (Y. BOULVERT, 1976b) que la série de Morkia n'était pas comprise entre deux failles rectilignes selon le schéma de J.L. MESTRAUD mais que sa forme s'incurvait en S vers le nord-ouest en longeant l'Ango, puis la Bita mais aussi vers le sud-est, dans le prolongement du Lindien zaïrois.

Indépendamment, J. LAVREAU (1977) parvenait à des conclusions similaires : « les types lithologiques extrêmes sont reconnaissables comme dans

le cas de la bande calcaire de Niangara, grâce à une différence de teinte, accentuée par l'absence de forêt-galerie, reflétant une différence de rétention (cf. rétention) du sol en eau ». La plupart des linéaments détectés dans le Mbomou se rattachent à trois groupes de directions : N 340-10-55° E, les directions sub-méridiennes étant concentrées au nord de Zémio. Une chronologie relative se dessine au nord et au sud-est de Zémio où les structures orientées N 348° E passent de manière continue à N 10° E. Ces directions, associées à la bande lindienne de Niangara-Zémio, peuvent être considérées comme datant du même épisode tectonique ; elles déterminent une bande de quelque 40 km de large recoupant les structures orientées N 55° E, celles du complexe du Mbomou (ligne Yakoma-Zémio). Cette déformation nord-est correspond à une reprise tectonique avec développement de mylonites d'âge plus ancien que 620 MA.

Pour B. BESSOLES et R. TROMPETTE (1979) la série de Morkia et le Lindien de la région de Niangara-Gwane font partie d'un même ensemble large de 20 à 60 km et s'étirant en une bande de plus de 400 km de long. La masse principale du Lindien-Ubangien qui repose sur le craton du Congo a un caractère de dépôt en mer de plateforme continentale tandis que ses appendices centrafricains, dépôts de bordure du bassin présentent un caractère continental plus accusé.

Ainsi la ceinture du Précambrien supérieur qui encadre le complexe du Mbomou ne constitue pas un ensemble homogène. Le découpage en séries fait apparaître des unités complexes liées à la lithologie. Les roches pélitiques sont arasées, indurées et dominées par les roches résistantes à l'érosion : dômes ou échines de grès-quartzites. L'extension des formations carbonatées restait insoupçonnée, faute d'affleurements. Il faudrait multiplier les forages, les analyses géochimiques, notamment des exutoires de ces bassins.



## LE PLATEAU CUIRASSÉ DU MBOMOU

### 1. Délimitation et substrat

Prolongeant vers l'est la surface centrafricaine, le plateau cuirassé du Mbomou correspond, en première approximation, à la portion du complexe de base encadrée par des formations gréseuses, pélitiques, parfois carbonatées du Précambrien supérieur : séries de Kembé-Nakando, Bougboulou, Moyen-Chinko et Morkia.

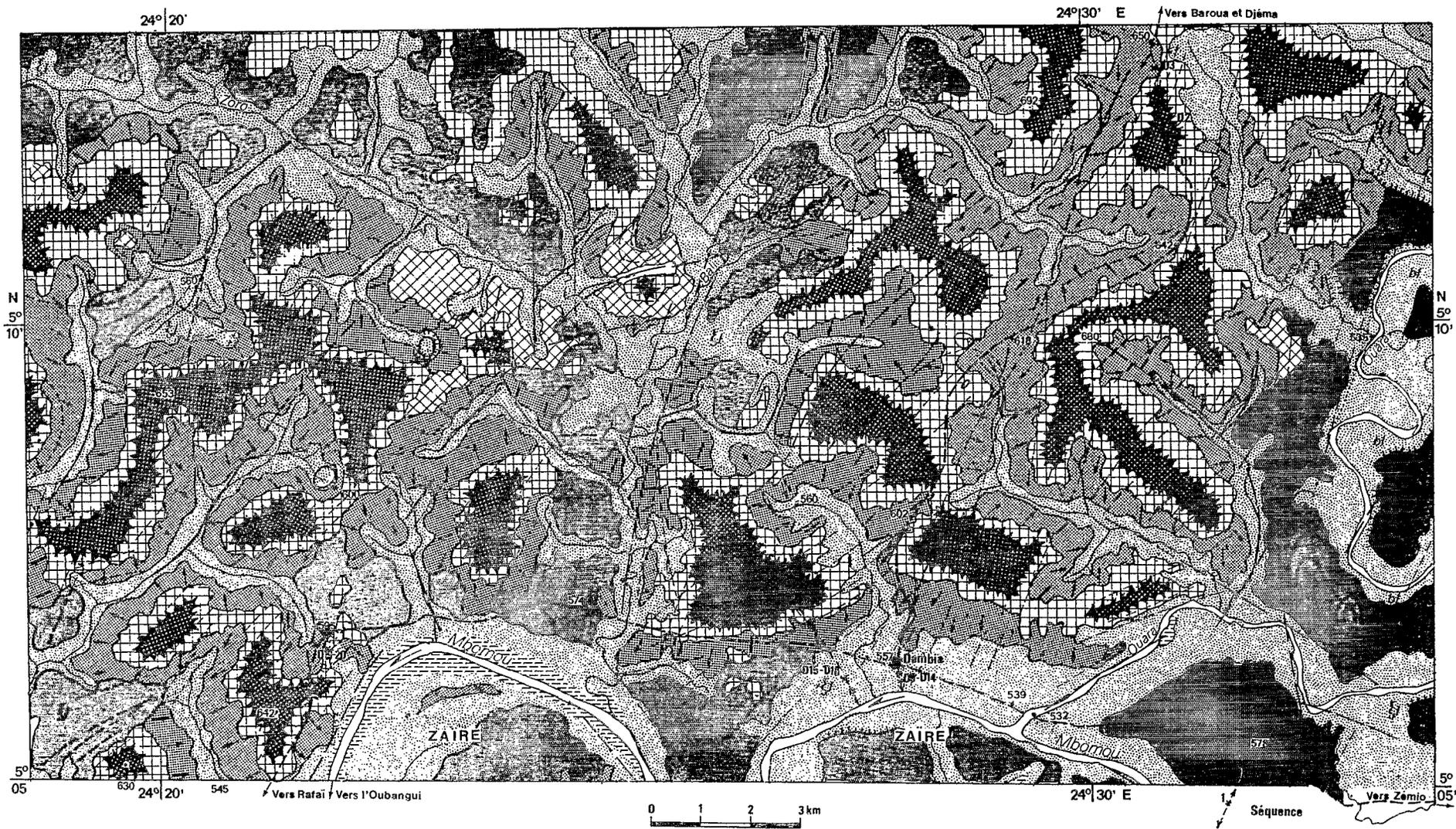
Cet ensemble s'étend en Centrafrique sur 30 000 km<sup>2</sup>, au sud de 5° 40' N, approximativement de 22° 15' à 25° 10'; il se prolonge largement au Zaïre où ce « complexe amphibolitique et gneissique du Bomu » (= Mbomou) est considéré comme **antérieur à 3 000 MA** (cf. isochrone 3 086 + ou - 94 MA pour les **gneiss basiques** du Bomu *in* J. LAVREAU et D. LEDENT, 1976) ; c'est donc **un des témoins les plus anciens du Précambrien**. En 1940, G. KORABLEFF l'avait dénommé « série fortement métamorphisée ». En 1964, J.L. MESTRAUD évoque le « complexe du Mbomou » constitué d'amphibolites, d'amphibolo-pyroxénites et accessoirement de pyroxéno-amphibolites et de pyroxénites. Etudiant la vallée du Mbari, cet auteur a montré que ce complexe était entrecoupé de nombreuses intrusions granitiques dont il suggère l'extension par des indentations allongées de part et d'autre de cette vallée. Faute d'affleurement, en raison de la généralisation du recouvrement cuirassé, il ne lui était pas possible d'en donner une représentation cartographique correcte.

Ce complexe violemment plissé, de style isoclinal, passerait à l'est de Dembia (5° 06'-24° 28') à des micaschistes (vers 22° 40') puis à des schistes épimétamorphiques entrecoupés d'intrusions basiques (vallée de la Ouara).

### 2. Premières descriptions

Les explorateurs frappés dans ce secteur par la généralisation du cuirassement évoquent, l'un W. JUNKER (1889) ces « plateaux pierreux... terres incultes... véritables déserts », l'autre, le docteur CUREAU (1901) une « gangue ferrugineuse disposée en tables... vouées « à la stérilité ». Les géologues ayant seulement évoqué la « pénéplaine s'élevant lentement du Mbomou vers le nord », c'est au botaniste A. AUBREVILLE (1948) que l'on doit la première représentation de ce modelé, à partir de laquelle il a échafaudé sa théorie de la bovalisation, persuadé « de la progression de cette lèpre des sols et de la végétation, condamnant ces pays à devenir désertiques ». Il attribue l'étagement des niveaux à des alternances durant le Quaternaire, de périodes de cuirassement et d'érosion. Pour cet auteur, feux de brousse et défrichements ont aujourd'hui les mêmes effets que les anciennes péjorations du climat.

**Figure 17**  
MORPHOLOGIE CUIRASSÉE SUR COMPLEXE AMPHIBOLO-PYROXÉNIQUE DU MBOMOU.



► **Figure 17**  
Morphologie cuirassée sur complexe amphibolo-pyroxénique du Mbomou.

Autour de D bia, la morphologie est assez représentative du cuirassement sur complexe amphibolo-pyroxénique du Mbomou. On observe au niveau 650 m, un ensemble de buttes cuirassées d'ordre kilométrique, dénudées (lakéré de plateaux). Ces cuirasses anciennes (cf. DEMBIA, D8, D18, D20 type intermédiaire) sont hématitiques.

Ces buttes sont masquées et isolées par un liseré boisé de forêt dense semi-humide (cf. Y. BOULVERT, 1976b et 1987d) avec *Fagara macrophylla*, *Allophylus africanus*, *Caloncoba crepiniana*, *Manilkara multinervis*, *Ochna schweinfurthiana*, *Canthium venosum*... Cette végétation se développe sur une pente d'éboulis de cuirasse gibbsitique (cf. D2-D17).

Sous ce ressaut, le glacis est recouvert par une cuirasse secondaire de versant goethitique avec un peu plus de résidu quartzeux (D3-D9-D11-D19). En général, ce glacis fait place à une seconde entaille profondément incisée. Les éboulis de cuirasse y sont recouverts par une forêt dense vallicole, lisière du domaine guinéen, avec *Azelia bipindensis*, *A. africana*, *Albizia coriaria*, *Aubrevillea kerstingii*, *Khaya grandifoliola*, *Spathodea campanulata*...

La pente est réduite dans la vallée du Mbomou, largement ouverte. Le profil D12 est meuble, ferrallitique, rouge, argileux à structure farineuse (« aliatique »). A proximité du Mbomou, la carapace vacuo-laire D13 renferme des débris de roche schisteuse, tandis qu'au bord de la rivière, D14 présente des enduits noirâtres manganésifères. Sur l'autre séquence, le profil de base : D16 est décoloré par l'hydromorphie. Dans tout ce secteur, les affleurements rocheux ne s'observent que dans le lit même du Mbomou, encombré de roches.

Le relevé des directions structurales montre qu'elles conditionnent le tracé du réseau hydrographique principal ou secondaire. Ces directions encadrent également les buttes cuirassées ; les orientations curvilignes ou circulaires ne sont pas rares, notamment au niveau des têtes de sources, souvent soulignées par un cirque de suffosion.

A ce pessimisme R. SILLANS (1958) oppose l'hypothèse de la réversibilité de cette évolution : « il peut y avoir envahissement progressif de la dalle par la végétation à partir des bords de pentes et dislocation possible du lakéré sous la poussée des racines... »

### 3. Aperçu morphologique d'ensemble (Fig. 17)

Le plateau du Mbomou s'élève progressivement de l'W-SW vers l'E-NE. Affaissé au voisinage de 500 m près d'Ouango, en bordure du piedmont oubanguien, il s'élève progressivement jusqu'à la cote 770 (5° 26' 30" - 24° 51') où il culmine au nord-est de Dembia.

Dans des notes préliminaires (Y. BOULVERT, 1976b), a été évoquée la succession de types de végétation correspondant à la toposéquence constituée de quatre segments morpho-pédologiques :

- buttes ou plateaux, légèrement bombés, gondolés ; ces lakéré de sommet, résidus d'un aplanissement ancien (début Tertiaire) se correspondent d'une butte à l'autre.
- la bordure en est soulignée par une petite corniche cuirassée; dès que la cuirasse devient discontinue, s'y installe une savane boisée ou forêt dense semi-humide (soudano-guinéenne) avec *Anogeissus leiocarpus*, *Albizia zygia*, *Fagara macrophylla*, *Allophylus africanus*, *Caloncoba crepiniana*, *Manilkara multinervis*...; la pente de cet escarpement boisé est de l'ordre de 10 %.
- un cuirassement secondaire compact lui succède; la pente concave passe de 10 à 5 % ; sur ces lakéré de pente ou de versant, souvent parsemés de termitières champignons, les graminées annuelles se dessèchent et brûlent dès la fin de la saison des pluies.
- la transition au talweg s'effectue par une entaille accentuée, jonchée d'éboulis de cuirasse et entièrement masquée par une forêt vallicole humide se rattachant aux forêts lisières guinéennes avec *Azelia bipindensis*, *A. africana*, *Aubrevillea kerstingii*, *Khaya grandifoliola*, *Spathodea campanulata*. Ainsi le passage du domaine guinéen au soudano-guinéen s'effectue ici localement en altitude, autant qu'en latitude.

Le contraste entre les végétations forestières et herbeuses, brûlées des lakéré est tel que les quatre segments de cette toposéquence d'ordre kilométrique peuvent se distinguer sur des images-satellite prises à 900 km d'altitude. Ce fait remarquable avait été souligné dans la revue Photo-Interprétation (Y. BOULVERT, 1976b). La correspondance entre sols, morphologie et végétation a été vérifiée en établissant pour ce secteur trois cartes à 1/200 000 : pédologique, morpho-structurale et phytogéographique. Il en ressort que dès que le cuirassement devient discontinu, une végétation ligneuse s'y développe tandis que sur cuirasse compacte ne peut s'installer que la maigre végétation herbacée des lakéré.

### 4. Diversité des paysages observés

Cette disposition est générale mais les quatre segments de la toposéquence peuvent être incomplètement représentés. A. AUBREVILLE insiste sur la discontinuité, la rupture de pente entre bowal de plateau et de versant.

Exceptionnellement, la transition se fait en continuité par simple changement de pente, sans décrochement ni versant boisé. Ce dernier peut être entrecoupé par un petit lakéré intermédiaire sur replat (cf. Y. BOULVERT, 1976b). Sur le plateau légèrement gondolé, les eaux de ruissellement peuvent se rassembler dans des sortes de demi-vasques, d'aspect gris très clair sur les photographies aériennes, en position surplombante au-dessus du versant : cf. photographie 221 (5° 54'-24° 30') NB 35 VII. L'érosion remontante du réseau hydrographique actuel dans la deuxième entaille n'a pas eu partout la même puissance érosive : dans ce cas en tête de vallée un aspect en auge aplanie indurée remplace l'incision et la forêt vallicole qui lui est liée.

Cet aspect caractéristique, à deux niveaux cuirassés, emboîtés, décrit par A. AUBREVILLE et R. SILLANS n'est en fait commun qu'à l'est du 24<sup>e</sup> méridien ou plus précisément du Chinko. Ailleurs ces buttes de cuirasses anciennes dominant le paysage, font place à une simple unité tabulaire plus ou moins fortement indurée (les boqueteaux boisés résiduels révélant une induration discontinue), entrecoupée par l'entaille récente sous forêt vallicole humide. Cette différenciation pourrait être liée à la lithologie : les roches basiques se prêtent mieux à la conservation des cuirasses anciennes, les intercalations granitiques correspondant aux secteurs moins indurés. Il n'existe pas de forage suffisamment profond pour en apporter la preuve, d'ailleurs l'examen de la coupe de la vallée du Mbari n'est pas très probant à cet égard.

Pour A. AUBREVILLE « tous les pays à revêtement de cuirasses ferrugineuses sont condamnés à devenir désertiques ». Certes, en saison sèche, ces indurations brûlées par le soleil et les feux de brousse, peuvent paraître lugubres. En fait, l'eau abonde y compris dans les nappes perchées à une dizaine de mètres sous la surface des plateaux cuirassés. La végétation, favorisée par la pluviosité, est vigoureuse : avec 1 695 mm Bangassou est la station la plus arrosée du Centrafrique. La pluviométrie décroît vers le nord, mais aussi vers l'est : Rafaï 1 665, Dembia 1 642, Zémio 1 557 mm. Parallèlement, la végétation de forêt dense semi-caducifoliée des bords de l'Oubangui, ne se maintient plus, sous forme de forêt lisière vallicole à l'est de 24° E, que dans les entailles, laissant place sur les couronnes de plateau à une végétation soudano-guinéenne moins humide et moins dense.

Plusieurs signes (cf. Notice 104) indiquent que cette forêt du Mbomou serait récente ; elle aurait envahi au Kibanguien A (entre 12000 et 3500 ans BP) le plateau cuirassé du Mbomou, comme la forêt de Haute-Sangha sur le plateau de Bilolo (cf. IX), contribuant peu à peu à sa dislocation progressive. Les dernières buttes vers l'ouest de cuirasses anciennes démantelées et colonisées par la végétation s'observent à proximité de Rafaï. Il apparaît en tout cas qu'au Mbomou l'induration est de moins en moins continue, massive, vers l'W-SW. Parallèlement, les dimensions des plateaux et buttes de cuirasses anciennes diminuent : 25 km de long près de Zémio, 8 vers Dembia, 3 vers Fodé, 2 près de Bangassou. Tout naturellement le développement de la végétation ligneuse suit la désagrégation de l'induration ferrugineuse ; il est fort probable qu'il l'accompagne sinon la provoque. Comme un coin de bûcheron, une racine ligneuse facilite l'extension, l'élargissement d'une diaclase. Avec **R. SILLANS (1958) nous croyons (Y. BOULVERT, 1990) au dynamisme de la végétation oubanguienne et à sa reconstitution, au moins là où la pression anthropique est réduite.**

## 5. Étude structurale du plateau du Mbomou

Assez fréquents dans les vallées des grands cours d'eau de la région, les affleurements rocheux sont rarissimes sur les versants et plateaux. A défaut, il demeure possible (cf. Y. BOULVERT, 1978) d'obtenir une première approximation de la structure du substrat en relevant systématiquement par photo-interprétation les orientations du cuirassement sur les interfluves en même temps que celle du réseau hydrographique, puis, prenant du recul, en détectant les linéaments des images-satellite.

Le réseau hydrographique du premier et du second ordre apparaît conditionné par la structure. On relève une succession de portions rectilignes, suivies de coudes à 90-120° ou même 60°. Le réseau varie d'une maille polygonale (cf. sur Dembia, photo 265 : 5° 39'-24° 07') à un type rectangulaire (*id.* photo 268 : 5° 38'-24° 03'). Cette maille de l'ordre de 2 km n'est pas très dense pour le socle ancien.

Les contrastes de modelé sont beaucoup moins tranchés sur ces plateaux cuirassés que pour ceux de la région de Kouki (Y. BOULVERT, 1971b cf. X.6). Sur ces derniers, la nature schisteuse du substrat est nettement soulignée par des lakéré en lanières sur les plateaux. Les orientations structurales ne sont qu'esquissées par de simples alignements de végétation, à noter qu'elles s'observent ici, outre les plateaux, sur les versants, indiquant ainsi que l'évolution de ce type de paysage s'est longuement et très progressivement poursuivie en place.

Le relevé systématique de ces orientations a été effectué sur les cartes morpho-structurales à 1/200 000 (localement à 1/100 000 sur la région-clé de Dembia-Zémio). Plusieurs secteurs peuvent être différenciés à l'intérieur du plateau du Mbomou. Ainsi au sud-est de la feuille Bakouma, l'orientation est-elle de type N 130° E (autour de 5° 04'-22° 49'), tandis qu'à l'ouest, le long de la série gréso-pélimitique de Bougboulou, l'orientation générale s'incurve de N 50° E (5° 18'-22° 27') à N 30° E (5° 22'-22° 53'), direction exceptionnelle en Centrafrique.

Entre le Mbari et le Mbomou, l'orientation prédominante sur les plateaux est N 130-140° E. Cette orientation se prolonge à travers la feuille Rafaï, jusqu'au Zaïre, au-delà des chutes Fougou, sur micaschistes à deux micas. Les buttes-témoins anciennes sont rares dans cette unité, de même que dans le secteur compris entre l'ancienne piste Fodé-Rafaï et la vallée du Chinko ; l'orientation structurale y varie peu entre N 30 à 50° E. Par contre le secteur compris entre cette piste et au nord la rivière Ganga (5° 36'-23° 30') est beaucoup plus complexe : une série silico-alumineuse y coexiste avec le complexe amphibolo-pyroxénique. La direction W-E prédomine (5° 34'-23° 30') à côté de virgations, soit à très large rayon de courbure (5° 32'-23° 31'), soit très brusques (5° 30' 30"-23° 30').

A l'est du Chinko, la direction des couches est N 30-40° E, les structures y sont fortement plissées. A l'ouest de la piste Alimaza (5° 28' 30"-24° 38')-Baroua (5° 35'-24° 42'), les amphibolites prédominent avec une orientation N 10- 20° E. De l'autre côté de la Bira (5° 40'-24° 32') dont la vallée moyenne emprunte une faille N 170° E, l'orientation prédominante devient N 120° E. A l'ouest de Dembia, les orientations très diverses traduisent la complexité du substrat. On y relève des structures curvilignes pouvant passer à des structures circulaires à large rayon de courbure. L'une (centrée à 5° 06'-24° 13' 30") a un diamètre de 15 km. Les virgations peuvent être accusées

(5° 10'-24° 25') ou faire place à de véritables rebroussements (cf. 5° 14'-24° 27' 30" ou 5° 13'-24° 26' 30"). A l'est d'Alimaza, les amphibolites font place à des quartzites et micaschistes, l'orientation principale du cuirassement s'y infléchit vers N 170° E. Au-delà, un important massif de roches basiques, recoupé par la Ouara, est caractérisé par l'absence de directions structurales.

Des observations similaires ont été faites au Zaïre voisin par G. THONNART (1957) et J. LAVREAU (1977). Un premier essai d'interprétation photogéologique avait pu être présenté à partir d'une image Landsat (Y. BOULVERT, 1976b). Le tracé sinueux des grandes rivières utilisant les discontinuités structurales est surimposé ; les images-satellite révèlent qu'elles empruntent de grandes directions linéamentaires : axe N 35° E du Mbari-Mbomou, N 60-70° E de la Ouara et du Mbomou entre Dembia et son confluent avec la Voungou (4° 40'-23° 26'), N 70-80° E du Ganga (5° 38'-23° 30'), du Mbomou à Zémio et du Gwane (4° 47'-26°). On relève que cette direction est celle du faisceau de la lakéline. J. LAVREAU (1977) confirme ces interprétations au Zaïre.

Les images-satellite révèlent, outre les structures curvilignes ou circulaires à grand rayon de courbure, l'abondance, relativement aux autres régions de ce pays, de structures circulaires de 3 à 6 km de diamètre. De telles structures apparaissent généralement centrées sur une source encadrée par un escarpement cuirassé curviligne, en forme de cirque, tandis que le marigot qui en sort emprunte une direction linéamentaire. Localement (cf. photo 202 du NB35 VII : 5° 32'-24° 02') la source peut être remplacée par un petit lac, le plateau cuirassé se réduisant à une auréole en forme de croissant presque fermée. Sur les plateaux cuirassés eux-mêmes, on peut observer des structures circulaires de l'ordre de la centaine de mètres. L'une est visible près de la piste Bangassou-Rafaï (4° 51'-23° 24') ; au centre un bosquet ligneux y apparaît encadré par une couronne herbacée sur cuirasse compacte (lakéré en auréole circulaire). De telles structures peuvent être regroupées en amas (cf. autour de 4° 48'-23° 35').

## 6. Remarques sur le cuirassement

Lors des reconnaissances en vue de l'établissement des cartes à petite échelle, 24 prélèvements superficiels de cuirasse ont été effectués dans cette région, 7 sur la partie occidentale, 15 autour de Dembia, dont 7 sur des buttes anciennes et 8 sur les glacis de piedmont, 2 enfin dans la vallée du Mbomou. Aucun de ces prélèvements ne se rattache au type haut-glacis représentatif de 4/5 des cuirasses centrafricaines ni au type bauxitique mais aux types « intermédiaire », « mixte » ou « très haut-glacis », ceci aussi bien sur le plateau que sur les piedmonts. Le pourcentage en fer de ces cuirasses (53 %) est significativement supérieur à la moyenne des cuirasses centrafricaines (40 %). On imagine l'énorme masse de fer contenue dans cette région intensément indurée. Il nous faut contester l'interprétation de D. MAZALTARIM qui, dans sa thèse (1989), confond notre attribution d'après la composition géochimique et minéralogique au « type » intermédiaire avec les « reliefs » (cf. p. 32-39) ou le « niveau » intermédiaire (cf. p. 16-51-242) « habituellement daté du Pliocène ». Nous rappelons que nous avons toujours considéré ces cuirasses comme « anciennes » début Tertiaire (cf. Y. BOULVERT, 1971-1983).

Signe de leur ancienneté, **l'hématite** se rencontre en quantité importante sur les buttes, associée à la kaolinite. Très rares en Centrafrique, des **traces de boehmite** ont été identifiées sur les buttes anciennes de type mixte et

même en quantité notable sur un piedmont (FODé 2). Il y a un peu de **gibbsite** dans toutes ces cuirasses, notamment dans celle de type mixte de la périphérie. Quant à la goethite, ses quantités, réduites dans les buttes anciennes intermédiaires, sont **importantes dans les piedmonts** correspondants ainsi que dans les plateaux de la périphérie occidentale. Comparativement aux cuirasses sur grès d'Ouadda, les cuirasses du Mbomou renferment sept fois moins de résidus quartzeux : en moyenne 3 % contre 23 %. La teneur de titane semble décroître du cœur du complexe (faciès mixte) vers la périphérie occidentale. Les teneurs en Mn, Ca, Mg, K et Na sont inférieures dans le Mbomou à la moyenne des cuirasses centrafricaines.

Les minéraux lourds ont été examinés sur quelques échantillons. Aucun minéral lourd transparent n'a été identifié. Parmi les minéraux opaques, l'hématite se rencontre sur les deux tiers des cuirasses anciennes ; la limonite ou goethite a été décelée sur les cuirasses de plateaux à faciès superficiel lobé, tubulaire ou amiboïde ; la magnétite a été détectée mais elle peut être cachée par des placages de goethite.

## 7. Conclusions

Ainsi le plateau du Mbomou est un **ensemble cuirassé, probablement unique au monde**, s'étendant **sur plus de 300 km de long**, de part et d'autre du Mbomou. Son étagement de cuirasses se répète des dizaines de fois. L'étude morphologique détaillée confirme qu'il s'agit bien d'un complexe avec un gradient de variations progressives W.SW-E.NE, que l'on peut également subdiviser en secteurs aux caractéristiques plus ou moins spécifiques. L'originalité de cette région ayant été ainsi démontrée, A. BEAUVAIS (1988-1990-1991) en a entrepris l'étude géochimique détaillée à partir de trois toposéquences. A noter que cet auteur décrit trois systèmes de cuirasses : l'un « C » correspond au système sans buttes de cuirasses anciennes avec simples plateaux à cuirasse goethitique et entaille boisée (de plus en plus répandu vers l'W-SW du complexe du Mbomou), l'autre ensemble correspondant au modèle étagé décrit ci-dessus, différencié en deux systèmes cuirassés, le premier « A » comprenant le haut plateau cuirassé avec sa couronne boisée démantelée, le second « B » le bas versant cuirassé (notre lakéré de pente ou cuirasse secondaire de versant) avec l'entaille profonde et boisée. Il nous apparaît qu'en raison des transferts latéraux de fer, ces deux systèmes « A » et « B » ne constituent en fait qu'un **seul ensemble génétiquement lié**.



## PROLONGEMENT ORIENTAL DE LA SURFACE CENTRAFRICAINE

J.L. MESTRAUD (1959) évoque une vaste pénéplaine dont l'altitude s'élève doucement depuis la vallée du Mbomou jusqu'à la crête Congo-Nil. Au nord-est des massifs du Précambrien supérieur décrit ci-dessus, le prolongement oriental de la surface centrafricaine est limité à l'ouest par l'escarpement gréseux du plateau d'Ouadda, au nord par le massif du Dar Chala, à l'est par l'interfluve Congo-Nil. Au sud-est il se poursuit vers le nord-est du Zaïre. Avant le domaine médio-soudanien des savanes du Dar Fertit, sera décrit le domaine soudano-guinéen des régions d'Obo et de Yalinga.

### 1. Région d'Obo

A l'est de la piste Zémio-Djéma, l'extrémité sub-orientale de RCA, entre la Ouara sur le 6<sup>e</sup> parallèle et le Mbomou, n'a toujours pas donné lieu à une reconnaissance géologique. J.L. MESTRAUD (1964-1982) l'avait cartographiée en « micaschistes dominants » avec les plus extrêmes réserves, les rares indications de la thèse de G. KORABLEFF (1940) étant malheureusement très mal localisées. Les quelques précisions que nous pouvons apporter résultent de la photo-interprétation systématique et de deux transects réalisés en 1973 et 1977 jusqu'à Ezo, au point triple RCA-Soudan-Zaïre.

L'induration généralisée est surtout intense le long d'une bande Djéma-Obo, jusqu'au-delà de Gbassigbiri (vers 5° 15'-27° E) ainsi qu'à l'E-NE de Mboki (5° 19'-25° 58'). L'induration est moins accusée au nord-est de Zémio ainsi qu'au long du Mbomou et de l'interfluve Congo-Nil. La direction linéamentaire N 60° E du Mbokou semble un prolongement de la direction Yakoma-Zémio signalée par J. LAVREAU (1977). Cette orientation principale se retrouve sur les cuirasses (de N 50° E : 5° 26'-26° 09' à N 70° E : 5° 40'-26° 25').

Dans ce secteur d'Afrique le plus éloigné de la mer (plus de 1 700 km), le socle est stable et le cuirassement ancien. En dehors d'un témoin du type moyen-glacis en bordure de la Ouara (cuirasse manganésifère à 21 % Mn), la dizaine de prélèvements effectués se rattachent aux types mixtes (l'un avec un tiers de gibbsite et boehmite), intermédiaire ou très haut-glacis.

Le socle correspond essentiellement à des roches métamorphiques orientées si l'on en juge par l'abondance des orientations relevées sur les plateaux cuirassés. Une belle structure circulaire d'ordre kilométrique a été relevée à l'ouest de la Ouagou (en 5° 40' 30"-25° 47' 30"). Les micaschistes à muscovite prédominent au moins au nord-ouest et à l'est d'Obo (cf. en 5° 54'-26° 01' 40", 5° 18'-26° 08', 5° 14' 30"-26° 49'). On rencontre également du gneiss (cf. OBO 10 : 5° 22' 30"-26° 59'), prolongement centrafricain du complexe gneissique de la Garamba ou ouest-nilien. Des intercalations de gab-

bro-dolérite ont été décelées (cf. OBO 3 : 5° 17'-26° 10' 10"). La présence d'inselbergs permet de repérer des intrusions granitiques : autour du confluent Maérou- Mbokou (5° 40'-26° 51'), sur la Méré (5° 50'-26° 46') et probablement sur la Kéré (5° 57'-26° 31' 30"). Il en est de même sur le versant soudanais (cf. massif des Pambias, autour de 5° 30'-27° 25').

Au sein des micaschistes les intercalations quartzitiques constituent l'ensemble de crêtes, aux remarquables virgations en épingles à cheveux, des monts Dangoura (cf. Fig. 19). Au sud du 6<sup>e</sup> parallèle, ces crêtes se prolongent au long de l'interfluve Congo-Nil (autour de 5° 55'-26° 50' et 5° 28'-27° 15') mais également à l'intérieur du plateau (autour de 5° 58'-26° 35', 5° 49'-26° 33', 5° 31'-27° 07').

Le dessin des cartes morpho-pédologiques et morpho-structurales de Zémio révèle des crêtes appalachiennes de grès-quartzites qui prennent une assez grande importance à l'est de 25° 30'. La piste Zémio-Obo recoupe l'une d'entre elles (cf. ZÉMIO 1 avec 3 % K<sub>2</sub>O à côté de 85 % SiO<sub>2</sub>). Ces affleurements se présentent en crêtes parallèles (cf. 5° 40'-25° 30'), le plus souvent allongées suivant une direction N 60° E (5° 47'-25° 38'). En fait, on observe également des virgations (5° 41'-25° 38'), des directions conjuguées (5° 24'-25° 52'), ou des orientations vers le sud-est (5° 24'-25° 52') similaires à celles du Lindien zaïrois.

Une extension insoupçonnée des grès-quartzites de Morkia n'aurait rien d'impossible ; d'ailleurs G. KORABLEFF (1940) indique dans son esquisse cartographique, à côté de diverses intrusions granitiques ou basiques, des bandes de « séries faiblement métamorphisées » (au niveau 5° 30' vers 25° 15' à 35' et 26° E). Cet auteur fait allusion aux schistes chloriteux et sériciteux de la basse Kéré, ainsi qu'à des quartzites micacés, vers la frontière du Soudan, où l'on voit leur passage progressif aux micaschistes. L'étude photogéologique permet ainsi de retrouver des affleurements signalés au sol, il y a un demi-siècle, et oubliés depuis faute d'une localisation précise.

Dans son étude régionale, P. QUANTIN (1961) distingue quelques sols rouge foncé argileux, issus de roches basiques, des sols ocre rouge à rouges argilo-sableux issus de roches cristallines acides. Les sols jaunes de bas de pente sont peu répandus. Le drainage est convenable ; toutefois le tracé des cours d'eau est compliqué par de faux méandres de surimposition, conditionnés par des directions de fracturation. En dépit de leur tracé contourné et de leur faible tirant d'eau, la mission MARCHAND réussit en 1897 à faire remonter par le vapeur Faidherbe, le Mbomou, puis le Mbokou jusqu'au confluent du Méré (5° 40'-26° 48' 30") avant de lui faire franchir l'interfluve sur un chemin de rondins de 160 km de long vers le Soueh et le Bahr-el-Ghazal !

Parallèlement à la décroissance de la pluviométrie de Zémio (1 557 mm) à Tambura (1 350 mm) les derniers résidus semi-humides à *Anogeissus- Albizia* cèdent la place aux savanes soudano-guinéennes à *Lonchocarpus laxiflorus* et *Burkea africana*. Ainsi substrat, climat et végétation donnent quelques touches de diversité à ce plateau d'Obo si homogène en première approximation.

## 2. Bassin de Yalinga ou du Mbari supérieur

Le bassin de Yalinga est limité au nord-ouest par le plateau gréseux d'Ouadda, au S-SW par les plateaux cuirassés de Zako et Ngbongbo, à l'est par le massif de Kocho et au nord par l'interfluve cuirassé séparant les bas-

sins Ndji-Botou de celui du Chari. Cette région offre un bon exemple d'érosion différentielle en fonction de la lithologie. La terminaison en biseau du plateau gréseux d'Ouadda juste à l'ouest de Yalinga laisse subsister quelques placages gréseux sur l'interfluve tabulaire Ndji-Mbari. Ce dernier, voisin de 750-800 m, se termine par une corniche cuirassée au-dessus du bassin d'érosion du Mbari entaillé sur une centaine de mètres, en mettant à nu une succession de barres de quartzites orientées N 20° E se relayant parallèlement à l'entaille.

Pour E. POLINARD (1935), « l'examen des vallées a démontré que toutes, à différents degrés, ont subi des oscillations qui ont abaissé le lit des rivières. Ces oscillations se marquent par la grande extension des vallées emboîtées et la présence de nombreuses terrasses, constituées par un gravier bien roulé et bien calibré... Certaines dépressions allongées à fond plat sont dépourvues de ruisseaux... ce sont des vallées anciennes complètement asséchées ». A l'ouest du Kobou (6° 30'-22° 18') et du Mbari, prédominent des quartzites à degré de métamorphisme assez élevé, caractérisés par l'abondance de séricite et de muscovite. Résistant à l'érosion, ils donnent des crêtes allongées comme celle que l'on traverse avant de parvenir à Yalinga.

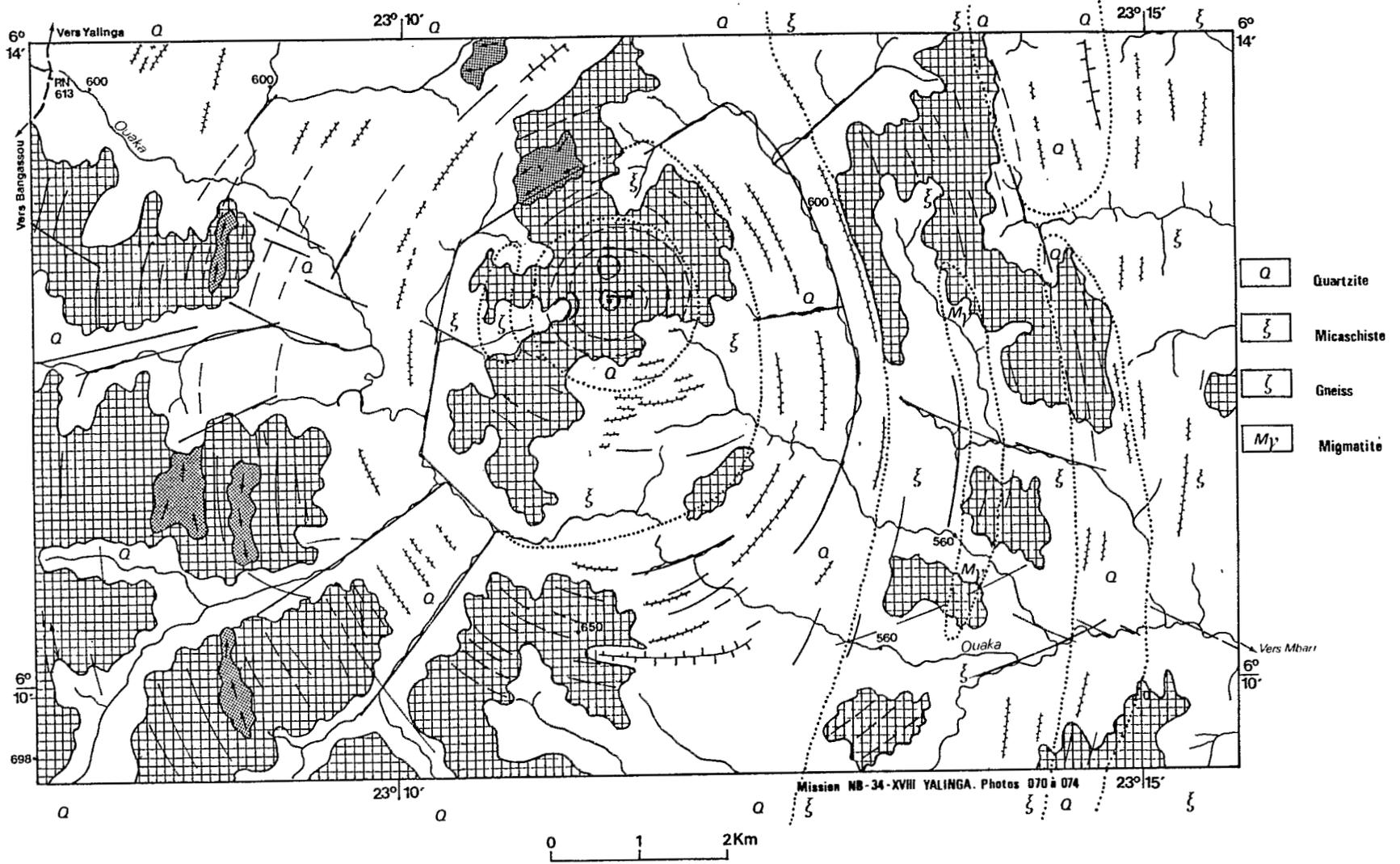
Des intrusions granitiques apportent quelques perturbations de forme amygdalaire dans la direction de ces couches quartzitiques. Deux petits massifs de granite alcalin tardif affleurent ainsi en dos de baleine au nord-ouest de Yalinga. Ce granite leucocrate à grain grossier peut prendre un aspect pegmatitique (cf. pegmatite graphique YALinga 12 : 644 m-6° 37'-23° 14'). Non signalé sur la carte géologique de J.P. WOLFF (1963) un troisième petit massif granitique s'allonge au sud de Banguina (de 6° 15' 30"-23° 07' à 6° 19' 30"-23° 09'). Dans le bassin de la Ouaka, les orientations du cuirassement et des roches, dégagées par l'érosion, révèlent une remarquable structure annulaire (Fig. 18, page suivante).

Les structures curvilignes, à larges rayons de courbure, sont d'ailleurs une des caractéristiques principales de ce bassin. L'une d'entre elles (centrée vers 6° 35'-23° 31') a 30 km de diamètre. Son centre, constitué de gneiss à deux micas, correspond au cœur d'un anticlinorium de part et d'autre duquel on retrouve des formations homologues et de métamorphisme moindre, à migmatites et micaschistes. L'une de ces structures, d'un diamètre de 25 km, centrée non loin du confluent Kobou-Mbari n'est que très partiellement représentée sur la carte de Wolff.

Aux micaschistes à deux micas qui prédominent entre 23° 10' et 23° 50' correspondent des sols rouges bien drainés sauf dans la vallée supérieure du Mbari, qui, au niveau 600 m, apparaît comme une plaine alluviale herbacée mal drainée, signe d'un profil d'équilibre atteint. Des sols jeunes d'érosion (sols ferrallitiques pénévulés sur altérites) s'observent sur le pourtour de l'entaille du bassin ainsi qu'au piedmont des reliefs résiduels quartzitiques, dépassant 800 m, qui l'entrecoupent. Là encore le réseau hydrographique est conditionné par la structure. J.P. WOLFF attribue à des contrecoups de l'effondrement tchadien au début du Cénozoïque, de nombreuses failles est-ouest affectant indifféremment toutes les formations du socle.

L'exode rural remplaçant les razzias du siècle dernier, la population de cette sous-préfecture n'atteint pas 5 000 habitants. Avec une pluviométrie de 1 568 mm, cette région constitue une importante réserve foncière dans le même milieu soudano-guinéen de transition que la région d'Obo.

**Figure 18**  
STRUCTURE CIRCULAIRE AU SUD DE YALINGA.



►► **Figure 18**  
Structure circulaire au sud de Yalinga.

Dans le bassin du Mbari, constitué essentiellement de quartzites et de mica-schistes, on observe une remarquable structure circulaire à 35 km, au sud de Yalinga. Les interfluvies cuirassés surmontant la vallée de la Ouaka (petit affluent du Mbari, à ne pas confondre avec la rivière de Bambari) révèlent des orientations structurales et des lakéré en lanières, d'aspect curviligne. Des barres quartzitiques les prolongent dans la vallée. Des directions de fracturations parallèles ou perpendiculaires sont empruntées par de petits marigots. Ces structures concentriques, annulaires, encadrent un petit plateau cuirassé central.

Selon J. P. WOLF (1903), ce noyau central correspond au cœur d'un anticlinorium, de part et d'autre duquel on retrouve des formations homologues et de métamorphisme plus faible. Selon A. JAUNATRE (1970) du CEA, cette structure aurait été provoquée par une granitisation avortée qui relève du phénomène de « Cauldron subsidence ».

Sur place, on n'observe que des quartzites alternant avec des schistes, localement du gneiss, non loin à l'est des migmatites.

### 3. Plateau de la Kotto supérieure ou du « Dar Fertit »

Les plateaux du « Dar Fertit » correspondent à l'extension de la surface centrafricaine vers le nord jusqu'au massif du Dar Chala, limité à l'ouest par le plateau gréseux d'Ouadda et à l'est par l'interfluve Congo-Nil. R. DELAFOSSE (1960a) estime que le phénomène qui a entraîné l'effondrement de la cuvette tchadienne a également eu pour conséquence un relèvement et un basculement vers le bassin oubanguien de ces plateaux méridionaux dont l'altitude s'élève progressivement vers le N-NE, de 600-700 m jusqu'à 1 000 m aux sources de la Kotto. Rétablissant l'équilibre isostatique, ce relèvement a entraîné un rajeunissement de la surface centrafricaine qui demeure figé par le cuirassement sur le piedmont des crêtes appalachiennes. Dégagées par l'érosion, celles-ci le dominent parfois de plus de 200 m.

#### 1. Bassin supérieur de la Kotto

Le bassin supérieur de la Kotto correspond à un aplanissement induré, médiocrement drainé, sur granite. Il se situe au-dessus de la cote 810 (8° 50'-23° 20') où la Kotto franchit, par un tracé en baïonnette surimposé, le verrou constitué par une longue crête quartzitique N 50° E, allongée depuis l'interfluve Congo-Tchad (cf. Fig. 43) jusqu'au Soudan. Un aperçu de la complexité de ce socle s'observe à quelques kilomètres à l'E-SE avec la virgation à 180° (autour de la cote 1 005 : 8° 45' 20"-23° 19' 41"), après une brisure en S avec déplacement, dû à une faille N 80° E (8° 47'-23° 20'), d'une autre crête quartzitique. Des glacis indurés sur migmatites encadrent ces lignes de crête.

Les formations géologiques de ce secteur diffèrent en effet par leur composition chimique, l'intensité de l'induration, la résistance à l'érosion... R. DELAFOSSE distingue :

- un groupe inférieur dit du « Dar Chala » constitué d'ectinites: quartzites, gneiss, amphibolites, ainsi que de migmatites et de roches éruptives associées,
- un groupe supérieur métamorphique dit du « Bahr-Kwadja » (ou Kawadja ou Kaouadja du nom d'un affluent se jettant dans la Kotto en 7° 58'-23° 32'), constitué de quartzites, leptynites, schistes amphiboliques.

Ces formations, d'origine sédimentaire, se distinguent des précédentes par une topographie plus douce : plateaux à ondulations larges, collines de quartzites moins anguleuses que celles des quartzites vitreux du groupe inférieur. Ces différences sont liées, outre la nature lithologique, à une tectonique plus large : les pendages y sont en moyenne moins accentués que dans le groupe inférieur.

Sur les photographies aériennes, on observe que toutes ces formations sont orientées vers le N-NE et le Soudan. La grande majorité des reliefs résiduels correspondent à des affleurements de quartzites, souvent vitreux, ailleurs ferrugineux (cf. bassin de la Boungou entre 8° 19' et 39' et de 23° 44' à 52'). Ils se présentent en dômes convexes (cf. Fig. 22 : 8° 04'-23° 23') ou en fines crêtes parallèles, d'aspect d'ensemble strié longitudinalement (cf. au sud-est du mont Méla, autour de 8° 18'-23° 21'). Plus rarement les reliefs rocheux sont orientés, transversalement à l'orientation générale, vers l'E-SE. C'est le cas de barres de pegmatites (autour de 8° 23'-23° 27', 8° 28'-23° 26') et de certains affleurements d'amphibolites migmatitiques (8° 31'-23° 25', 8° 23'-23° 29').

Le cuirassement est singulièrement développé, sur gneiss notamment, avec des lakéré en lanières, orientées suivant la direction de schistosité N 15° E (8° 35'-23° 47'). Postérieurement à l'induration type haut-glacis, fossilisant cet aplanissement de la surface centrafricaine, il semble qu'il y ait eu une reprise d'érosion consécutive à un relèvement de type isostatique. Ainsi le bassin supérieur de la Guita (ou Gita) coulant vers le S-SW parallèlement à une ligne de crête appalachienne quartzitique avant de rejoindre la Kotto (en 8° 18' 30"-23° 27'), correspond à un plateau induré sur granite, puis migmatite, en gouttière légèrement concave, entre 900 et 800 m. Ce modelé sénile avec alluvions contraste avec celui des deux rivières adjacentes, à l'est le Ndjii sur gneiss, à l'ouest le Kaouadji sur granite, les deux entre 800 et 750 m. Une corniche cuirassée, encadrant le bassin de la Guita, surplombe ces deux entailles.

La structure géologique joue un rôle essentiel dans la morphologie de ce secteur. Autrefois le bassin induré de la Guita s'appuyait à l'ouest, sur la crête appalachienne quartzitique (cote 1 004-8° 36'-23° 35') qui lui est parallèle. Elle en est désormais séparée par l'érosion régressive des affluents de la rive gauche du Kaouadji ; ceux-ci utilisant des directions de fracturations transversales N 110° E ont en effet découpé en tronçons cette ligne de crête.

De la même façon, la Boungou (8° 30'-23° 51') coule vers le S-SW, depuis l'interfluve Congo-Nil. Des directions de fracturations, similaires aux précédentes, l'obligent à plusieurs changements successifs de direction à angle droit : coudes en baïonnettes, notamment à l'ouest du Djébel Guiamba (vers 8° 26'-23° 51'). Le cours de la Kotto est également significatif. Circulant d'abord sur un aplanissement presque parfait, cette rivière descend vers le sud-est en franchissant transversalement une succession de barres quartzitiques orientées N-NE. Pour ce faire elle utilise toutes les discontinuités structurales, ce qui explique ses coudes successifs en baïonnettes (cf. faille N 15° E : 8° 12'-23° 31' 39"). Il en est de même pour le Bahr Kaouadja : faille N 50° E (8° 06'-23° 39').

La végétation des savanes boisées médio-soudaniennes à *Isobertinia-Monotes-Uapaca*, entrecoupée à l'est de bambousaies, est bien conservée dans ce secteur, déserté depuis plus d'un siècle. En dehors des feux, les seules dégradations anthropiques sont celles des diamineurs de la vallée de la Kotto. Avec une pluviométrie voisine de 280 mm en juillet-août et une moyenne annuelle de 1 318 mm à Ouandjia-mines, l'érosion reste notable sur ce plateau rajeuni.

## 2. Surface centrafricaine au sud du mont Abourassein

En limite des feuilles IGN : Haute Kotto et Mont Abourassein, on observe une formation d'embranchées, dominée par une butte de cuirasse ancienne (1 010 m-8° 04' 30"-25° 59' 30"). La structure en est complexe si l'on en juge par la virgation des couches autour des directions de fracturation N 05° E (8° 01'-23° 59') ou N 155° E (8° 09'-23° 57').

Au sud-ouest du mont Abourassein, la surface d'aplanissement centrafricaine est voisine de 850-900 m avec des directions structurales prédominantes N-NE. Suspendu entre 850 et 800 m, le bassin supérieur de la Boulou (autour de 8° 07'-24° 09') est protégé de l'érosion par les plateaux indurés qui l'encadrent. Sur leur rebord oriental (entre 7° 58' et 8° 15', vers 24° 11') une corniche cuirassée surplombe d'une centaine de mètres, l'entaille des affluents du Chinko, dégageant, au milieu des sols jeunes d'érosion, des dômes rocheux d'embranchées (8° 14' 30"-24° 12' et 8° 06'-24° 14').

Le véritable cours supérieur du Chinko est dénommé Papa, ce n'est pas son affluent indiqué Chinko (8° 04'-24° 17') par erreur sur la carte IGN. Le capitaine JACQUIER qui l'a suivi en 1911 en a déterminé la source vers 910 m, au pied du mont Yingamba (8° 17'-24° 15'). Une caverne-refuge s'ouvre sur le flanc sud du mont ; profonde de plus de 50 m elle se termine par un petit lac souterrain. En raison de l'entaille du Papa ou Chinko, la surface centrafricaine ne subsiste vers 900 m que par quelques plateaux cuirassés. On peut y adjoindre le bassin supérieur de la Douyou (autour de 8° 06'-24° 42') dont la disposition par rapport à l'entaille du Chinko, est symétrique de celle du bassin supérieur suspendu du Boulou, signalé ci-dessus.

En dehors des lambeaux cuirassés, l'entaille entre Douyou et Chinko a dégagé de multiples dômes rocheux de migmatites, encadrés par des fracturations de direction structurale principale N 110° E et conjuguée N 55° E, empruntées sur plusieurs tronçons suivis de décrochements, par le Chinko. Ces dômes orientés sont constitués de migmatites : soit anatexites tel l'Angtébé (895 m - 8° 02' 20"-23° 45'), soit embréchites tel le mont Ngouo (991m - 7° 55' 40"-24° 39') qui surplombe de près de 200 m le piedmont cuirassé. A l'est de 24°42', le bassin de la Douyou repose sur granite reconnaissable par ses dômes en pains de sucre : inselbergs de l'Am Borogo (587 m - 8° 10'-24° 45') ou du mont Kouroumona (7° 57'-24° 58'). Les directions principales de fracturation sont alors N 60° E et N 110° E. Sur l'interfluve Congo-Nil, l'induration est réduite à quelques lambeaux.

#### 4. Bassin Voulou-Kotto

Ce bassin correspond à l'aval du bassin supérieur de la Kotto avant son entrée à l'intérieur du plateau gréseux d'Ouadda ; la surface centrafricaine se situe alors entre 800 et 700 m. L'interfluve secondaire qui sépare au sud et à l'est ce bassin de celui du Chinko et de ses affluents Mbotou (ou Botou, 6° 57'-24°), Lato (ou Loto : 7° 20'-23° 56') et Boulou (ou Kaouadja : 7° 05'-23° 55') est constitué d'une succession de plateaux indurés, entrecoupés et surmontés de crêtes appalachiennes résiduelles, les unes quartzitiques (telle la cote 855 : 7° 29' 30"-23° 30'), les autres migmatitiques (telle la cote 848 : 7° 46'-23° 52' 20").

Une des principales caractéristiques de ce secteur, déserté depuis au moins un siècle, résulte de l'importance relative de l'érosion. La vallée de la Kotto est entaillée entre 650 et 611 m. Sa rive droite est dominée de 200 à 250 m par l'escarpement du plateau gréseux qui lui est parallèle, de même que les barres quartzitiques N 40° E (7° 58'-23° 28') dégagées par l'entaille. L'érosion peut aller jusqu'à des sortes de « bad-lands », inhabituels en Centrafrique. Les affleurements rocheux sont par suite relativement fréquents. J.P. WOLFF (1963) profitant de ces conditions d'observations, y a décrit sous l'appellation « formations métamorphiques de la Voulou » (ou Woulou : 7° 47'-23° 30'), un ensemble de roches constituant un complexe charnockitique, analogue à celui décrit dans la partie occidentale de la surface centrafricaine entre Yaloké et Bouca. Les sols ferrallitiques ocre à rouges, souvent remaniés et rajeunis, laissent subsister de nombreuses buttes-témoins cuirassés. Certaines montrent des orientations similaires à celles du substrat géologique de N 40° E (7° 54'-23° 23') à N 10° E (7° 48'-23° 44').

## 5. Bassin Ndji-Mbotou

Au nord de l'interfluve cuirassé compris entre 7° 30' et 40' N, le Ndji (ou Dji), appelé Kpéo en amont, autre affluent de la Kotto, coule d'une manière similaire vers le sud-ouest, utilisant localement une direction de fracturation N 50° E (7° 04'-23° 15'). L'escarpement du plateau gréseux d'Ouadda le surplombe d'une centaine de mètres. Après l'avoir longé, il finit par s'y inciser en profitant de discontinuités structurales. En amont, son réseau est à mailles plus fines et adapté à la structure.

Essentiellement creusé dans les migmatites, ce bassin traverse, au long de l'escarpement gréseux le prolongement des formations charnockitiques de la Voulou. L'élément morphologique essentiel de ce secteur Ndji et bassin voisin du Mbotou (ou Botou) est constitué de crêtes appalachiennes de quartzites vitreux ou ferrugineux (cf. cote 855-7° 25'-23° 27' 20") qui dominent de près de 200 m glacis cuirassés de piedmont et vallées étagées entre 700 et 620 m. Leur orientation générale est méridienne, de même que la direction de schistosité relevée sur le glacis cuirassé. Le réseau hydrographique est adapté à cette morphologie avec des portions de cours surimposées ou transversales en raison de la fracturation (cf. N 70° E pour l'affluent Gangou : 7° 03'-23° 33'). Des sources chaudes (telle celle 7° 03'-23° 28' non signalée à ce jour) peuvent les accompagner.

Le rajeunissement du modelé peut être notable, sur sérécito-schistes et chlorito-schistes. C'est particulièrement le cas dans le bassin du Lato (ou Loto, le long du 24<sup>e</sup> méridien au sud de 7° 20'). Venant des savanes soudano-guinéennes du sud-ouest, on observe, sur les crêtes résiduelles de quartzite séréciteux, les premiers témoins de savanes médio-soudaniennes à *Isoberlinia-Monotes-Uapaca*. Ce secteur érodé se prolonge vers le S-SE sur micaschistes (vers 7° 03'-24° 03').

## 6. Bassins Chinko supérieur - Douyou - Boulou

Ce secteur reste mal connu en raison de ses difficultés d'accès et de l'absence d'habitants de nos jours. Il est limité au nord, non loin du 8<sup>e</sup> parallèle, par l'entaille du Chinko-Papa, à l'ouest par le bassin du Lato et les reliefs résiduels gneissiques des monts Ayebouahimi (820 m - 7° 12' 30" - 24° 02' 30" ; on relève les virgations en W et la dissymétrie de cette crête appalachienne) et du mont Rodolphe (730 m - 7°-24° 22' 30"). La plaine marécageuse du Poudou-Vovodo (7°-24° 51') marque la limite méridionale de ce secteur.

Ce bassin demeure compris entre des interfluvés voisins de 750 m en moyenne et des vallées creusées entre 680 et 630 m. Le substrat est constitué de migmatites œillées ou rubanées (embréchites), entrecoupées de séquences d'amphibolites et d'amphibolo-pyroxénites ; l'une entre Boulou et Lato, dépasse 1 000 km<sup>2</sup>. Le drainage est en général bien assuré sauf sur certaines portions du Chinko (entre 7° 55' et 35') où la rivière paresse. De rares crêtes résiduelles (cf. cote 783-7° 34'-24° 46') persistent au-dessus des aplanissements indurés généralisés, tel celui de l'interfluve entre Boulou et Lato. En auge très aplanie, médiocrement drainé au centre, ce plateau se termine par une corniche indurée au-dessus des vallées adjacentes, tout comme celui de la Guita décrit plus haut. Quelques buttes résiduelles de cuirasses anciennes (cf. cote 819 ou 7° 38'-24° 11') le parsèment.

Sur roches métamorphiques, le cuirassement est orienté avec des lakéré en lanières, cf. transversalement au Poudou (7° 05'-24° 50'). De part et d'autre du Chinko, ces orientations révèlent une structure curviligne de 20 à 25 km de diamètre (centrée en 7° 19'-24° 36') et une virgation (7° 11'-24° 28'). L'intensité du cuirassement suggère que les intercalations de roches basiques sont plus importantes que les amphibolites cartographiées par J.L. MESTRAUD (1964). Vers le sud (autour de 7° 07'-24° 40'), le plateau induré est fortement disséqué par une érosion vive sur sols pénévulés à proximité du Chinko, lui-même entrecoupé de nombreux rapides (en aval de 7°03').

En dehors de quelques reliefs résiduels telles les intercalations de poudingues quartzeux qui donnent du relief au mont Méringué (730 m - 7°01'-25°03') ou Angbando (850 m - 7° 04' 40"-24° 58'), crête avec double virgation, un modelé similaire se retrouve à l'est du 25<sup>e</sup> méridien, sur un substrat de migmatites entrecoupé d'amphibolites. En dépit d'une altitude moyenne de 750 m supérieure à celle du Haut-Chinko, on relève un mauvais drainage général qui, joint à l'induration généralisée des interfluves, confirme combien la surface centrafricaine est ici figée.

## 7. Région cuirassée de Mbotou-Chinko

Une unité morphologique transparaît sur les images-satellite dans le prolongement N-NW des grès de Morkia, entre les rivières Mbotou et Chinko (de 6° 50' à 7° 10'). Dénudée et fortement indurée, elle correspond à la limite des séricito-schistes et chlorito-schistes avec les micaschistes et quartzito-schistes. Outre les intrusions basiques (gabbros ou dolérites) signalées par J.L. MESTRAUD (1960), nous en avons repéré d'autres (cf. 7° 04' 30"-24° 07' ou 7° 04'-24° 11'). A cette dernière correspond un lambeau de vertisols lithomorphes, le seul rencontré au cœur de la surface centrafricaine.

Une succession de plateaux, entre 750 et 680 m, fortement indurés et escarpés, surplombent les entailles Mbotou-Lato et Boulou-Chinko qui coulent 150 m plus bas, entre 620 et 580 m. Ces plateaux indurés sont eux-mêmes surmontés de dômes rocheux convexes culminant à 872, 887 et même 929 m (7° 04' 40"-24° 09'). Un cuirassement secondaire de versant peut diverger à partir de ces dômes résiduels sur le plateau qui l'entoure.

Juste à l'est, le Chinko recoupe transversalement une ligne de reliefs entre le Mont Rodolphe (730 m - 6° 59' 30"-24° 23'), au relief souligné par un banc de poudingues, matrice schisteuse et gros galets de quartzites) et deux arêtes de quartzito-schistes encadrant un synclinal perché. Un lambeau cuirassé subsiste sur le flanc nord de cette crête appalachienne en dôme aplani (870 m - 6° 55'-24° 28').

## 8. Bassin supérieur Vovodo-Ouara

Le secteur correspondant aux bassins supérieurs de la Vovodo et de la Ouara et de leurs affluents Bita, Ngoangoa, Bouyé, Nzo est limité au nord par les monts Angbando et Kwoungo, à l'ouest par le massif gréseux de Morkia, au sud par l'interfluve induré qui s'étend à l'est de Djéma (cf. V-1). Depuis le confluent Bita-Vovodo (cote 572), l'altitude s'élève lentement vers la crête Congo-Nil que surmonte le mont Dangoura (861 m), au sud-ouest duquel s'observent les derniers lambeaux témoins des forêts semi-humides à

*Anogeissus leiocarpus* : les limites climatiques s'incurvent vers le sud-est parallèlement à l'interfluve Congo-Nil.

Ce bassin de 20 000 km<sup>2</sup> se situe en règle générale entre 700 et 650 m. Avec une pente moyenne des rivières de 0,5 ‰, l'aplanissement de la surface centrafricaine est presque parfait. Ces rivières séniles, temporaires dans les premiers ordres, sont caractérisées par un courant lent, de nombreux méandres dans une plaine alluviale d'ordre kilométrique. Entre ces vallées mal drainées, orientées parallèlement du nord-est vers le sud-ouest, les interfluves, qui les dominent de quelques dizaines de mètres au plus, sont indurés de manière généralisée, notamment entre Ouara et Bouyé.

A la suite de J. GÉRARD et J.L. MESTRAUD (1958), les géologues du CEA (1970) ont reconnu une succession de métamorphisme croissant depuis le confluent Bita-Vovodo au sud-ouest vers le nord-est :

- faciès épimétamorphiques : schistes, séricito-schistes...
- une zone de micaschistes NW-SE du confluent Ango-Bita à la rivière Ouyamba (confluent avec Bita en 588-6° 38'-25° 02' 20").
- ensuite des gneiss formant une bande en arc de cercle de la Bita vers la Ouara.
- au-delà, migmatites de la Haute Ouara.
- enfin entre Ouara et Ngoangoa s'étend sur près de 2 500 km<sup>2</sup> un secteur de granites d'anatexie de forme ellipsoïdale, porphyroïde au centre, migmatitique sur les bordures... Les directions structurales des migmatites se moulent autour des granites avec une concordance parfaite. Ce granite représenterait le terme final des phénomènes métamorphiques dans cette région.

Les sols sont là peu colorés, l'induration des interfluves peu intense et le mauvais drainage des vallons à peine incisés, généralisé. De la pénéplaine voisine de 700 m surgissent, isolés ou en groupes, de nombreux inselbergs dénudés, accompagnés d'amoncellements de « boulders », « castle kopje ». Tous sont encadrés par des directions de fracturation dont les trois principales sont N 70-100 ou 160° E. Les deux inselbergs les plus élevés atteignent la cote 818 (6° 50'-25° 47' 30" et 6° 33'-26° 08'). On relève la forme curviligne des cours supérieurs séniles de la Ouara et de la Ngoangoa encadrant ce massif granitique.

En conclusion, on ne peut manquer de relever le contraste entre cette portion sud-est de la surface centrafricaine figée par le cuirassement et médiocrement drainée et celle, située au nord du 7<sup>e</sup> parallèle, au modelé rajeuni par l'érosion. Il est très probable, comme le supposait J.P. WOLFF (1963), que l'effondrement de la partie méridionale du bassin tchadien ait entraîné une dislocation plus ou moins sensible du bouclier africain entre Mbomou et massif du Dar Chala. Des fractures est-ouest ayant joué ou rejoué, la surface centrafricaine, sans se subdiviser en aplanissements étagés, se présente en panneaux plus ou moins déboîtés, déjetés, sur lesquels une reprise d'érosion se fait ou non sentir.

## **9. Morphologie de l'interfluve Congo-Nil**

### **1. Importance et caractérisation de l'interfluve**

En 1898, « l'affaire de Fachoda », déclenchée par l'irruption sur le Nil de la mission MARCHAND en provenance du Congo-Oubangui, se termina par une convention France-Grande-Bretagne, ramenant la frontière AEF-Soudan sur

la ligne de partage des eaux entre Congo et Nil. Encore fallait-il situer et délimiter cette frontière, ce qui ne put être réalisé sur le terrain qu'en 1922-1923 par la mission conjointe GROSSARD-PEARSON (cf. GROSSARD, 1925). Ce remarquable travail géodésique et topographique sur une frontière de 2 300 km entre la Libye et l'actuel Zaïre ne fut malheureusement pas accompagné de relevés géologiques, botaniques...

Sans rivière à traverser, l'interfluve pouvait permettre la liaison la plus aisée entre Afrique Centre-Nord et Sud-orientale. Devenant une frontière, il s'est transformé en barrière, cul-de-sac, les régions frontalières restant à l'écart du développement et de la connaissance scientifique. Au Soudan, les seules cartes topographiques à moyenne échelle sont de médiocres esquisses figuratives à 1/250 000 (Survey Office Khartoum, 1922-1952). La carte géologique à 1/2 000 000 (BRGM, 1981), faute de prospections dans ce secteur excentrique, tient surtout compte de linéaments Landsat. Entre les deux seuls postes frontaliers d'Am Dafok et de Bambouti-Yubu, séparés par 700 km à vol d'oiseau, l'ancien paradis des animaux s'est transformé en refuge pour braconniers ou réfractaires divers.

On peut considérer qu'il existe trois frontières :

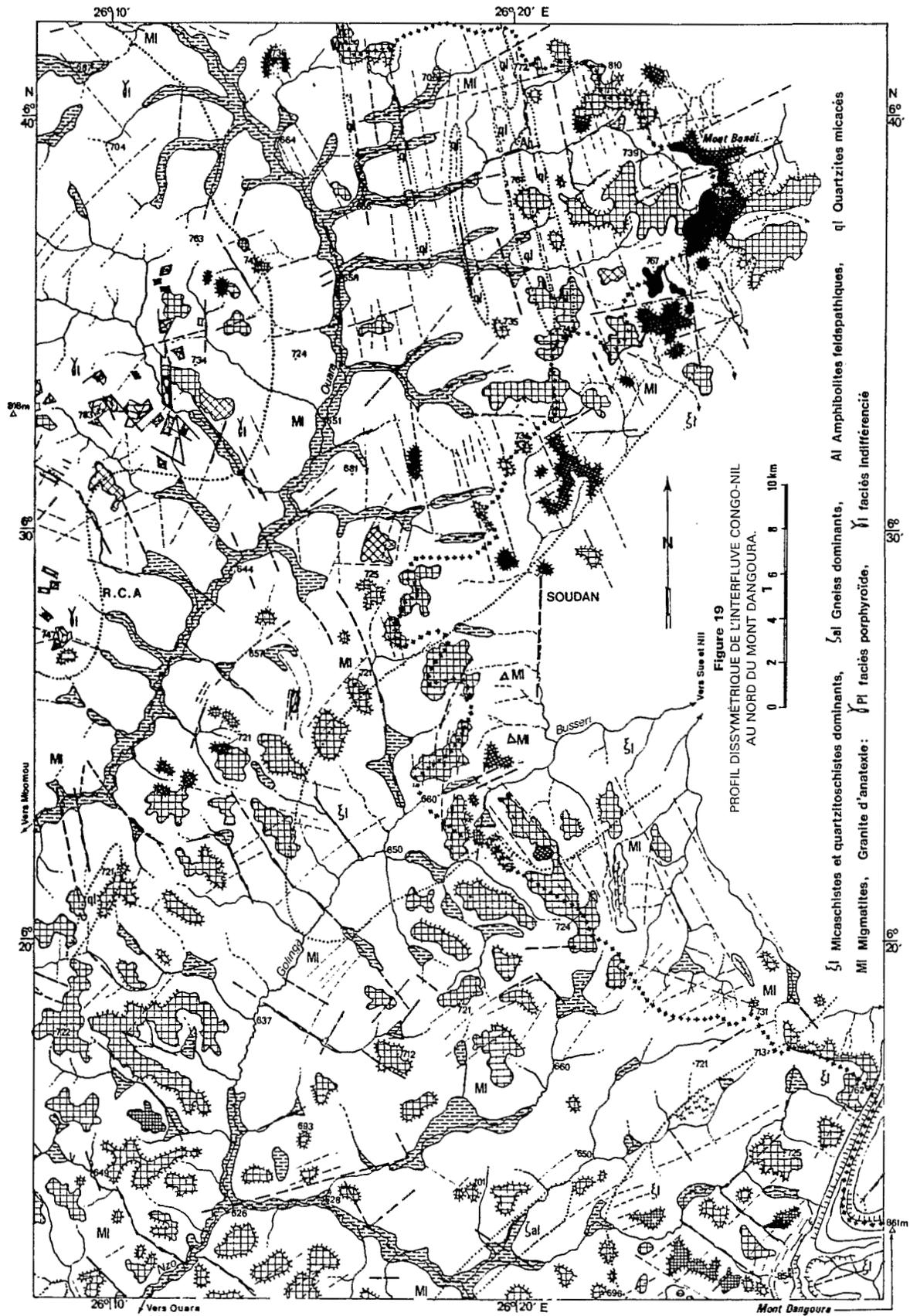
- une théorique constituée par la ligne de partage des eaux Congo-Nil,
- une autre politique, joignant des bornes repères, consignée sur des documents diplomatiques (Londres, 10-1-1924),
- une troisième géomorphologique tient compte du modelé, de l'érosion et du facteur temps. Nous avons essayé de la préciser par photo-interprétation et localement sur le terrain.

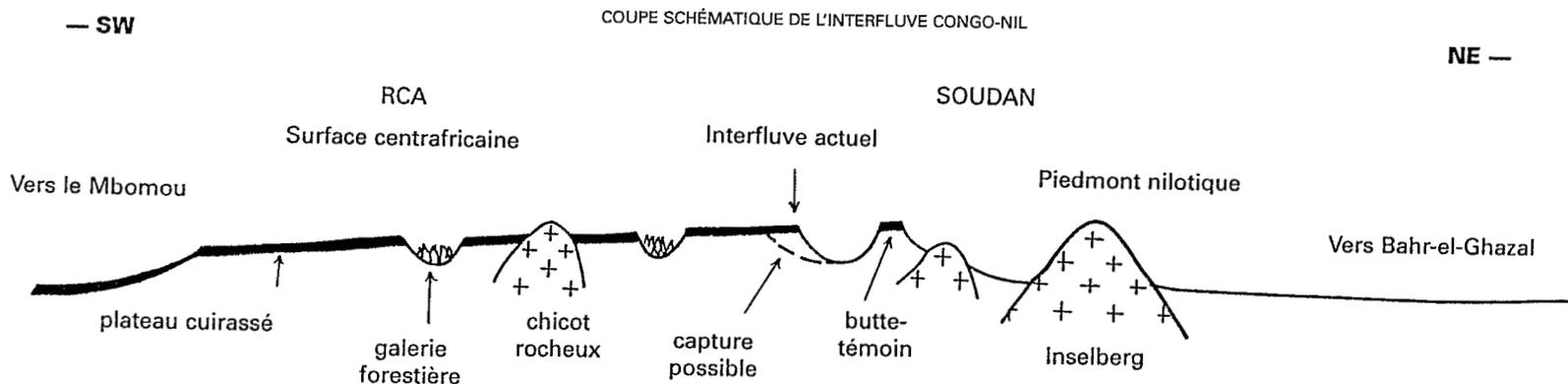
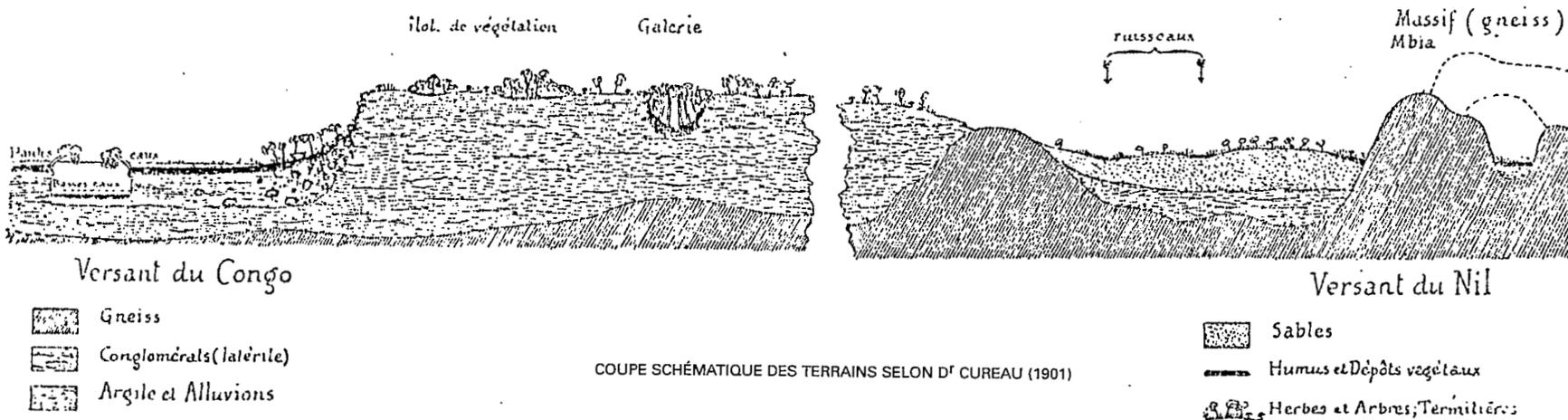
En première approximation les deux versants sont dissymétriques. De part et d'autre de la ligne de crête Congo-Nil qui s'élève graduellement du sud-est vers le nord-ouest de 700 m à plus de 1 100 m, la courbe de niveau 500 m se situe entre 400 et 500 km à vol d'oiseau sur le versant centrafricain (où elle marque approximativement le rebord de la surface centrafricaine sur le piedmont oubanguien) et entre 100 et 200 km sur le versant nilotique qui fait place, à moins de 300 km de la ligne de crête, au secteur déprimé des marais du Bahr-el-Ghazal. Les reliefs résiduels les plus élevés se situent sur le versant nilotique dans le prolongement de ceux qui surmontent la surface centrafricaine. Ils apparaissent en massifs isolés, entaillés et rajeunis par l'érosion.

## 2. Description de l'interfluve

A partir du point triple Zaïre-RCA-Soudan juste au-dessus de la source du Mbomou, près d'Ezo, une corniche cuirassée, surplombant côté nilotique une entaille érodée, suit pratiquement la ligne de partage des eaux. Pour cette raison, la piste reliant Ezo à Yubu a été construite en grande partie sur le revers induré de la surface centrafricaine. Ce fait qui ressortait sur la feuille IGN Obo-Bambouti (1958) a été occulté sur l'édition 1977 : la frontière a été déplacée à l'ouest de cette piste.

Juste au nord de Bambouti, on observe quelques reliefs gneissiques (cf. cote 795-5° 32'-27° 87'). La frontière recoupe l'extrémité d'un massif granitique (730 m - 5° 36'-27° 17') dont la piste Yubu-Tambura longe les inselbergs. Signalé en 1902 par le docteur CUREAU, ce massif des Pambias ne figure pas sur les cartes soudanaises.





**Figure 19**  
Profil dissymétrique de l'interfluve Congo-Nil au nord du mont Dangoura.

L'interfluve Congo-Nil correspond assez exceptionnellement à un relief rocheux comme celui du mont Dangoura qui culmine à 801m (un peu à l'est de la figure) et présente une double virgation en S de son arête quartzito-schisteuse. En général, il apparaît constitué par le rebord oriental des plateaux cuirassés de la surface centrafricaine : cf. du sud au nord, les cotes 762-731-724-734-748-767-784 : mont Bondi - 810-772, supérieur donc à 700 m. Des témoins cuirassés de cette surface, coupés de leur racine, s'observent à l'est de l'interfluve. Sur ce versant soudanais, les pentes sont un peu plus accentuées, l'érosion vive. Il semble que le cours amont de l'Oued Busseri ait autrefois coulé vers l'ouest et le Goulinga : on relève une vallée morte à la cote 660, point le plus bas de l'interfluve : il y aurait eu capture.

Le versant centrafricain est peu incisé et même sénile : cf. vallées engorgées du Nzo et de la Ouara. Cette dernière qui longe le revers de l'interfluve, contourne un ensemble de granites d'anatexie culminant ici à la cote 818, inselberg surmontant de cent mètres le versant. Ces reliefs rocheux sont encadrés par des directions de fracturations qui commandent également le tracé du réseau hydrographique.

Au nord de 5° 18', une corniche cuirassée souligne l'interfluve. Des risques locaux de capture pourraient être entraînés par le modelé sénile des bassins supérieurs des rivières Mbokou, Maérou, Méré. A partir de 5° 56', l'interfluve redevient temporairement rocheux sur quartzito-schistes, notamment le long de la virgation en S de la crête appalachienne du mont Dangoura (861 m). Contrairement à ce qu'indique la carte géologique du Soudan (1981), l'interfluve suit cette ligne de crêtes : suivant que la concavité de la virgation s'ouvre vers l'ouest ou l'est, les eaux s'écoulent vers le Congo ou le Nil.

Au-delà, l'aspect sénescence des hauts-bassins : Ouara, Ngoangoa, Bita, Vovodo est aggravé par le fait des rivières, telle la Ouara longeant l'interfluve sur plusieurs kilomètres, en contraste avec l'entaille érodée soudanaise. La photo-interprétation y révèle l'existence de buttes-témoins de la surface centrafricaine coupées de leurs racines (cf. Fig. 19). Ces témoins peuvent être surmontés de petites buttes de cuirasses anciennes sur migmatites (cf. 6° 42'-26° 16') qui seules pourraient correspondre aux formations cénozoïques curieusement signalées dans ce secteur sur la carte BRGM du Soudan.

Au nord du 7° parallèle, la photo-interprétation révèle que les plateaux indurés de la surface centrafricaine se prolongent quelque peu côté Soudan (cotes 829-838, Jebel Ungwa). A noter la rivière soudanaise située dans le prolongement linéaire N 20° E du cours supérieur de la Bita. L'interfluve peut être dominé de crêtes résiduelles migmatitiques (cote 857-7° 21'-25° 26') dont les formes contournées, dégagées par l'érosion, constituent des reliefs vigoureux côté Soudan (Jebel Angokogo, 939 m, J. Bolando, 946 m). Au-delà le drainage s'améliore sur l'entaille granitique de la haute Doungou. Quelques inselbergs granitiques (tels 8° 08'-24° 54') jalonnent l'interfluve, pourtant ce massif n'est pas signalé sur la carte soudanaise (1981). Les inselbergs granitiques du Jebel Guaburu (933 m - 8° 01'-24° 35') ont été décrits sous le nom de monts Mangayat par le docteur CUREAU (1902).

Des plateaux cuirassés sur migmatites jalonnent ensuite l'interfluve. L'érosion est assez vive, en « bad-lands » au nord de Yingamba. Le mont Abourassein (1 114 m) est constitué d'un pic d'embréchite dominant de 200 m le plateau induré de la surface centrafricaine. Avec des virgations locales, en s'incurvant du nord-est vers le sud-est, ces arêtes rocheuses se prolongent au Soudan jusqu'au Jebel Manda (1 227 m). A 25 km au N-NE, l'érosion a dégagé au Soudan les inselbergs granitiques de J. Dana (1 173 m).

De là, sur 80 km, l'interfluve suit une direction ouest-est, toujours transversale au sens d'écoulement S-SW des rivières centrafricaines (Boungou, Ndji, Guita), entre des crêtes rocheuses résiduelles qui culminent au nord de l'interfluve (Jebel Hamid 981 m, J. Gaouara, 1 025 m). La terminaison vers le nord de la surface centrafricaine est soulignée par une corniche cuirassée dominant une entaille avec « bad-lands ». Elle ne correspond pas toujours exactement à l'interfluve frontalier, de petites captures ayant pu se produire, ainsi au nord de Kioukiou (en 8° 42' 30"-24° 02' 30") et à l'une des sources du Boungou (8° 44'-23° 50').

En confrontant la carte IGN-NC 34 VI (1974) avec la carte officielle de délimitation frontalière (GROSSARD, 1924, à 1/500 000), on pourrait penser à une capture (vers 840 m : 8° 43'-23° 31') du bassin supérieur du Kaouadji par l'Adda soudanaise. En effet sur ce document, l'interfluve frontalier relie directement le Djebel Ramboukindi (1 030 m - 8° 51'-23° 32') au Djebel Gaouara (1 025 m - 8° 45'-23° 38' 30"), alors que la photo-interprétation indique que la ligne de partage des eaux passe à 8 km au sud (cf. fig. in Y. BOULVERT, 1982b). Les vallées sont ici alignées suivant une direction de fracturation N 50° E tan-

dis que la direction N 35° E correspond à des barres d'amphibolites dégagées par l'érosion à l'est du Djebel Ramboukindi. A ce niveau l'incision de la vallée de l'Adda atteint déjà 150 m de profondeur. S'il y avait eu capture, elle ne pourrait être que très ancienne.

Le protocole d'accord international ne prête pas à confusion : la frontière atteint « le signal géodésique du Djebel Gaouara. Puis, contournant les sources de l'Adda, elle passe au signal de Ramboukindi... ». D'ailleurs la carte anglaise de 1932, établie d'après les levés de 1924 (Sheet, 64 p : Jebel Rumbukindi 1/250 000) situe correctement les sources de l'Adda (vers 8° 45'-23° 31'). Il est surprenant de constater que la carte géologique à 1/500 000 de R. DELAFOSSE (1960b), tout comme la carte internationale OACI à 1/1 000 000 (Am Timan NC 34/35-IGN 1983) positionne correctement le réseau hydrographique tout en maintenant le tracé frontalier de GROSSARD ! En tout cas dans cette région inhabitée la divergence locale de tracé frontalier portant sur une cinquantaine de km<sup>2</sup> ne paraît pas avoir soulevé de problème.

Au-delà de la source de l'Adda, le tracé tourmenté de l'interfluve frontalier est conditionné par les virgations des arêtes rocheuses du massif du Dar Chala : Ouaga, Riad, Tinga, Koumou, Michmir. L'effondrement du bassin tchadien s'étant accompagné de fractures avec rejets, il en est résulté des captures telles celles de la Ngaya ou Boulou de telle sorte que la ligne de crête principale ne correspond pas à la ligne de partage des eaux (cf. Fig. 45). Plus au nord s'étend la plaine du Goz Dongo ; devant l'impossibilité d'y délimiter la ligne de partage des eaux, il fut décidé avec les Britanniques de tracer la frontière arbitrairement en joignant des repères naturels du paysage : Djebel Michmir, Djebel Yara (803 m), mares d'Am Dafok et de Tizi, devenue frontière triple RCA-Soudan-Tchad. Il ne faut donc pas s'étonner de voir la frontière recouper deux fois l'oued Michmir. Par suite, le bassin tchadien se prolonge à une centaine de kilomètres à l'est de la frontière politique, vers Rahad-el-Berdi et le Jebel Mogara.

### **3. Contrastes entre les versants congolais et nilotique**

Ainsi la frontière RCA-Soudan, artificielle au nord de 9° 50', est naturelle au sud. Cette ligne de partage des eaux correspond en grande partie à un relief de pseudo-cuesta (cf. J. DEMANGEOT, 1961) : une corniche cuirassée jouant le rôle de couche dure, souligne la limite orientale de la surface centrafricaine. Une entaille érodée marque le passage au piedmont nilotique qui s'ennoie progressivement sous les alluvions du Bahr-el-Ghazal d'une manière similaire à ce que l'on observe sur le versant tchadien (cf. X et XI).

Au symposium international sur le bassin du Nil (Le Caire, mars 1987), nous avons développé l'idée que cet escarpement topographiquement négligeable, jouait un rôle notable. Le versant centrafricain à faible pente, marqué par l'induration ferrugineuse qui ne laisse apparaître que quelques chicots rocheux, contraste avec l'entaille soudanaise où l'érosion a isolé des buttes cuirassées et dégagé des reliefs rocheux plus importants.

Les explorateurs tels W. JUNKER (1890), Dr CUREAU (1902) n'avaient pas manqué de relever sur le versant centrafricain le développement de galeries forestières freinant l'écoulement des eaux tandis que sur l'escarpement nilotique l'écoulement est torrentiel et surtout temporaire. Les contrastes éda- phiques sont similaires : les sols ferrallitiques rouges (2,5 YR), anciens, épais, souvent indurés du versant centrafricain font place sur le versant nilotique à des sols érodés, tronqués, rajeunis, de couleur ocre (5 YR), passant à des sols

ferrugineux tropicaux beiges sableux (7,5 à 10 YR) puis aux sols alluviaux du Bahr-el-Ghazal.

Contrairement à ce qu'avait pu croire R. SILLANS (1958), les limites climatiques, phytogéographiques mais également faunistiques ne se prolongent pas impunément d'ouest en est, à travers l'interfluve ; elles se rabattent vers le sud-est parallèlement à l'interfluve. En effet (cf. Y. BOULVERT, 1987), le versant centrafricain, situé « au vent », est plus arrosé par la mousson estivale que le versant nilotique situé « sous le vent ». Surtout en saison sèche, l'harmattan venant du nord-est frappe de plein fouet l'escarpement nilotique qui constitue ainsi une barrière climatique non négligeable en dépit de sa faible dénivelée.

## PLATEAU GRÉSEUX D'OUADDA

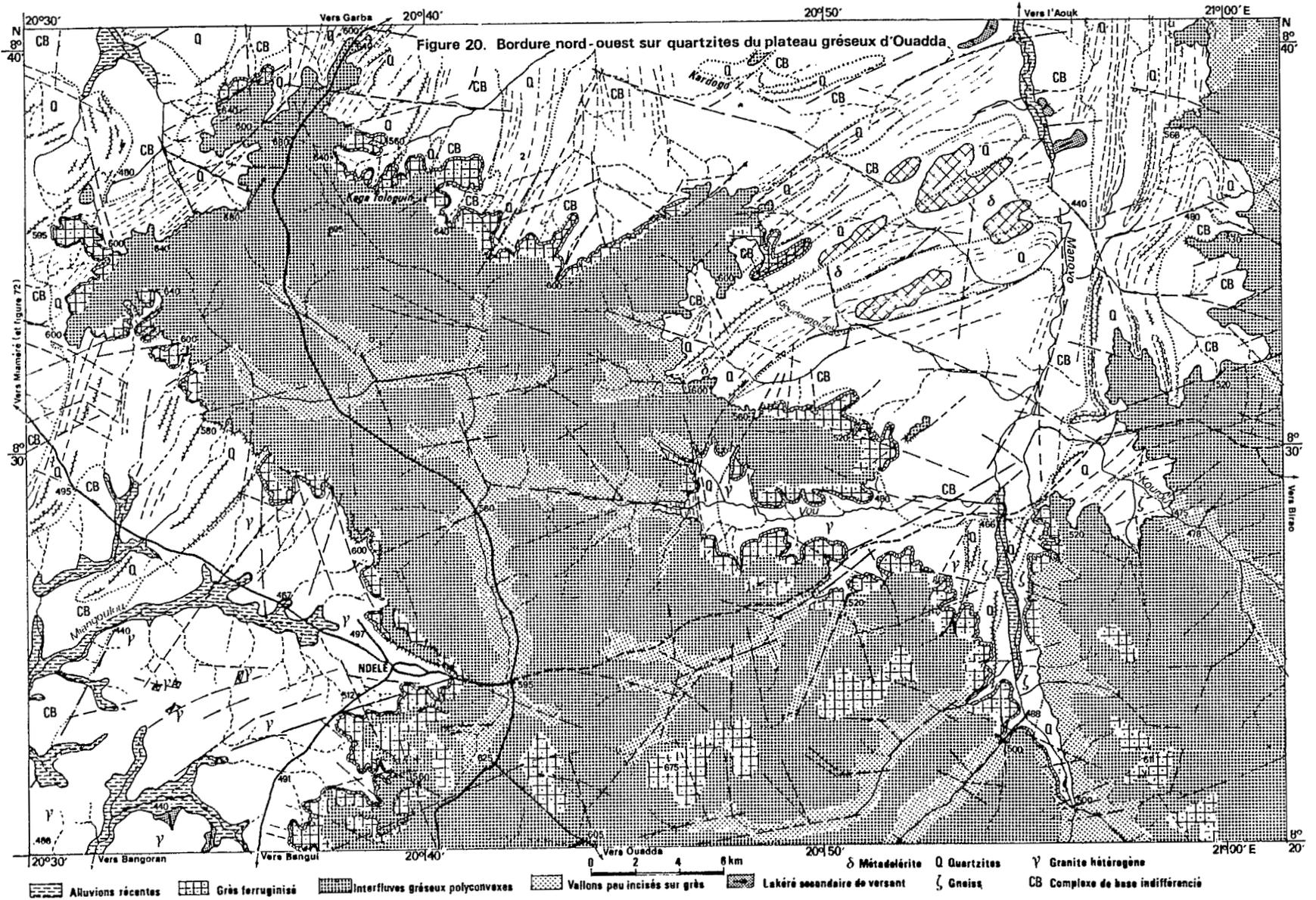
### 1. Caractérisation - Limites

**On rattache à la surface centrafricaine deux remplissages fluviaux de gouttières mésozoïques correspondant aux plateaux gréseux d'Ouadda au centre-nord-est du pays et de Gadzi-Carnot à l'ouest. De constitution géologique similaire, ils évoluent dans un contexte climatique et phytogéographique quelque peu différent, ce qui explique leurs dissemblances.**

Les grès d'Ouadda furent d'abord identifiés à Ndélé par H. COURTET (1905) : « le pays de SÉNOUSSI est caractérisé par des grès horizontaux en masses épaisses que l'on doit sans doute assimiler à ceux du Karoo... ». Le capitaine MODAT (1912) qui les traversa d'ouest en est, les imagine comme un bourrelet annulaire dominé par un massif granitique, les monts Bongo. La forme triangulaire du massif allongé d'ouest en est sur 600 km entre Ndélé et Ouandja vers 9° N et se prolongeant sur 500 km vers le sud en direction de Bakouma jusqu'à 6° N, n'apparaît que sur les cartes de G. BORGNIEZ (1935) et G. KORABLEFF (1937), à la suite de reconnaissances minières également effectuées par F. POLINARD (1935) entre Briá et Yalinga.

Couvrant 48 250 km<sup>2</sup>, ce plateau s'appuie au nord-ouest sur le massif quartzitique de Bangbali (cf. XI.3) et au nord-est sur celui du Dar Chala à proximité duquel il culmine à 1 030 m. Il s'abaisse progressivement vers le sud-ouest jusque vers 600 m dans la vallée du Nzako. Seule l'extrémité nord-ouest se rattache au bassin tchadien. Partant de la Youhamba supérieure, l'interfluve Congo-Tchad s'élève insensiblement, vers le nord-est depuis 720 m jusqu'à 850 m près de la source de la Boungou. De là, il suit le rebord septentrional du plateau jusqu'à l'est du col Quijoux, au niveau 1 000 m. Le plateau présente un aspect particulièrement massif ; seule sa bordure orientale entre la Kotto et son affluent Koumou est découpée et entaillée par l'érosion. Avec son affluent le Ndji, la Kotto est la seule rivière qui parvient à traverser le plateau gréseux, mais son incision peu marquée, n'atteint pas le socle sous-jacent. A l'exception des argiles varvées de la Bondo à Bakouma (cf. I.1), l'équivalent de la série fluvio-glaciaire (cf. VIII.4) n'était pas connu jusqu'à la découverte récente de témoins dans la vallée de la Boungou (C. CENSIER com. pers.).

Les géologues qui ont parcouru cette région (H. HYDE 1946, F. DELANY, 1957-1959, B. BESSOLES 1955, R. DELAFOSSE 1960, J.P. WOLFF 1963) décrivent deux étages, l'inférieur : conglomérats, grès conglomératiques, argilites et le supérieur : grès blancs ou ocre relativement fins à ciment kaolineux. Ils insistent sur l'irrégularité et la discontinuité des dépôts. Ces grès ont pu donner lieu à des remaniements éoliens (présence de grains dépolis et mats) mais leur origine est essentiellement fluvio-lacustre ou plutôt fluviale : conglom-



►► **Figure 20**  
Bordure nord-ouest sur  
quartzites du plateau gré-  
seux d'Ouadda.

Le plateau gréseux d'Ouadda se termine au nord-ouest sur les dernières crêtes appalachiennes du massif de Bangbali (cf. Figure 47 qui la prolonge au nord-ouest). Le plateau est ici très disséqué et son escarpement occidental sert de ligne de partage des eaux entre les affluents du Bangoran au sud-ouest et ceux du Manovo et donc de l'Aouk au nord-ouest. La forme contournée du plateau explique celle en deux branches du marigot Vou qui la draine. La pente du recouvrement gréseux du socle est assez régulière. Outre le lambeau témoin à la cote 873, sur le massif le contact s'opère en biseau au niveau 680 sur une crête quartzitique, 640 à l'extrémité nord-ouest. La piste Ndélé Garba emprunte le prolongement nord de cette crête si bien que le passage au grès s'y fait insensiblement vers 640 m. Voisin de cette cote, au Kaga Tologuin, le contact s'abaisse progressivement. Il est proche de 620 m sur un lambeau isolé au-dessus de la butte quartzitique de Kardogo, témoin d'une ancienne extension. Pratiquement à 600 m à la source du Goudougoulou, il n'est plus qu'à 520 m quand la Vou quitte sa vallée suspendue sur grès pour descendre sur des barres quartzitiques transversales. L'incision sud-nord de la vallée du Manovo est profonde et le contact s'y opère à une cote voisine de 500 ; il ne se fait plus qu'à la cote 475 au-dessus d'une barre quartzitique transversale de son affluent Kourou. Il remonte au-delà vers l'est. Mettant en relief les crêtes appalachiennes quartzitiques, l'évidement s'est opéré aux dépens des matériaux moins résistants du Complexe de base, gneiss notamment et surtout granite. Des sources suintent le long de ce contact et l'écoulement s'y fait mal. Des plaques de grès ferruginisé protègent les bordures de l'escarpement qui peut être dédoublé et atteindre la centaine de mètres près de Ndélé.

mérats à gros éléments, stratifications obliques ou entrecroisées. Pour DELAFOSSE et WOLFF, les niveaux d'argilites sont intercalés dans les grès tandis que F. DELANY suppose, au-dessus des grès crétacés, l'existence d'un niveau d'argilites et de grès ferrugineux présumé Tertiaire.

Ces formations ont été rapprochées de celles du Lualaba-Lubilash (au Kasai) d'âge Karoo (Carbonifère-Rhétien) puis Kwango et des grès de Nubie crétacés. Ce n'est que tout récemment que les forages du CEA sur la cuvette de Bakouma et d'EXXON sur les fossés de Doséo et du Salamat permettent d'attribuer un âge crétacé inférieur à ces dépôts (cf. XV.3).

## 2. Escarpement de bordure

A l'exception de son extrémité méridionale en biseau et donc délicate à préciser, l'escarpement bordier, improprement appelé falaise gréseuse, ressort en raison des contrastes morphologiques, même sur les images satellite, bien que sa hauteur de commandement varie de 200 à quelques mètres seulement. Cet escarpement a été précédemment décrit par M. MAINGUET (1972) dans son ouvrage remarquablement illustré. Cet auteur ne disposait alors que de simples esquisses figuratives, alors qu'avec les cartes régulières IGN (1975 à 1980), il est possible de suivre en altitude le contact grès-socle.

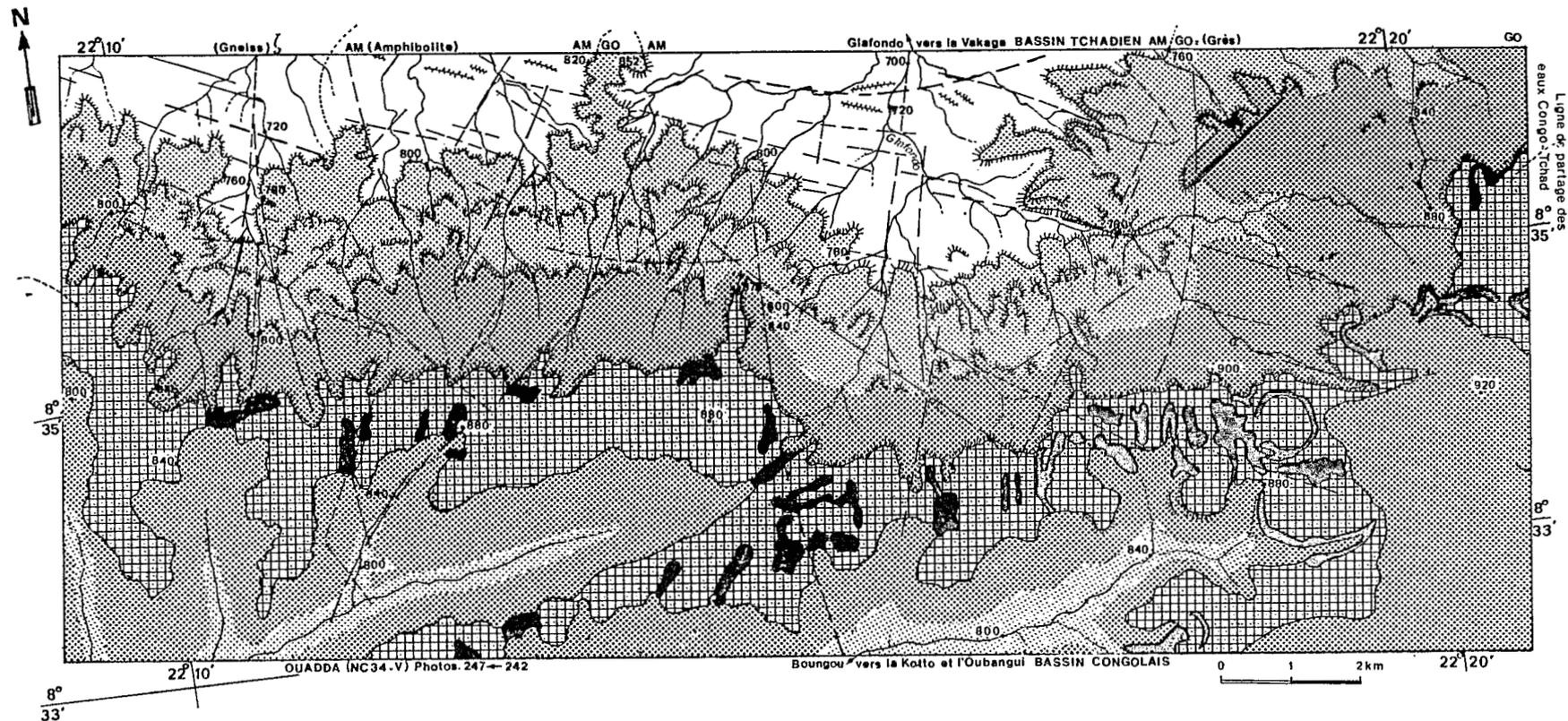
### 1. Limite nord

**La terminaison en biseau** du plateau gréseux sur les échines quartzitiques du massif de Bangbali est commentée figure 20. En allant vers l'est, la Koumbala incise profondément sa vallée à l'intérieur du plateau gréseux mettant à nu des reliefs ruiniformes lapiazés, notamment autour de ses affluents Goumba et Toulou (cf. abri de Toulou : 8° 31'-21° 07'). Là, le contact s'effectue vers 490 m au pied des chutes de Matakil ; plus loin à 510 m sur la Niao et vers 560 m sur la Gounda. Seul affluent permanent de l'Aouk, elle incise sa vallée en gorges ruiniformes à plus de 40 km vers l'intérieur du plateau gréseux.

A l'est de 22°, **le rebord du plateau gréseux** coïncide pratiquement avec l'interfluve Congo-Tchad. Au contact des roches basiques (amphibolites migmatitiques), il **domine de près de 300 m la vallée de la Vakaga** sur le piedmont tchadien (cf. Fig. 21, page suivante). Sur cet escarpement des Bongo, le contact grès-socle s'élève progressivement de 700 à 900 m au col Quijoux, sur la piste Ouadda-Ouanda Djallé, où il se prolonge en biseau sur une échine quartzitique, avant de dépasser 1 000 m au Kaga Galenguélé (8° 43'-22° 44'). Un lambeau isolé de ces grès (cf. grès de Singa XI.4.4) subsiste à plus de 100 km au nord de cet escarpement, remarquable dans ce secteur central Koumbala-Gounda avec des saillants et rentrants de plus de trente kilomètres parfois, incisions favorisées par la disposition structurale.

### 2. Limite orientale

A partir de ce point l'escarpement bordier, ou « glint » s'oriente vers le sud-est, surmontant quartzite et granite de la Ouandjia ; une corniche ferruginisée le souligne en général. A proximité du célèbre monolithe gréseux du mont Méla (944 m - 8° 22'-23° 16'), le plateau gréseux se termine en biseau sur une échine quartzitique, orientée N 20° E. Surmontant également une arête quartzitique, deux petits lambeaux gréseux témoins s'observent de l'autre côté de la Kotto (cote 790 : 8° 18'-23° 32' et 920 : 8° 26'-23° 32'). Plus



**Figure 21**

Escarpement nord du plateau gréseux d'Ouadda ou escarpement des Bongo.

Affluent de l'Aouk, la Vakaga et ses premiers affluents, telle la Glafondo, prennent naissance dans une ligne de reliefs dénommés « massif des Bongo ». Au sud de l'interfluve Congo-Tchad, les eaux s'écoulent en pente douce vers la Boungou, affluent de la Kotto et donc de l'Oubangui.

Reportée de cartes en atlas, cette appellation de massif des Bongo est erronée (cf. Notice 106 - Annexe 4) ; cet interfluve, culminant vers 930 m et non pas à 1 400 m, correspond simplement à l'escarpement nord du plateau gréseux d'Ouadda, entaillé par l'érosion. Le contraste entre les deux versants de cette véritable cuesta est accusé.

Le rôle de la couche dure sommitale est joué par un banc de grès ferruginisé localement induré en véritables cuirasses sur lesquelles ressort le liseré brillant des lakéré ; l'ensemble est légèrement incliné de 850 m (vers 22° 10') à 900 m (vers 22° 20'). Ces grès ferruginisés sont altérés en sables sur l'interfluve lui-même au sud-est (cote 920) et dans les vallées peu incisées du revers sud : bassin de la Boungou. Le front d'escarpement est complexe. Souligné en amont par la corniche indurée sommitale, il est constitué de plusieurs replats (vers 860-850 m, 800-780 m, 760-750 m), sortes de chevrons en forme de croisants correspondant à des bancs de grès émergeant de sables de décomposition. Ces bancs ne sont pas continus ; il ne s'agit donc pas de niveaux stratigraphiques.

Le contact socle-grès s'opère au niveau 750-760 de part et d'autre d'un éperon central (cote 852) où le contact est voisin de 820 m. Ainsi l'épaisseur des grès est de l'ordre de 150 m. L'étude granulométrique et morphoscopique de cet escarpement est donnée par M. MAINGUET (1972, p. 35).

Le bassin de la Glafondo qui se jette dans la Vakaga à la cote 620, est creusé dans les amphibolites migmatitiques aux arêtes rocheuses orientées N 100° E. Le ruissellement est intense ; l'incision des torrents et rivières est facilitée par les directions de fracturation N O à 10° E, conjuguées des directions de fracturation N 100 à 90° E parallèles à l'escarpement. Ces directions qui recoupent l'escarpement gréseux sont donc postérieures au dépôt du matériau gréseux au Crétacé inférieur. Elles sont liées à l'ouverture des fossés de Doséo et du Salmat (cf. XV. 4).

au sud, entre Kotto et Koumou, ne subsistent plus que des lambeaux déchiquetés, en biseau sur des échines quartzitiques plus résistantes à l'érosion que les vallées incisées dans les granites ou migmatites (Fig. 22).

Le cours de la Koumou prouve la forme ondulée du contact socle-grès : entre les cotes 620 et 618, le lit de cette rivière sur socle repose temporairement sur grès. Aussitôt après son confluent avec la Kotto, cette rivière, après l'avoir contourné sur une centaine de kilomètres, entame à la cote 611 sa traversée du plateau gréseux qui, en amont, la surplombait de 200 à 250 m. Au sud de la Kotto l'escarpement gréseux, situé entre 865 et 750 m, ne surmonte plus que d'une centaine de mètres la vallée du Kpéo ou Ndji qui, en aval de sa traversée de la piste Yalinga-Ouadda, pénètre à son tour à la cote 626, à travers le plateau gréseux.

Au sud du 7<sup>e</sup> parallèle, la terminaison en biseau du plateau gréseux sur le socle quartzitique est souvent difficile à préciser en raison de la ressemblance des matériaux superficiels. **L'ensemble du bassin du Ndji semble correspondre à une ancienne extension de la couverture gréseuse** ; on en retrouve des lambeaux témoins autour de 6° 53'-23° 22' et même 6° 57'-23° 38', à plus de 50 km de l'actuel plateau.

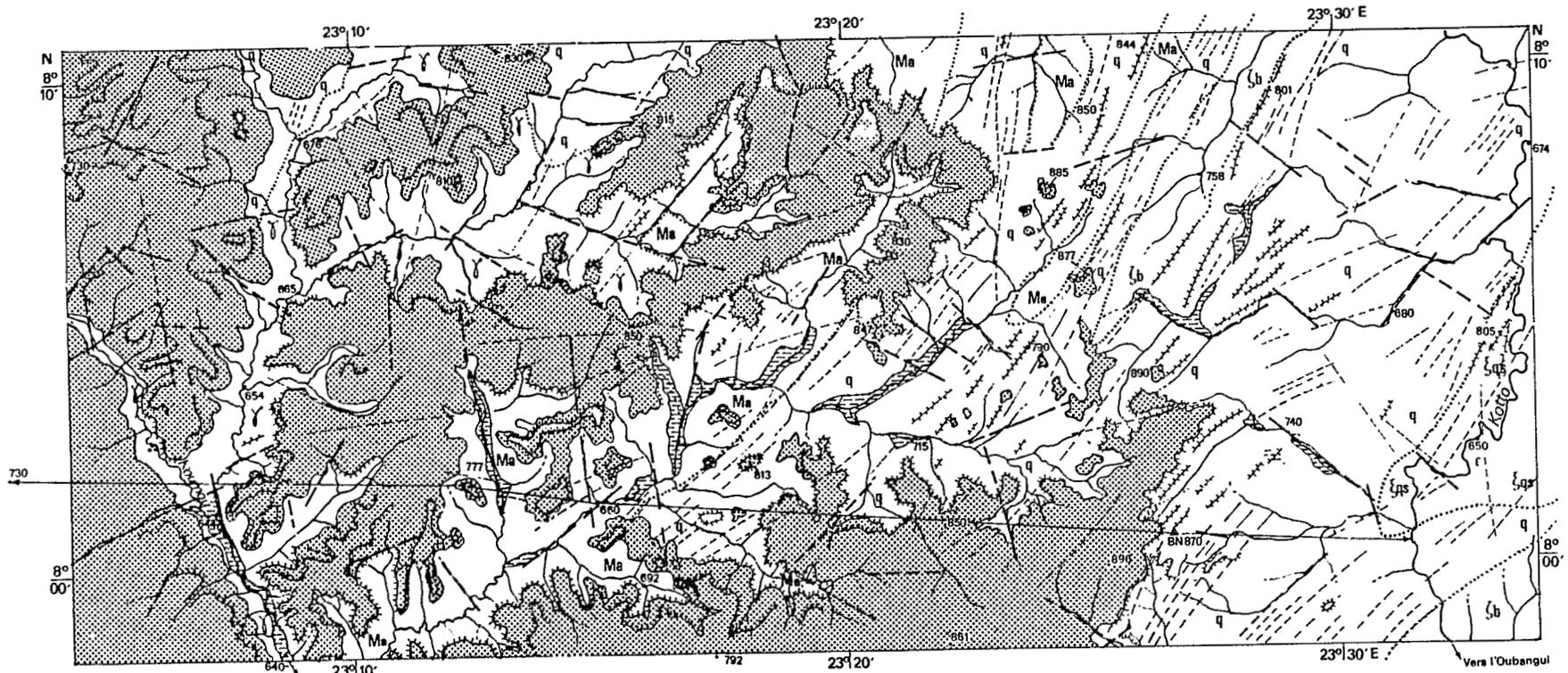
De même, on retrouve au sud de sa limite actuelle à la source du Nzako, des lambeaux résiduels de grès sur le plateau (cf. 680 m - 6° 07'-22° 50'), dans la vallée du Nzako (562 m - 6° 01'-22° 53') jusque dans la cuvette du Mpatou près de Bakouma où les forages l'ont atteint au toit de la série carbonatée (dolomies de Bakouma) juste au-dessous des **lignites du haut Mpatou, d'âge Paléocène, ce qui donne une limite supérieure aux grès d'Ouadda.**

### 3. Limite occidentale

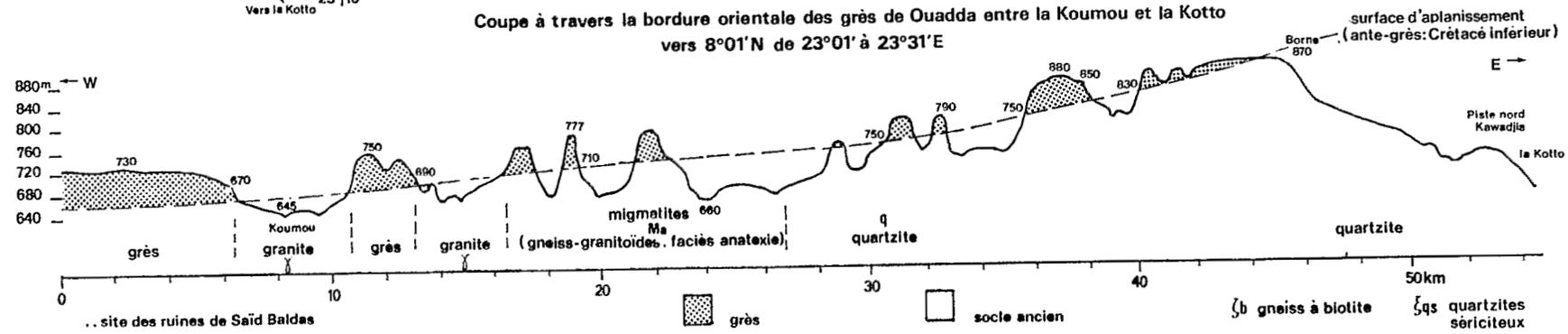
De Bakouma vers Ndélé, on rencontre systématiquement des lambeaux témoins (cf. 690 m : 6° 09'-22° 38') ou des terminaisons en biseau du plateau (cf. pente et résurgence pseudo-karstique de la source du Koundou (650 m : 6° 23'-22° 29'). L'ayant pénétré à la cote 626, le Ndji ressort du plateau gréseux à la cote 590, en ayant laissé entrevoir le socle dans une fenêtre entre les cotes 594 et 593. De même la Kotto, entrée à 611 m, en ressort au niveau 550, à 60 km au nord-est de Bria. Vers le nord-ouest, le contact grès-socle s'effectue à des cotes progressivement plus élevées : 590 (Boulouba), 610 (Mouka).

Contrairement à ce qui est indiqué sur la carte géologique : Yalinga-ouest (B. BESSOLES 1962), **les buttes indurées, comprises entre 700 et 764 m, situées entre 6° 57' et 7° 10' et de 21° 30' à 55', sont en fait des buttes-témoins du plateau gréseux.** Elles ont été protégées de l'érosion par la carapace conglomératique (conglomérat de base à galets) qui les recouvre (cf. BR1a3 : 720 m - 6° 58'-21° 54'). B. BESSOLES reconnaissait d'ailleurs une ancienne extension du plateau gréseux à une trentaine de kilomètres au sud-ouest de l'actuel escarpement. Il signalait à ce sujet la présence de galets roulés sur les rives encaissées de la Bali (vers 7° 10'-21° 17').

Dans les incisions des vallées, **le contact grès-socle s'établit à la cote 583 pour la Boungou au sud de Mouka, 618 pour la Koucha, 599 : Bali, 646 : Youhamba, 515 : Sangba, 520 : Bamingui, 522 : Bangoran, 520 : Godono.** Ainsi tandis que la limite orientale du contact remonte progressivement de 600 à 1000 m vers le nord-est, la limite occidentale **fluctue sur de courtes distances entre 500 et 650 m ; elle fossilise donc un aplanissement**



Coupe à travers la bordure orientale des grès de Ouadda entre la Koumou et la Kotto vers 8°01'N de 23°01' à 23°31'E



.. site des ruines de Saïd Baldes      grès      Koumou granite      grès      granite      migmatites (gneiss-granitoides, faciès anatexie)      quartzite      quartzites      Borne 870      Piste nord Kawadja      la Kotto

► **Figure 22**  
Bordure orientale du plateau gréseux d'Ouadda.

Ailleurs massif, le plateau gréseux d'Ouadda est disloqué par l'érosion sur sa bordure orientale, d'une part sur le pourtour extérieur par les affluents de la rive droite de la Kotto, rivière qui le contourne sur près de 150 km avant de la traverser à partir du pk 257 (cf. Notice 106, p. 30), d'autre part la dislocation du plateau s'effectue également de l'intérieur par la Koumou et ses affluents Mininga, Aliou... qui ont incisé leurs vallées jusqu'au socle. Cette dislocation est beaucoup plus accusée que ne l'indiquent les cartes géologiques de reconnaissance à 1/500 000 de R. DELAFOSSE (1960b) et J. P. WOLFF (1963).

Les buttes-témoins gréseuses ont été protégées de l'érosion par une ferruginisation superficielle. Leurs formes arrondies et leur induration, caractéristique en liserés, permettent de les différencier des arêtes quartzitiques du socle mises à nu dans les vallées. Dans la vallée de la Koumou, les liserés cuirassés sur grès prennent une forme particulière en « croissant », due à leur disposition pseudo-structurale, dite « à joints de stratification » (M. MAINGUET, 1972).

Outre leur forme, les arêtes quartzitiques du socle se différencient par leur orientation générale N 30 à 50° E. Elles peuvent présenter des virgations (cf. autour de 8° 11'-23° 09' et 8° 09'-23° 15'). Les vallées de la Koumou et du Mininga sont incisées dans le granite, celle de l'Aliou dans les quartzites ; un peu plus à l'est, les vallées sur migmatites apparaissent mal drainées. La bordure orientale du plateau gréseux se termine en biseau transversalement à d'imposantes barres ou échines quartzitiques du socle qui se prolongent vers le nord-est. L'ancienne édition (1962) de la carte topographique IGN (NC 34 VI) Haute Kotto comportait de simples courbes figuratives. Avec la nouvelle édition (1974), il est désormais possible de tracer une première coupe de ce contact socle-grès (aux environs de 8° 01' N).

Partant à l'est de la Kotto, cote 645, la coupe traverse un glacis cuirassé de piedmont sur quartzites, suivi par l'ancienne piste Kawadjia-Ouandjia (près de 22° 30'), remonte à travers une succession d'échines quartzitiques jusqu'à la borne 870 (23° 27'), qui marque la terminaison orientale en biseau du plateau gréseux. Les témoins de ce plateau gréseux, indurés localement, atteignent 910 m (23° 26'), puis 880 m (23° 22'), 777 m (23° 10'), 730 m (23° 03') avant de remonter à 905 m (22° 50'). Parallèlement le contact socle-grès s'effectue aux niveaux : 830 m (23° 23'), 790 m (23° 21'), 750 m (23° 28'), 710 m (23° 12') et 670 m (23° 06') au-dessus de la Koumou qui coule à 645 m sur le granite.

Ainsi le plateau gréseux apparaît bien comme le remplissage d'une gouttière inclinée de 0,5 % vers l'ouest. L'épaisseur du manteau gréseux n'atteint jamais 100 m près de la Koumou tandis qu'elle dépasse 250 m à l'ouest (sous la cote 905).

Ces vallées étaient encore habitées au début du siècle. L'explorateur P. PRINS (1908) donne le plan de la ville de Saïd-Baldas qui comptait près de 5 000 habitants. Deux ans plus tard, la ville était rasée par SÉNOUSSI. Désertées depuis, ces vallées sont à nouveau temporairement occupées par les camps miniers des « diamineurs ». Grâce au plan, et à la carte d'itinéraires de PRINS, l'emplacement de Saïd-Baldas sur la Koumou a pu être reconstitué en 8° 03'-23° 06' à la limite granite/grès et non pas en 8° 10'-22° 59' 30 comme il est indiqué sur la carte IGN : f. Ouadda !

imparfait que l'on pourrait qualifier de « **surface-pré-centrafricaine** ».

L'escarpement gréseux, très marqué au-dessus de roches basiques (Galafondo Fig. 21), encore accusé au-dessus de dépressions granitiques (Gounda, Koumbala, Ndélé cf. ex fig. 32), l'est un peu moins sur migmatites. Il se termine en biseau à peine sensible sur socle quartzitique (au sud du Ndji) ou sur échines quartzitiques (Fig. 20-22). Contrairement à ce qu'indiquent R. DELAFOSSE (1960c) puis J.L. MESTRAUD (1964), **les formations tchadiennes n'arrivent pas au contact du plateau gréseux** (cf. XV). Ainsi, **cette gouttière gréseuse repose entièrement sur le bouclier centrafricain. Elle ne doit pas être présentée comme un appendice du bassin tchadien**, comme cela ressort des cartes internationales d'Afrique : géologique et tectonique. On peut désormais donner une première estimation du tracé des courbes d'égale altitude (isohypses) du contact grès-socle (cf. ex fig. 28). La courbe 500 m n'apparaît que sous le quart nord-ouest du plateau gréseux, allongé entre Mouka et la Tété ou Manovo. La courbe 550 m l'encadre sous la moitié occidentale du plateau à partir du sud de la vallée de la Kotto. De la même façon, la courbe 600 débute au sud de la vallée du Ndji ; elle est très proche du contact oriental du plateau avec la Kotto : cote 611...

### 3. Forme du bassin. Épaisseur - Tectonique

Ces données indiquent que **la surface d'érosion antérieure aux grès** ne correspondait pas, comme on l'a souvent dit, à une cuvette mais à une **gouttière allongée SE-NW** du Nzako jusqu'au bassin Manovo-Koumbala, entre les deux massifs résiduels de Bangbali et du Dar Chala. Sa pente moyenne s'abaisse de 650 m (à l'extrémité sud du plateau) à 475 m sur la Manovo (au nord-ouest), soit une pente très réduite de 0,5 %. En confrontant cette interprétation des lignes isohypses du contact grès-socle avec la carte oro-hydrographique de RCA (Y. BOULVERT, 1987a), on peut donner **une première estimation de l'épaisseur de la couverture gréseuse**. La moitié du plateau se situant au-dessus de 700 m et 1/6 seulement au-dessus de 800 m, la couverture gréseuse est **inférieure à 200 m d'épaisseur sur plus de la moitié du plateau**. Des épaisseurs de 300 m sont assez rares et celles supérieures à 400 m ne peuvent qu'être exceptionnelles (cf. point coté 1 005 m à 30 km au nord d'Ouadda).

Dans cette configuration, l'alimentation en sédiments de la gouttière se serait effectuée essentiellement à partir du sud-est et secondairement à partir des bordures occidentale et nord-orientale. Cette interprétation oblige à reprendre celles divergentes, sinon erronées des premiers géologues. Pour G. BORGNIÉZ (1935) : « le conglomérat possède sa puissance maximale aux environs de Ndélé. Cette puissance diminue vers le sud-est et près de Yalinga, le conglomérat fait souvent défaut. On peut en déduire que la direction des principaux apports de galets

était NW-SE ». En 1958, B. BESOLES et R. DELAFOSSE écrivaient encore : « la bordure nord du plateau gréseux correspond exactement à l'extension primitive des grès » mais peu après R. DELAFOSSE (1960c) observait les lambeaux témoins surmontant 60 km à l'ouest, le massif de Bangbali et surtout le lambeau basculé, dénommé grès de Singa, émergeant à peine de la plaine de l'Aouk à 125 km au nord du plateau (cf. XI. 4.4). R. DELAFOSSE (1960a) a montré que dans la partie nord orientale du bassin, la sédimentation provenait d'un secteur nord-est ; il a même identifié des chenaux orientés NE-SW de la paléotopographie du socle.

Inversement pour F. DELANY (1959), l'origine de la sédimentation était méridionale : « la stratification oblique correspond à la sédimentation dans un grand fleuve à courant régulier provenant du quartier sud ». Cette interprétation est confirmée par J.D. MIAUTON (1980) dans la vallée du Nzako : « le gradient granulométrique indique une direction d'apport du sud au nord. La phase tectonique post-crétacé qui détermine un système de fractures est-ouest inverse la morphologie générale et le sens des drainages ». On a beaucoup parlé d'un basculement du bassin. Sur l'escarpement nord du plateau gréseux, des directions de fracturations N 80° E se rattachent au grand axe de fracturation qui s'étend entre Bozoum et Ouanda-Djallé, parallèlement aux fossés de Doba-Birao. Il s'agit là de **fracturations précambriennes qui ont rejoué à l'Eocène puisqu'elles recoupent les grès** (cf. XV. 6.2).

B. BESOLES (1962) constate qu'il est très « difficile d'observer des failles dans la série gréseuse » ; certaines failles NE-SW et NW-SE ont pourtant été détectées par G. BORGNIEZ (1935) ; de même E. POLINARD (1935) signale « des directions de diaclases de 45-50° et de 120° ». En revanche, la photo-interprétation souligne que le tracé des cours d'eau emprunte des directions de fracturations, par exemple N 60° E, pour certains tronçons des cours de Kotto, Ndji, Bounjou et Mbali. La Bohou présente une portion de cours curviligne avec des affluents rayonnants, certains dans le prolongement les uns des autres (cf. Bikwa : 7° 46'-21° 13'). La télédétection confirme que la **forme triangulaire du plateau gréseux et l'aspect denticulé de ses bordures sont commandés par le réseau des fracturations qui l'encadrent**.

Etudiant le réseau hydrographique des grès, M. MAINGUET (1972) note que par rapport au réseau complexe et dense sur socle avec mailles inférieures à 500 m, les mailles sur grès sont rectangulaires à arrondies ; des interfluves supérieurs au kilomètre les séparent.

#### 4. Aspects du contact grès-socle

La surface d'aplanissement, antérieure au dépôt du matériau gréseux ou surface pré-centrafricaine, n'est connue que localement au contact grès-socle de la périphérie du plateau. Cette limite est souvent masquée par des éboulis gréseux ; **la rupture de pente** entre corniche gréseuse et talus rectiligne d'éboulis **appartient en général à l'escarpement gréseux**. Au sujet de ce contact, E. POLINARD (1935) observe dans le bassin de la Kotto : « c'est dans les parties déprimées d'un continent grossièrement aplani par la pénéplanation que ces dépôts se sont effectués... La zone de contact est caractérisée par une humidité continue, des suintements et des sources... elle se fait suivant une **surface irrégulière**, bosselée, présentant des proéminences et des dépressions ». F. DELANY (1959) précise : « l'érosion de ce socle constitué de

roches de duretés différentes a provoqué des irrégularités de surface qui expliquent les dénivellations brutales constatées dans les niveaux de base des grès ».

Tandis que seules des argiles 1:1 (type kaolinite) ont été reconnues sur le plateau gréseux, on peut observer, à proximité du contact à Ndélé sur granite (Fig. 20) ainsi qu'au pied de l'escarpement des Bongo sur amphibolites migmatitiques, quelques plages d'argile 2:1 (type smectite). Un niveau de sources leur correspond.

## 5. Formes de relief

La morphologie gréseuse donne naissance à des formes originales. Parmi les monolithes gréseux, le plus célèbre est le mont Méla (944 m), butte-témoin ruiniforme, percée de multiples cavités qui servit de forteresse et de refuge jusqu'en 1902. P. PRINS (1909) en a évoqué les troglodytes. D'autres restent quasi inconnus, citons Yanga (7° 53'-22° 44') ou les cotes 803 (7° 38'- 22° 15') ou 762 (7° 03'-23° 05')... Près d'Ouadda les gorges de la Pipi, criblées de marmites de géant, sont agrémentées d'un pont naturel dont la base correspond à un joint de stratification, surmonté d'une dalle de grès à stratifications obliques. Ce pont est situé à proximité d'une arche naturelle massive : « l'arc de triomphe » (cf. photo de couverture). Une autre arche, particulièrement élancée, a été découverte récemment dans le haut bassin de l'Orotoulou (8° 35'-21° 50'). De belles chutes comme celle de Matakil sur la Koumbala sont rares, de même que les gorges encaissées (Gounda supérieure, Goungou: 7° 27'-28° 04').

Des reliefs ruiniformes lapiazés avec abris-sous-roche (cf. abri de Toulou) s'observent en divers endroits : Mouka, la Koumbala et ses affluents Goumba, Toulou, Tiamotou, Goro... On connaît également des manifestations de type pseudo-karstique : vallées sèches (cf. 8° 02'-21° 10' ou 7° 04'-22° 49'), avens (8° 04'-21° 09' 30", 7° 15'-22° 23' 20", 8° 04'-22° 13' 30"). Dans ce secteur, MODAT (1912) évoque « de vastes marmites de plus de 20 m d'ouverture. Le sous-sol affouillé par les eaux forme de petites cavernes s'ouvrant dans tous les sens autour de cet énorme entonnoir ». Des pertes et résurgences ont été repérées telles celles de l'Aliou (8° 28' 30"-22° 59' 20"), de la Koundou (6° 23'-22° 29' 20"). Malheureusement pour le tourisme, ces curiosités restent très difficiles d'accès, surtout dans les secteurs désertés tel l'escarpement ruiniforme du Kaga Léga (727 m - 8° 22'-22° 54') signalé par MODAT (1912), « la roche découpée par ces gorges étroites forme tantôt des cirques dont les assises de grès constituent les gradins et tantôt des monolithes immenses creusés intérieurement de cavernes... un bloc isolé de couleur rougeâtre percé de part en part par une grotte capable d'abriter une tribu entière... vaste salle circulaire de plus de 60 mètres de diamètre... A droite et à gauche, se dressent les falaises rougeâtres qui émergent brusquement dans un à-pic impressionnant de 50-60 mètres... »

## 6. Modelés et sols

Le voyageur traversant le plateau gréseux note avant tout la monotonie du paysage (les interfluves peuvent s'allonger sur une dizaine de kilomètres transversalement, beaucoup plus longitudinalement), la rareté relative des affleurements gréseux, la texture sableuse des sols révélée par la fragilité des

pistes qui se ravinent fortement aux débouchés sur les vallons, leur couleur rouge repérable sur les multiples termitières cathédrales hautes de plusieurs mètres.

Les interfluves polyconvexes portent des savanes boisées médio-soudanaises à *Isberlinia-Monotes-Uapaca*, parsemées de bambousaies sur les deux tiers septentrionaux et des savanes soudano-guinéennes avec *Prosopis africana* sur le tiers méridional. Ils conservent des **témoins en voie d'accroissement des forêts denses semi-humides uniques en Afrique**. On peut supposer qu'ils n'ont pas été défrichés en raison de l'éloignement des points d'eau sur les interfluves. Ce milieu fragile devrait être protégé ; d'ailleurs les sols ferrallitiques appauvris psammitiques sont de faible valeur. Des niveaux de sources jalonnent les bordures de vallées peu incisées, à fond plat, recouvertes de prairies herbeuses mal drainées « indiquant que dans le sous-sol le granite n'est pas loin » selon MODAT (1912). Ce soubassement imperméable traduit seulement l'extension des intercalations d'argilites ou plus simplement de grès ferruginisés en carapace ou cuirasse. L'érosion est très insuffisante pour traverser le plateau gréseux.

Comparativement au socle qui l'encadre, la remontée vers le nord d'une végétation plus humide sur le plateau gréseux confirme que **ce milieu, en grande partie perméable, reste relativement humide**. Ses vallons sont constitués de rétrécissements rocheux au cours torrentiel et d'évasements remblayés de colluvions-alluvions beiges, sableuses et marécageuses. Le sous-écoulement est important **mais la nappe phréatique n'est jamais très profonde**, le plateau gréseux constitue un des trois grands **réservoirs hydro-géologiques** du pays.

## 7. Cuirassement

### 1. Morphoscopie et composition

Sur ce plateau gréseux « à mince manteau d'altérites » selon M. MAINGUET (1972), **le cuirassement ferrugineux est plus largement répandu** qu'un transect par les pistes sableuses ne le laisse supposer. Entre deux niveaux de grès, F. DELANY (1959) signale des signes d'érosion, de même B. BESOLES et R. DELAFOSSE (1958) des niveaux latéritiques fossiles formant des surfaces irrégulières, ce qui laisserait supposer que la sédimentation n'a pas été continue. Les phénomènes pédologiques auraient pu agir à l'occasion d'émersions entre deux épisodes fluviatiles.

Les cuirasses sur grès fournissent un bon exemple de **formation autochtone des cuirasses aux dépens de la roche sous-jacente**. Partant de grès fins siliceux, de composition moyenne 85 à 97 %  $\text{SiO}_2$ , 2 à 5 %  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , 0,5 à 4 %  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , on observe en surface une imprégnation ferrugineuse du grès. Le niveau supérieur « grès ferruginisé » des géologues, avec près de 35 %  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  résulte de transformations pédologiques. Or selon M. MAINGUET, la porosité étant de 15 % et la densité du fer double de celle du grès, le pourcentage du fer logeable dans les pores serait d'environ 30 %. Il peut y avoir en outre dissolution de la silice.

La cuirasse gréseuse reproduit l'aspect de la roche, elle est pseudomorphique. Les mêmes grains de quartz s'y retrouvent mais fissurés, éclatés, ils sont dits « cariés ». Les cuirasses gréseuses peuvent reposer directement sur les grès sans altérites ou lithomarges intermédiaires comme sur le socle.

Poreux ou vacuolaires ces **grès ferrugineux renferment en moyenne 25 % de résidu quartzeux, 30 % de kaolinite, autant de goethite avec un peu d'hématite ou d'alumine libre.**

Le fer peut provenir, selon F. DELANY (1959), de « l'association normale des argilites avec la latérite des plateaux présumée tertiaire », les argilites pouvant renfermer 40 % de fer. Certaines cuirasses sont certainement récentes ; cet auteur signale « des outils préhistoriques dans la dalle de latérites de la Yangougouda... »

Les cuirasses conglomératiques à galets constituent un autre exemple de cuirasse autochtone. On les observe sur la bordure nord du plateau ainsi que sur le pourtour de l'escarpement. La composition moyenne en est de 51 % de résidu, 19 % de kaolinite et de goethite avec 5 % d'hématite et de simples traces d'alumine libre. Gravier et galets, parfaitement arrondis, atteignent couramment la taille d'un œuf de pigeon.

## 2. Types de cuirassement

Sur 35 échantillons analysés, l'un remarquable pour le Centrafrique (XB11) s'est constitué par accumulation relative sur un site exceptionnel (870 m - 8° 39'-20° 07') : lambeau gréseux perché sur le massif quartzitique de Bangbali à 400 m au-dessus de la plaine tchadienne. C'est une cuirasse à pisolithes rouge clair (2,5 YR 6/6), avec quelques fragments de roche brun foncé (2,5 YR 3/4) ou rouge foncé (7,5 YR 3/6) avec cortex ocre rouge (5 YR 4/6) dans une matrice claire rosée (5 YR 7/4) ou brun très pâle (10 YR 7/9). L'analyse triacide donne : 60,0 %  $Al_2O_3$ , 26,4 % perte au feu, 6,0 %  $Fe_2O_3$ , 2,75 %  $TiO_2$ , 2,55 %  $SiO_2$ . L'analyse minéralogique indique **40 % de gibbsite, 30 % de boehmite (AlOOH)**, 19 % d'hématite et 11 % de goethite. C'est **la seule cuirasse centrafricaine véritablement bauxitique.**

Un autre échantillon a été qualifié de « mixte » avec 30 % de gibbsite et autant d'hématite, quatre d'« intermédiaires », scoriacés ou lobés, à hématite surtout et très peu de quartz. Les cuirasses « très haut glacis » renferment de la gibbsite secondaire à côté d'hématite (23 %), goethite (20 %) et quartz (14 %). Restent les cuirasses banales, type « haut-glacis », pseudomorphiques ou bréchiques, rouges (2,5 YR 3/6) à jaunes (10 YR 6/6). A côté de kaolinite (33 %), elles renferment de la goethite (27 %) et du résidu quartzeux (23 %).

Leur altitude moyenne est de 690 m mais **les cuirasses anciennes ont été rencontrées sur les bordures affaissées** nord-ouest et sud du plateau gréseux tandis que le « **type-haut-glacis** » **l'était sur l'interfluve Congo-Tchad** : centre et bordure orientale. Ainsi **les cuirasses les plus récentes s'observent sur les secteurs surélevés par basculement du relief**. Le plateau gréseux n'est surmonté que de quelques mètres au plus par de rares buttes cuirassées telles celles de Zoukoutouniala (675 m - 8° 35'-20° 37') ou de Poto-poto (870 m - 8° 38'-22° 37'). Le niveau de grès ferruginisé fossilise au moins partiellement l'ancienne surface sommitale du plateau gréseux ; il s'agit donc, au moins localement, d'une **surface structurale**. Son extension a pu être sous-estimée ; ainsi l'étude de la séquence de Ngui (cf. fig. 18 *in* Y. BOULVERT, 1983a) révèle que sous un mince revêtement sableux, l'interfluve est occupé par une cuirasse demantelée, délicate à déceler en photo-interprétation.

### 3. Modelé cuirassé

L'essentiel de l'induration du plateau d'Ouadda est représenté par ces interfluves de grès ferruginisé. A la suite d'une tournée commune, M. MAINGUET (1975) s'est surtout intéressée au cuirassement secondaire de versant : lakéré, cuirasses de ressuyage du manteau, cuirasses de sources. On peut y rattacher les très curieuses cuirasses curvilignes en croissant, à disposition pseudo-structurale, dites sur « joints de stratification », fréquentes sur la bordure orientale du plateau (bassin de la Koumou). Ces cuirasses ne sont pas des repères stratigraphiques ; non jointives, elles soulignent des bancs rocheux. On y observe (cf. OuADda 13 : 8° 14'-22° 59' 30") sur une pente relativement accusée (8 %) un pavage d'éboulis de cuirasses.

Après la description du plateau homologue de Gadzi-Carnot, une comparaison sera esquissée entre ces deux ensembles.

## PLATEAU GRÉSEUX DE GADZI-CARNOT

### 1. Identification - Limites

Le plateau gréseux de Gadzi-Carnot s'étend sur près de 42 400 km<sup>2</sup> au sud-ouest centrafricain; avec son prolongement congolais il doit approcher de 50 000 km<sup>2</sup>. A l'appellation géologique de « grès de Carnot » (sous préfecture nichée dans la vallée de la Mambéré), il nous a semblé préférable pour une description morphologique d'évoquer le plateau de Gadzi (localité plus centrale, située sur interfluve). Cet ensemble se présente en de larges interfluves multiconvexes dont la courbe enveloppe évoque un plan légèrement incliné vers le sud-est et le bassin congolais. Le plateau lui-même culmine au nord de Baoro à la cote 1 040 (5° 51'-15° 57') mais, à proximité de Bouar, une butte-témoin (1 044 m - 5° 53'-15° 39' 30") est légèrement plus élevée. Par le seuil de Wen-Kolo (955 m - 5° 57'-15° 49' 30"), il se raccorde pratiquement au plateau voisin de Bouar (cf. IX.5). Il s'abaisse progressivement à 7-800 m vers Gadzi, 5-600 m sur la frontière congolaise, jusqu'à 400-350 m dans la cuvette.

Dans une note sur « la perception de l'ensemble gréseux », (Y. BOULVERT, 1983c), nous avons relevé que les premiers explorateurs avaient noté quelques caractères du modelé sans identifier la nature du matériau. En 1896, la première dénomination en grès par le docteur HERR, confirmée pourtant par le géologue M. BARRAT, fut oubliée. E. LOIR (1913-1918) n'évoque des grès horizontaux permo-triassiques que vers le 4<sup>e</sup> parallèle. E. ASSELBERGHS (1934) pressent « l'extension du système du Karroo dans la région de Carnot ». La première étude d'ensemble des grès est due à V. BABET (1935-1948). Dressant des coupes interprétatives, il en apprécie l'épaisseur à 300 m, ce que nous avons pu confirmer pour d'autres coupes (cf. fig. 26-27-28 in Y. BOULVERT, 1982c). Ces dernières années, C. CENSIER (1985-1989) en a réalisé une étude approfondie à partir des minéraux lourds.

Le prolongement congolais du plateau gréseux n'a donné lieu à aucune étude. Pour E. ASSELBERGHS (1934) « les grès de Carnot ne forment pas un massif isolé mais ils sont en continuité avec le massif de Libenge ». Certes des **équivalents de ces grès** s'observent sur le pourtour zaïrois du bassin, au sud d'une ligne voisine de 3° 30' : Libenge, Gemena, Businga. Ils y sont datés de l'Albien-Aptien (P.M. THIBAUT, 1983) mais **ne nous semblent pas en continuité avec le plateau de Gadzi** dont ils apparaissent séparés par des formations carbonatées du socle sur la rive droite de l'Oubangui. En accord avec ce qu'avaient pressenti G. BERTHOUMIEUX et F. DELANY (1957) mais contrairement à ce qu'indique la carte de J.L. MESTRAUD (1964), **les basses vallées** de la Mbaere et du Bodingué ne reposent pas sur le socle ; elles sont **ennoyées par des colluvions et alluvions sableuses** jusqu'au confluent avec la Lobaye, souligné par une terrasse à galets. Il semble qu'il en soit de même au Congo où les **colluvions dérivant du plateau gréseux s'annoient progressivement sous les alluvions récentes de la cuvette congolaise**.

Grossièrement rectangulaire, le plateau gréseux de Gadzi-Carnot peut être délimité au nord-ouest par une ligne Bouar-Abba et de part et d'autre par deux lignes parallèles : Yaloké-Boda et Berbérati-Nola. Contrairement au plateau d'Ouadda, il n'est pas massif mais déchiqueté : des rivières l'ayant entaillé sur les bordures : Mambéré, Nana, Boumbé I et même au centre : Lobaye avec ses affluents Toubaye et Baye.

## 2. Caractérisation botanique et pédologique - Photo-morphologie

Suivant la couverture végétale (Y. BOULVERT, 1986a), le plateau de Gadzi se rattache à deux districts : au sud de 4° 30' celui de la forêt dense semi-caducifoliée, non secondarisée en raison de l'impossibilité d'implanter des villages, faute d'eau sur les interfluves gréseux. Au nord, le district de savanes soudano-guinéennes sur grès est à base de *Lophira lanceolata*, *Burkea africana*, *Daniellia oliveri* avec un sous-bois à *Loudetia arundinacea* et *Pteridium aquilinum* (la fougère aigle !). Il se caractérise par son homogénéité, l'**absence** de forêts denses semi-humides mais aussi **de certaines espèces** (*Anogeissus leiocarpus*, *Grewia mollis*) communes sur le socle environnant.

C'est là un critère de distinction de même que pour les sols, **la rareté des nodules ferrugineux**, d'où la difficulté de « recharger » les routes sur sables gréseux; ce sont des sols ferrallitiques appauvris psammitiques, cf. « grande série de Koursou (Y. BOULVERT, 1983a). L'établissement des cartes morphologiques à 1/200 000 s'était appuyé sur ces subtiles variations de teintes de grès correspondant à ces variations de sols et de couvert végétal pour tracer les bornes du matériau gréseux. Cette méthode a ses limites : sur pente notable les colluvions gréseuses peuvent recouvrir la bordure géologique et la fausser quelque peu ; une ligne de sources la souligne souvent. Surtout la limite est difficile à apprécier sous couvert de forêt dense et lorsque les matériaux sont voisins, tels les quartzites précambriens. Ce travail avait permis de **préciser l'interprétation photo-géologique** de M. LAFAGE pour la carte de J.L. MESTRAUD (1964). Cet auteur avait eu tendance à confondre corniche gréseuse et limite grès-socle, souvent située plus bas dans les incisions des vallées : Lobaye, Toubaye.

C. CENSIER (1989) a privilégié la méthode géométrique : partant des joints de contact grès-socle dans les rivières, il a extrapolé cette limite aux versants en supposant une pente régulière à la couverture gréseuse. Mais **pourquoi la surface de contact ne présenterait-elle pas d'irrégularités ?** Ainsi N. DONNET (1978) observe ce contact à 760 m dans la rivière Wala et 600 m dans la Mangué, située à 6 km (5° 23'-16° 47'). Plus frappant dans la vallée de Kinlé (5° 34'-16° 33') le contact passe de 700 à 610 m soit une dénivelée de 90 m sur 600 m. La « vérité-terrain » se trouve quelque part entre ces deux interprétations mais ramenées à l'échelle du 1/1 000 000 les divergences d'interprétation deviennent souvent négligeables.

## 3. Allure du contact grès-socle

En 1983, nous avons tenté de reconstituer l'allure du contact grès-socle en confrontant les interprétations photo-morphologiques avec les cartes topographiques IGN à 1/200 000. En suivant l'altitude du contact sur tout le pour-

tour du plateau gréseux sans oublier les intercalations des vallées, on voit que la courbe 500 m, partant du nord de Carnot, se retrouve à l'est tout au long de la vallée de la Lobaye ainsi qu'à l'ouest près de Berbérati jusqu'au sud de Nola. De même la courbe 450, partant du nord de Bayanga, remonte depuis Bania sous la Mambéré jusqu'à proximité de Carnot, où le contact s'établit vers 455 m ; on la retrouve à l'est dans la basse vallée de la Lobaye. Progressivement les courbes enveloppes s'élèvent vers le nord-ouest et le nord-est, la courbe 750 se rencontre ainsi près de Yaloké et à l'est d'Amada Gaza aussi bien qu'à Baoro. Par contre, la courbe 1 000 m ne s'observe qu'au sud-est de Bouar à 100 km de Carnot, ce qui correspond à une remontée moyenne de 0,5 % du contact depuis ce site. Ainsi **topographiquement les formations gréseuses apparaissent comme un appendice du bassin congolais et non comme une cuvette fermée.**

En 1983, comparant cette carte à celle des gisements de diamants, nous notions que « ceux-ci se localisaient pour la plupart au-dessous de la cote 550, plutôt sur la bordure occidentale de la cuvette ». Selon G. BERTHOUMIEUX et F. DELANY (1957), « le pendage de la stratification entrecroisée qui est localement très bien marqué dans les arkoses, indique une origine sud de la sédimentation. Ceci est confirmé par le pendage des arkoses vers le nord ». Inversement selon J.L. MESTRAUD (1982), « il est assez tentant d'imaginer une alimentation fluvio-lacustre périphérique, la provenance sud-est étant la plus limitée ».

Nous interprétons la remontée des altitudes du contact grès-socle comme une conséquence du soulèvement éocène des plateaux de Bouar-Baboua entre les fossés d'effondrement de la Mbéré et de Bozoum (cf. IX). **Tout comme ceux de Mouka, les grès de Carnot apparaissent comme une gouttière** charriant les dépôts en provenance du craton congolais vers une « anté dépression » tchadienne. Aucun lambeau témoin du prolongement N-NW de cette gouttière n'a été retrouvé sur le plateau granitique de Bouar-Baboua mais des bassins crétacés subsistent au Nord-Cameroun.

**La base de cette gouttière se situe en moyenne à 200 m de profondeur sous les interfluves** de la partie centrale du plateau de Gadzi. Elle ne peut atteindre 300 m au plus qu'au niveau de l'interfluve entre Lobaye et Nana sous les cotes 850 à 879 (cf. forêt de Pi : 5° 10'-16° 10'), le contact se situant alors vers 600-550 m. Faute de forage, il serait illusoire d'espérer plus de précisions ; en effet selon G. BERTHOUMIEUX « le relief du soubassement est bosselé et l'on observe de brusques dénivellations dans la surface de discordance. » Après une étude approfondie, C. CENSIER (1989) confirme une « origine très probablement méridionale, ayant subi une très longue histoire géologique dans l'espace et/ou dans le temps ».

#### 4. Formation fluvio-glaciaire

Cet auteur s'est consacré particulièrement à l'étude de la série fluvio-glaciaire inférieure, repérée dans certains vallons. Son importance, minime pour la géomorphologie, est notable pour la géologie et la paléoclimatologie centrafricaines. C'est la seule formation paléozoïque identifiée en Centrafrique. Elle renferme des argillites (avec des nodules de calcaires impurs) et de tillites. Les essais de mesures géophysiques électriques (P. LOUIS, 1960) dans le bassin de la Ngolé (l'épaisseur de grès y est inférieure à 200 m), n'ont pas permis de déterminer avec précision le contact argillite-socle mais seulement

grès-argilite. Les **très fortes dénivelées de la surface topographique post-fluvio-glaciaire sont la preuve qu'une érosion intense** s'est exercée avant la sédimentation fluviale.

Faute de fossiles, l'âge exact de cette formation reste inconnu. Selon J. FABRE (1987), l'actuel territoire centrafricain est inclus à l'intérieur de l'aire des calottes glaciaires Ordovicien terminal-début Silurien. Il est également compris à l'intérieur de la limite d'extension des glaciers de Dwyka au Carbonifère terminal-Permien inférieur.

## 5. Formation fluviale. Problème des sables de Bambio

Au-dessus de cette série fluvio-glaciaire, F. DELANY et J. DELORME (1956) décrivent une série gréseuse « fluvio-lacustre » constituée d'une série inférieure d'arkoses et de conglomérats à grands galets roulés (à mettre en relation avec la fonte des glaces) avec des intercalations d'argiles. La série supérieure est constituée de grès fins à moyens, blancs, ocre, à stratifications obliques et lits de galets. Les grains de quartz apparaissent tachetés, arrondis, usés par un long transport. Au-dessus, ces auteurs signalent des grès ferrugineux supérieurs.

J.L. MESTRAUD (1982) écrit « tous les plateaux de la région de Bambio sont formés de sables et limons sableux de teinte beige, qui, tout au moins partiellement, ont une origine éolienne probable ». Cet auteur rattache ces sables aux « grès violacés ferrugineux » de V. BABET (1948); ils « recouvrent une ancienne surface post-Kwango ». Ce serait l'équivalent, à caractères désertiques marqués, des grès ferrugineux du Continental Terminal et de la série congolaise des plateaux Batéké.

Lors d'une première révision de la carte géologique de RCA (Y. BOULVERT, 1975), nous avons essayé de déterminer la courbe enveloppe possible de ces sables de couverture en traçant la limite morphologique des interfluves, repérée à partir des changements de pentes, notamment au-dessus des alvéoles et cirques d'érosion des vallons. Puis par examens pédologiques, nous avons recherché ce qui pouvait différencier les « sables de Bambio », de ceux de Carnot. Les sables grossiers y sont légèrement plus abondants (73 contre 60 %), contrairement aux sables fins (15 contre 20 %). Ils renferment peu d'argile (10 contre 15%) et encore moins de limon (2 contre 5 %). Les pH y sont encore plus acides. Ces caractéristiques, de même que la décoloration accentuée de ces sols, paraissent en relation avec le couvert forestier dense. Nous n'avons **pas relevé de différence de substrat**.

Avec A.M. AUBRY et *al.* (1980), nous avons essayé un traitement cartographique assisté par ordinateur de ces données. **L'influence du couvert végétal** se fait sentir par sa nature et son état de dégradation. Le taux de saturation apparaît relié à la pluviométrie moyenne annuelle. Aucune coupe tranchée ne révèle deux matériaux différents. Nos échantillons ont également bénéficié d'analyses sédimentologiques et morphoscopiques (M. DELAUNE, 1976) : « les sols sur ces grès sont très riches en sables (plus de 60 %). Les courbes granulométriques et les courbes de fréquence ne montrent pas de différences typiques. Les courbes de fréquence mettent bien en évidence des phénomènes d'éolisation mais ceux-ci ne sont pas plus nets dans les grès de Bambio... La seule différence est que les grès de Bambio sont plus émoussés, l'usure des sables aurait été plus prolongée sans que

cela affecte l'allure de la courbe granulométrique ». **Il y aurait eu remaniement partiel d'un même stock sédimentaire au cours d'une période aride.** Il nous paraît ainsi impossible de distinguer deux ères géologiques dans des formations aussi peu différenciables sur le terrain; **les plateaux gréseux de Gadzi-Carnot ne constituent qu'un seul ensemble.**

## 6. Induration sur le plateau gréseux de Gadzi

Sous-estimée sur le plateau gréseux d'Ouadda, l'importance du cuirassement demeure très réduite sur celui de Gadzi. On observe ces cuirasses sur le pourtour du plateau et en bordure des entailles de vallées. La bordure nord orientale, au nord de 4° 50', donc en zone de savanes, est dominée par un ensemble de « **monolithes gréseux** », **tous recensés** sur les cartes morpho-pédologiques à 1/200 000. Ils sont soit nus comme, près de la Topia, ceux de Gbakala, Belépési, Bélédélé, soit protégés de l'érosion par une cuirasse démantelée, cf. mont Basem (775 m - 4° 57' 30" - 16° 06'). Quelques ensembles résistants subsistent en sommet d'interfluve ; le plus remarquable est celui des buttes de Gontikiri (ex fig. 34).

Sur la vingtaine d'échantillons de cuirasses analysées sur ce plateau, aucun ne s'est révélé chimiquement bauxitique, même le type parfaitement pisolithique de la butte de Boane (cf. Fig. 23, page suivante) avec de remarquables enveloppes concentriques claires (10 YR 6/8) dans une matrice violacée (7,5 à 10 R 3/4 à 6). L'analyse y révèle de l'hématite importante à côté de goethite mais pas de gibbsite. **Les cuirasses anciennes**, le plus souvent « intermédiaires » ont été observées, entre 770 et 820 m, **à l'intérieur d'un quadrilatère central** limité par Amada Gaza-Tédoa et Berbérati-Yaloké. Ce sont les **seuls témoins de l'ancienne surface structurale des grès de Carnot.**

Il est à noter que **les cuirasses plus récentes** (types haut-glacis) **s'observent plutôt à la périphérie du plateau notamment sur le rebord nord soulevé** (ce qui explique leur altitude moyenne plus élevée : 830 m). Souvent pseudomorphiques, aux couleurs bariolées (rouge 2,5 YR 4/6, ocre 5 YR 5/6 ou jaune 10 YR 6/8), ces cuirasses renferment de notables quantités de résidus quartzeux (20 %) et de goethite (25 %). Les affleurements de cuirasses disparaissent au sud de 4° 20', le couvert forestier ayant remplacé la savane.

## 7. Formes de relief. Pseudo-karst. Potentialités hydrauliques

Au milieu de ces interfluves polyconvexes, **certaines vallées sont profondément incisées jusqu'au socle**, une corniche gréseuse soulignant l'entaille, au-dessus de laquelle d'autres vallées peu incisées demeurent suspendues. **Le drainage est en général convenablement assuré**, à l'exception des vallées alluviales engorgées Mbaéré-Bodingué. Quelques vallées sèches (cf. 3° 11' 30" - 16° 32') témoignent d'épisodes anciens plus humides.

**Des cirques d'érosion** encadrent fréquemment sources et têtes de marigot (cf. cirque triple de la Lika : 4° 32' - 16° 32'), aussi bien en savane qu'en forêt (cf. 3° 55' - 17° 15' : rive nord de la Mbaéré). En secteur forestier, à l'est de Nola, des savanes incluses entourent assez souvent ces cirques d'érosion

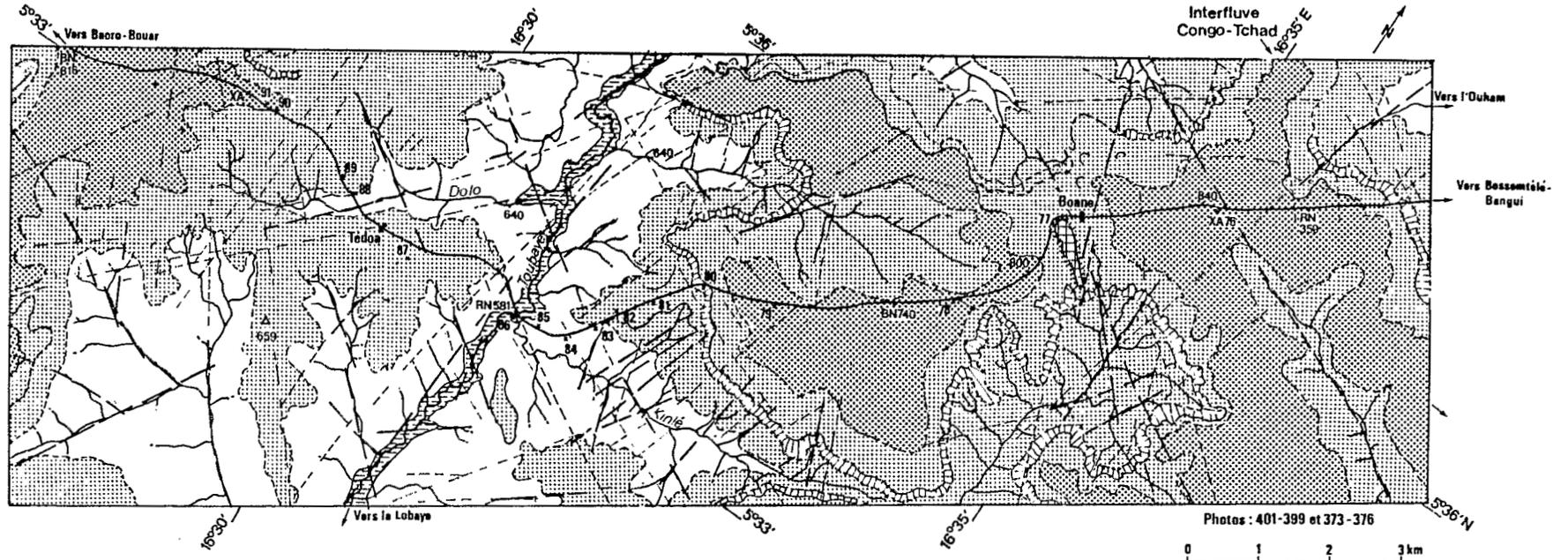
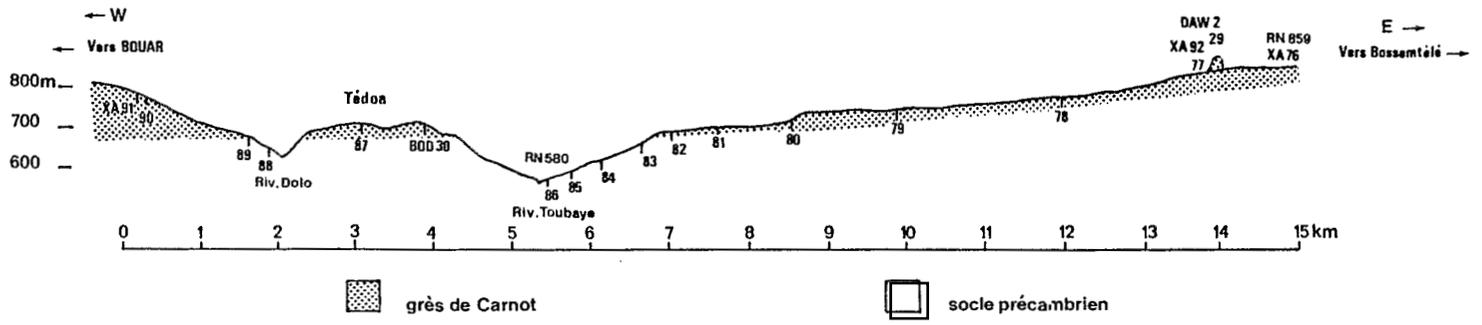


Figure 23. Entaille du plateau gréseux par la Toubaye autour de Tédoua



►► **Figure 23**  
Entaille du plateau gréseux par la Toubaye, autour de Tédooa.

Le contact socle-grès peut, se suivre assez aisément le long de l'entaille de la vallée de la Toubaye, traversée près de Tédooa, par la route Bouar-Bangui. Venant de Bouar, le profil de la route s'infléchit à partir du village de Bongota (interfluve sableux culminant à 816 m). Deux kilomètres plus loin, la route recoupe une cuirasse (XA 91) et un banc de grès altérés (XA 90). A quelques mètres, une dalle gréseuse surplombe la vallée (pendage 7 % vers l'intérieur, très belle stratification oblique, certains lits plus grossiers renferment de fins galets).

Après un replat, la pente s'accroît à nouveau : incision du marigot Dôlo : le profil XA 89 vers 660 m est un profil de sol ferrallitique remanié rouge sur socle ; plus argileux, il renferme des nodules ferrugineux et, des débris de roches violacées à paillettes micacées (migmatites). A noter que, bien que situé un peu plus bas, le profil XA 88 est creusé dans des colluvions sableuses dérivant du grès, ce qui montre la difficulté de préciser le contact socle-grès sur le terrain. La route remonte ensuite sur un replat avancé du plateau gréseux. Sa résistance à l'érosion s'explique par l'abondance de gravillons et débris gréseux (profil XA 87 : faciès « grès latérisé, ferruginisé »). Dans une carrière à gravillons de revêtement routier, la cuirasse BOD 30, cote 680, type « haut-glacis », finement vacuolaire à nombreux petits grains de quartz est encore peu ferrugineuse (18,5 % d'oxydes ferriques : goéthite plus qu'hématite), la kaolinite prédomine largement. L'entaille et le contact socle-grès se situent juste en dessous.

Près du pont sur la Toubaye, cote 581, dans laquelle affleurent des amphibolites, le profil XA 86 présente des signes d'hydromorphie à 1 m de profondeur : lit majeur engorgé. Au niveau 600 m, le profil XA 85 est un sol jeune pénévoluté (structure polyédrique bien développée, aspect fendillé de surface) sur altération jaunâtre puis amphibolite litée, verdâtre. Au niveau 640, le profil XA 84 est un sol beige à mauvais drainage interne sur socle, tandis qu'au niveau 680 m, juste au-dessous du premier ressaut gréseux) le profil XA 83 apparaît bariolé engorgé et remanié : avec de nombreux graviers quartzeux, quelques galets et blocs provenant des grès de Carnot.

Un peu au-dessus du ressaut gréseux, le profil XA 82 renferme également galets et graviers. Après un replat (profil épais sableux XA 81), un nouveau ressaut vers 700 m se prolonge vers le sud par une corniche gréseuse dominant le vallon du Kinlé entaillé dans le socle. Sur l'affleurement gréseux, des petits graviers quartzeux, de quelques millimètres de diamètre, ont été mis en relief par l'érosion. Le profil XA 80 se développe à partir de 63 cm dans le grès altéré pulvérulent ; une certaine stratification est soulignée par des lits rouille. Sur le deuxième replat, les profils XA 79 (740 m) et XA 70 (730 m) sont profonds et sableux, de même que XA 76 (850 m) sur l'interfluve. Entre les deux, la route contourne la butte-témoin cuirassée de Boane (longuement décrite par N. DONNET, 1978, notamment une grotte). Cette butte démantelée est surtout remarquable par sa cuirasse pisolithique (XA 92 et BOD 29).

L'interfluve culmine à 859 m sur la ligne de partage des eaux Congo-Tchad. Juste après Bossempaté, le plateau gréseux se termine en biseau à une cote voisine de 740 m. Dans ce secteur, le contact socle-grès peut se suivre, outre les affleurements géologiques, par la morphologie, l'hydrographie, les sols mais non par la végétation ; en effet la savane classique à *Burkea-Lophira* est mélangée d'espèces des savanes sur socle, la plupart soudano-guinéennes : *Cussonia djalensis*, *Hannoa undulata*, certaines médio-soudanaises : *Isobrinia doka*, *Uapaca togensis*...

et têtes de sources, secteur sensible à l'érosion, d'autant plus si un village s'y installe. Si l'origine de telles savanes est bien paléoclimatique (cf. D. SCHWARTZ et H. de FORESTA, in R. LANFRANCHI et al., 1990), l'influence anthropique aurait au moins empêché leur reforestation.

Outre certains rochers aux formes étranges (en champignons près de Bayanga Didi), les principales curiosités naturelles du plateau gréseux sont dues à de **multiples chutes** : cf. Touboutou (4° 51'-15° 49'), Fégo (4° 53'-15° 16'), Lidingué (4° 48'-16° 35'), Gouzé (4° 54'-15° 30'), Loka (3° 51'-16° 38'), Zengué (3° 38'-16° 38'), Bassabo (3° 32'-16° 25')... sans oublier toutes celles des affluents suspendus au-dessus de la Lobaye. Au travers du plateau gréseux, les incisions peuvent être profondes, elles restent courtes : cf. gorges de la Mboula (4° 26'-16° 30') ou de la Yanga (4° 40'-16° 55'). Exceptionnel en ce milieu, demeure un lac (3° 34'-16° 29'), en raison d'une retenue rocheuse au sud du Bodingué.

Des exemples de **modelé pseudo-karstique** se rencontrent sur le plateau gréseux de Gadzi, cf. grottes de Yamandio (5° 01'-15° 51'), du Gouli (5° 17' 30"-16° 48'), de la source du Minguéré (5° 11' 30"-16° 16' 30"), de Dongé (5° 35'-15° 24'). Par photo-interprétation, on repère quelques avens (cf. 4° 06'-17° 07' ou 4°-17° 05') mais on connaît des ponts naturels tels celui du Gbéli (5° 07'-15° 58' 30"), des pertes suivies de résurgences : Dimo (4° 53'-16° 05'), Bo (4° 55' 30"-16° 47').

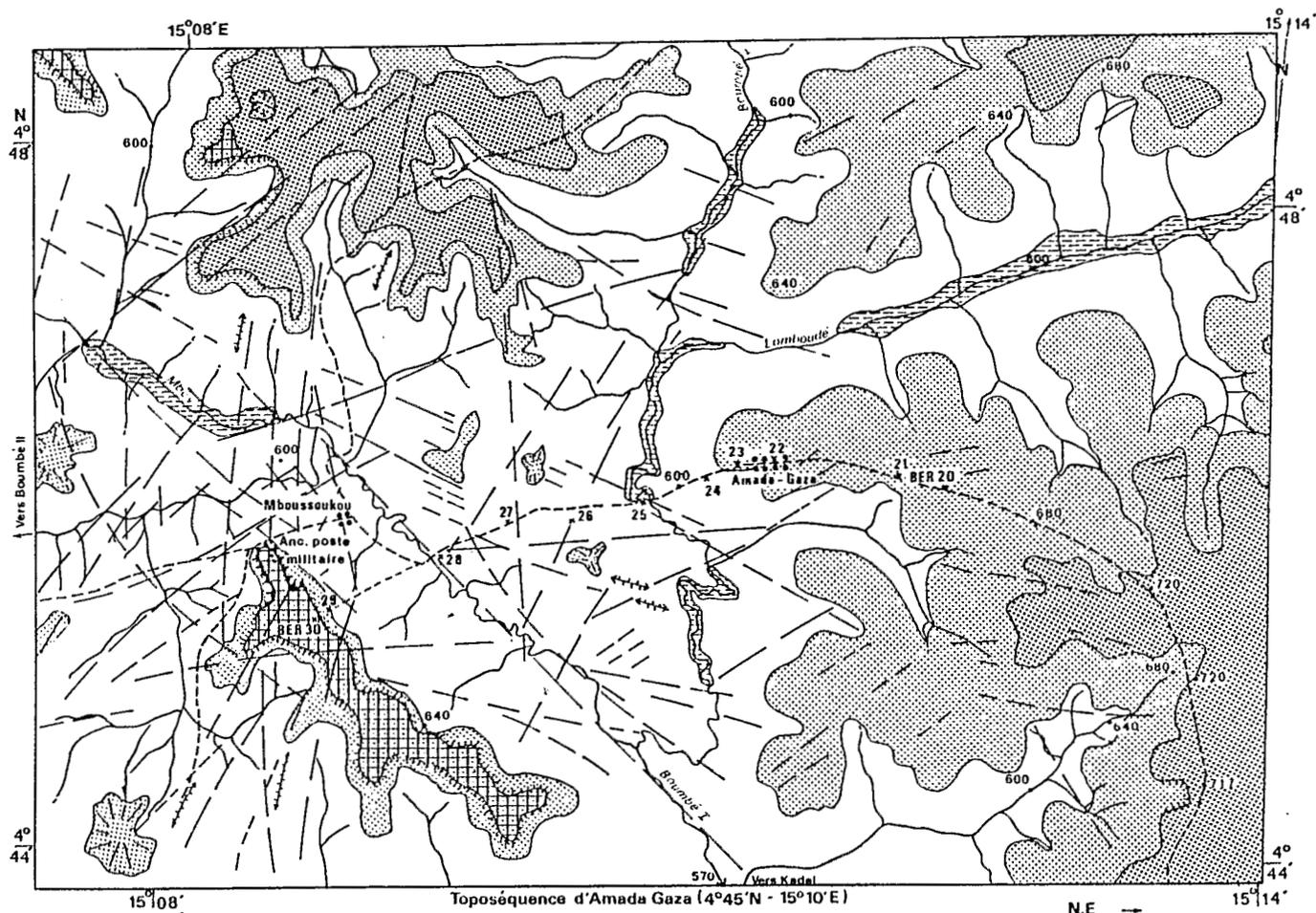
Le plateau sablo-gréseux de Gadzi constitue une sorte d'éponge. M. MAINGUET (1972) a souligné la complexité de l'écoulement souterrain des eaux en milieu gréseux, des niveaux conglomératiques ou plus argileux pouvant occasionner des nappes perchées. Une étude comparée de possibilités hydrauliques de la Lobaye et de la Lim ou Mbali (Y. BOULVERT, 1987a, Annexe 1) a montré que le **plateau gréseux de Gadzi constituait un réservoir hydraulique essentiel pour le pays**.

En raison du tracé parallèle NW-SE des principaux axes de drainage, **les interfluves gréseux peuvent s'allonger sur plusieurs centaines de kilomètres** : 250 km entre Mbaere et Lobaye et même 400 entre Lobaye et Mambéré. On ne manque pas d'être surpris par les **contrastes du modelé entre la partie nord du plateau sous savane et celle méridionale sous forêt**, autour de Bambio. Moins profondément incisées, les vallées atteignent rarement le socle sous forêt. Les formes en creux (entailles, cirques d'érosion...) subsistent mais celles en relief (monolithes, cuirasses...) disparaissent. Sous couvert forestier, **la maille du réseau hydrographique atteint plusieurs kilomètres** et même la trentaine entre Mbaéré et Bodingué.

## 8. Limites du plateau gréseux de Gadzi

### 1. Bordure occidentale

Pour J.P. WOLFF (1962a), la série gréseuse ne dépasse pas 3° 08', au sud en RCA ; pourtant bien que peu distinct sous forêt dense, le rebord du plateau gréseux a été suivi en



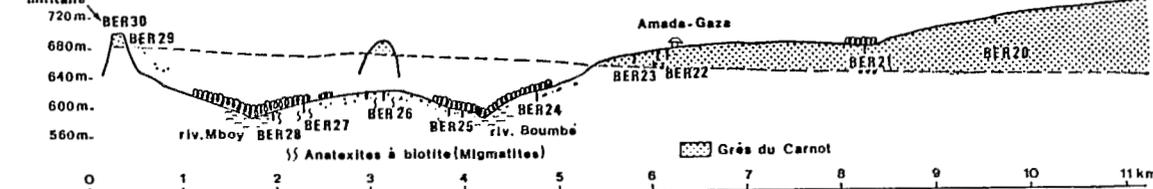
SW

Résidus dégradés de forêt vallicole humide à *Uapaca guineensis* avec *Musanga cecropioides* (parasolier), *Myrianthus arboreus* ou savane péruinéenne à *Albizia zygia*, *Terminalia glaucescens* de type occidental à *Cussonia djalonensis*.

Jachère à *Imperata cylindrica*.

Savane soudano guinéenne à *Burkea africana* et *Lophira lanceolata* avec *Terminalia glaucescens*, *Maprounea africana*, *Daniellia oliveri*.

Ancien poste militaire



0 1 2 km

► **Figure 24**  
Bordure occidentale du plateau gréseux à Amada-Gaza (4° 46' 30"-15° 12').

La vallée structurale de la Boumbé I, coulant sur migmatite en empruntant des directions de fracturation, marque la limite occidentale du plateau gréseux de Gadzi. Le contact socle-grès se situe vers 630-650 m, les affluents de la rive gauche de la Boumbé I, incisent le plateau et occasionnent une limite d'aspect très contournée. Les interfluves de la rive droite sont surmontés de nombreux lambeaux témoins gréseux, la plupart très découpés à versants abrupts, certains protégés de l'érosion par une cuirasse. Le contact socle-grès atteint 680 m et même 700 m près du 15° méridien est. On relève le contraste entre le plateau gréseux à sols sableux très perméables, réseau hydrographique lâche, végétation soudano-guinéenne de savanes à *Burkea africana*, *Lophira lanceolata* et sous-bois de fougères : *Pteridium aquilinum*, avec le milieu frais et même humide sur socle à sols plus argileux et nodules ferrugineux, sur embréchites. L'ancienne forêt vallicole dense humide avec *Uapaca guineensis* apparaît comme une forêt lisière en voie de dégradation avec *Myrianthus arboreus*, *Musanga cecropioides*. Elle fait place à une savane péri-guinéenne à *Albizia zygia* et *Terminalia glaucescens*. Les directions de fracturation qui commandent la distribution du réseau hydrographique sont nombreuses et faciles à repérer sur socle. Elles disparaissent rapidement sur le plateau gréseux. La toposéquence d'Amada Gaza a été représentée et décrite : fig. 15 - Notice 100 (avec une erreur pour l'échelle des hauteurs). Le profil BER 21 de cette séquence y a été reconnu comme type des sols du plateau gréseux.

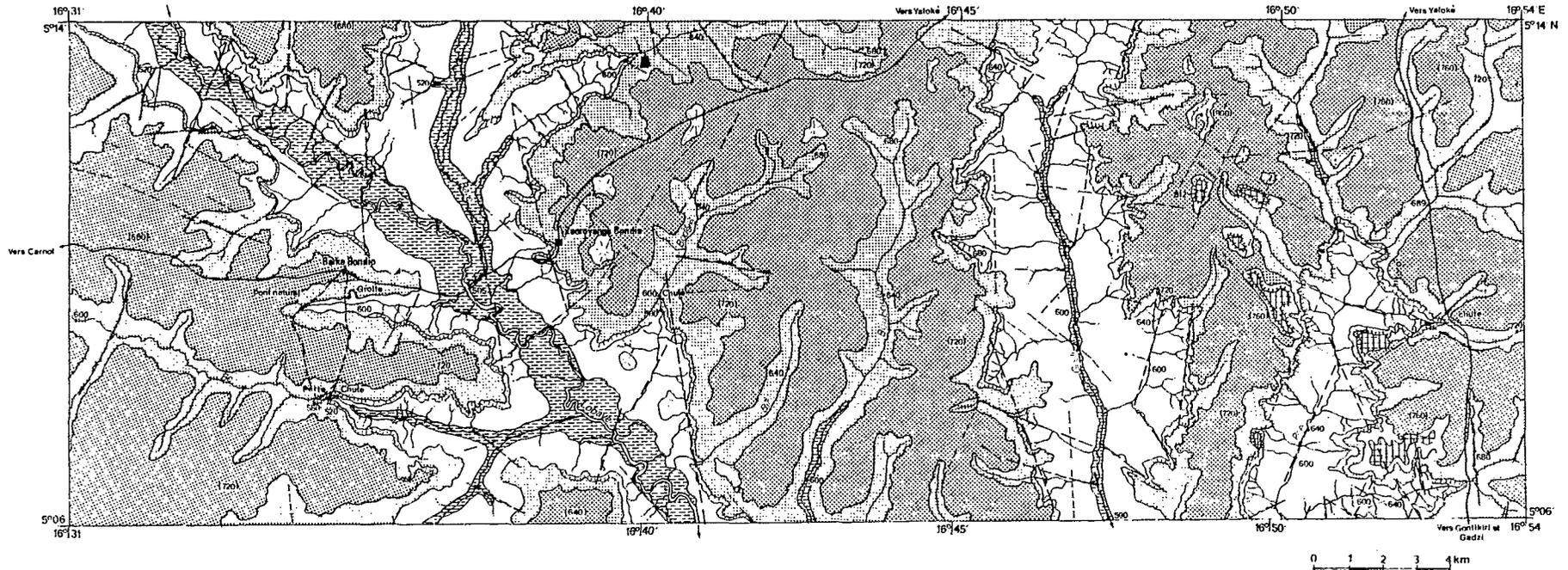
photo-interprétation jusqu'à 2° 28' (16° 20') ; au-delà il se prolonge au Congo. De larges interfluves sableux, observés sur la rive gauche de la Sangha, entre Bayanga et Lidjombo (2° 42'-16° 06') semblent correspondre à des colluvions de démantèlement de ce matériau.

De 3 à 4° N, l'escarpement gréseux surmonte entre 520 et 560 m, les arêtes quartzitiques de la série de Nola. Les sols sableux sont similaires, seul le modelé, plus accusé sur quartzites avec dégagement d'échines rocheuses, permet de différencier ces formations. L'escarpement d'abord éloigné de 20 km de la Sangha, au sud des chutes de la Yobé (480 m - 3° 21'-16° 25') s'en approche à moins de 3 km au nord de Salo avant de contourner les petits bassins de la Lopo (diamantifère : 3° 34'-16° 10') et de la Ouédo-Mangala (sur fluvioglacière : 3° 51'-16° 17'). Des lambeaux témoins du plateau subsistent : haut-bassin Elémou (3° 54'-16° 10'), de même Nzéri (4° 04'-16° 41'). A ce niveau, près de la vallée marécageuse du Batouri, la transition entre plateaux et versants colluvionnés est à peine sensible. Près de Bouforo (4° 19'-15° 28'), le contact grès-socle s'effectue ainsi : un interfluve rouge, sableux sous savane à *Burkea-Lophira* fait place à 650 m à une cuirasse conglomératique (conglomérat de base) puis à des sols jeunes d'érosion, quartzeux et à une cuirasse démantelée sur socle entre 620 et 600 m.

De 4° 20' à 5° N, le plateau gréseux surplombe la rive gauche de la Boumbé I, la transition grès-socle reste progressive (cf. Fig. 24). A l'ouest de cette vallée, **on retrouve jusqu'au 15° méridien E de multiples lambeaux gréseux**, les uns très réduits, d'autres allongés sur plus de 30 km mais de formes toujours contournées. La plupart sont sableux, certains indurés.

Au nord de 4° 58', l'escarpement gréseux devient plus aisément perceptible. Son orientation générale passe de S-N à W-E, tandis qu'il domine la vallée sur embréchites de la Mambéré. Ce n'est qu'à proximité de Carnot, non loin de son confluent avec la Nana, que la Mambéré pénètre sur un poudingue rougeâtre, cote 455 à la base de la formation ; l'escarpement (cf. fig. 7 in V. BABET, 1948) atteint ici 200 m. De là, il domine la vallée Nana-Paya jusqu'à proximité de Bouar. A ce niveau, la Lobaye incise sa vallée vers le sud-est et Baoro. L'épaisseur du grès devient inférieure à 100 m avec un contact grès-socle vers 760 m. En aval (entre 5° 37'-16° 02' et 5° 32'-16° 06') la Lobaye paraît couler sur grès selon G. et J. GÉRARD (1953a), contrairement à la photo-interprétation de M. LAFAGE. Déjà signalés à l'ouest de la Boumbé I, les lambeaux gréseux se prolongent vers le nord (jusqu'à 5° 15'-15° 12'). Ces témoins ne constituent plus des îlots mais de véritables plateaux gréseux dénommés Kakoro, Kazopin, Bakaya, larges de 0 à 15 km mais allongés en lanières sur plus de 60 km entre les rivières coulant parallèlement NW-SE : Mambéré, Limba, Nana, Paya et Lobaye.

**Le contact grès-socle peut être souligné par une cuirasse conglomératique** de base (cf. BouAR 3 : 890 m - 5° 34'-15° 24' ou 4 : 920 m - 5° 42'-15° 38'), plus souvent par une ligne de source. Il s'accompagne d'un passage des savanes à *Burkea-Lophira* à celles à *Anogeissus leiocarpus* avec des forêts reliques comme celle de Dongé (5° 35'-15° 34'). En fonction de la résistance à l'érosion des niveaux qui le composent, **l'escarpement gréseux peut être simple ou dédoublé** : ainsi à Bouyaré (5° 03'-15° 37') un premier escarpement, entre 650 et 580 m, borde le plateau, un second entre 520 et 500 m, surmonte le contact, non loin de la Mambéré. On relève, notamment dans la vallée de la Nana, des témoins de haute et moyenne terrasses : carapace à galets avec taches noires manganésifères.



**Figure 25**  
Entaille de la vallée de la Lobaye au travers du plateau gréseux de Gadzi.

La Lobaye parvient à inciser sa vallée de près de deux cents mètres au travers du grès et d'une centaine de mètres à l'intérieur du socle. Elle coule en effet dans une plaine alluviale, aux sols beiges sableux hydromorphes, à un niveau voisin de 500 m (cote 505 au bac de la piste Carnot-Yaloké). Le contact grès-socle, souligné par un niveau de sources, est proche du niveau 600. Il est à noter que G. et J. GERARD (1953) rattachent cette vallée au « Complexe de base indifférencié ». Remontant la vallée, ils ne semblent avoir identifié aucun affleurement. Le versant est constitué de sols rouges remaniés sur colluvions dérivant du socle mais aussi de grès avec une pente régulière de 7 à 8 %, présentant une légère concavité.

L'escarpement, gréseux qui borde la vallée n'est pas uniforme mais composite. A Zaoro-Yanga, il apparaît décomposé en plusieurs niveaux séparés par des barres gréseuses ; sa pente est ici de 33 % avec des blocs éboulés. Certains affluents de la Lobaye (Toubaye, Baye, Gouli, Poé) parviennent à entailler le grès jusqu'au socle. La plupart ont un débit insuffisant : leurs vallons suspendus se terminent par des chutes dont certaines sont spectaculaires. Ainsi, au sud-est de Zaoro-Yanga, le Boderé descend l'escarpement d'un seul jet de plus de 50 m sur l'escarpement gréseux. Il tombe sur un amas de blocs éboulés dans lesquels il disparaît. La permanence des embruns se traduit par un micro-climat humide : bosquet forestier avec hydrophytes.

De même au sud de Barka-Bondio, le marigot Bé disparaît d'abord après un éboulis gréseux avant de déboucher dans un cirque d'érosion spectaculaire : triple chute. Son courant se divise en trois jets, chacun tombant dans une marmite de géant, les deux plus petits se vident par un déversoir dans la plus grande. Sur la paroi, se développe une belle stratification entrecroisée. Un peu plus au sud, l'entaille du marigot Ma se termine par un pont naturel sous une voûte gréseuse à pendage subhorizontal. A l'entrée de la grotte, on relève la cassure conchoïdale de la paroi gréseuse. La grotte se rétrécit en biseau ; au fond, un chaos d'éboulis est traversé par le marigot. Des fougères à crampons tapissent les parois suintantes. On relève des traces de campement : charbon de bois, fumée au plafond. De telles curiosités naturelles difficiles d'accès restent pour la plupart inconnues.

Ces escarpements bordiers constituent un site privilégié pour étudier les grès qui affleurent si rarement sur les interfluvés polyconvexes sableux. En allant vers Gontikiri à l'est, les interfluvés sont dominés par des buttes résiduelles, certaines protégées par une dalle cuirassée, culminant à 812 m. Le tracé des directions structurales et de fracturations souligne combien les accidents du relief : cours d'eau, entailles, chutes sont sous leur dépendance. Dans la vallée, le recul d'érosion différentielle de l'escarpement peut laisser subsister quelques mamelons isolés.

## 2. Bordure orientale

A partir du seuil de Wen-Kolo qui le relie au plateau de Bouar, la bordure nord-est du plateau gréseux, d'altitude comprise entre 1 040 et 950 m, est empruntée jusqu'à Yaloké par la ligne de partage des eaux Congo-Tchad. D'abord facile à suivre autour de petits bassins Kouri (5° 55'-15° 57') et Jouli (5° 53'-16° 05') sur granite ou migmatite, la limite grès-socle devient rapidement insensible quel que soit le substrat. **Une même surface d'aplanissement tronque grès et socle** selon N. DONNET (1971-1978); cela est dû, nous semble-t-il, à la proximité - moins d'un km - de l'interfluve Congo-Tchad. L'érosion hydrique se fait au profit d'un bassin tchadien dont les têtes de sources, profitant de discontinuités structurales, incisent le plateau gréseux. Leur force érosive minime ne permet pas une différenciation topographique suffisamment perceptible. Dans ce secteur on ne connaît, isolés du plateau, que deux lambeaux témoins : une cuirasse à galets à Boyaram (861 m-5° 51'-16° 31') et, signalé par N. DONNET, un mamelon gréseux à 15 km au nord-est du plateau.

Au sud de Yaloké le contact grès-socle se poursuit en biseau sur l'interfluve entre Lobaye et Pama, emprunté par la piste Yaloké-Boda. Pour le préciser, on peut utiliser des critères pédo-botaniques. Un sous-bois à *Pteridium aquilinum* (cf. 4° 38'-17° 17') sous une savane à *Burkea-Lophira* ne s'observe que sur sols sableux dérivant des grès, dont des épandages de galets quartzeux sont des témoins (cf. au sud du Tali, en 4° 45' 30"-17° 12', ou au nord du Badon : 4° 34'-17° 14'); *a fortiori* une cuirasse conglomératique à galets (BOsS Embélé 3 : 5° 06'-17° 07' 30"). Les sols sur socle, à nodules ferrugineux, conservent mieux l'humidité, ils sont plus « frais ». Dans ce secteur, les termitières géantes à *Bellicositermes*, fréquentes sur socle, ne s'observent pas sur grès, alors qu'elles ne sont pas rares à l'ouest du plateau sur les savanes incluses dominant Salo. Tandis que les interfluves se rattachent au plateau gréseux, les vallons des affluents de la Lobaye sont incisés dans le socle.

Au sud de Boda, l'incision est accentuée. L'entaille du socle est soulignée par une ligne de sources et un réseau hydrographique dendritique, tandis que de minces lambeaux sablo-gréseux subsistent au sommet des interfluves jusqu'au-delà du Loamé (autour de la cote 552-3° 53'-17° 35'). En aval du confluent de la Mbaéré, la Lobaye surimpose son cours à travers la série quartzitique de Bangui-Mbaiki, plus facile à identifier par ses échines orientées nord-sud que par ses sols sableux proches de ceux sur grès. A quelques kilomètres au sud de la Lobaye, l'interfluve frontalier avec le Congo se raccorde au plateau gréseux jusqu'au 18° méridien est. A l'est, il fait place à un modelé crypto-karstique sur formations carbonatées de l'Oubangui-Lobaye.

## 9. Tectonique dans les grès

**Les directions de fracturation des grès sont restées longtemps insoupçonnées**, le repérage au sol de failles sur un plateau ensellé ne pouvant être qu'exceptionnel. En 1973, l'observation des premières images Landsat révélait **que les orientations NW-SE des principales rivières correspondaient à des directions linéamentaires**. L'établissement par photo-interprétation de cartes morpho-structurales de la région a montré que le réseau de drainage sur socle était lié à un **réseau entrecroisé de directions structurales, se prolongeant à travers la couverture gréseuse**. Cela ressort clairement sur la feuille Bouar autour des îlots gréseux et au long de l'escarpement : cf. marigots Koukou (5° 01'-15° 13'), Ga (5° 18'-15° 21'), Bô (5° 30' 30"-16° 33'). Il en est de même pour la Lobaye et ses affluents qui entaillent le plateau jusqu'au socle (cf. Fig. 25).

Même au cœur du plateau gréseux, on relève sur les cours d'eau des **portions rectilignes ou des coudes en baïonnettes** révélateurs de directions de fracturations, citons le Nzalou (4° 41'-16° 04'). Le repérage de directions structurales sur les interfluves gréseux demeure exceptionnel, citons au nord de Boua, un ensemble de directions N 20° E (autour de 4° 08'-17° 03'). En dehors de réajustements locaux (tremblements de terre de Boda : 1938, Yaloké : 1974), l'événement tectonique majeur résulte à la fin du Crétacé du soulèvement des plateaux de l'Adamaoua et de Bouar qui a fait basculer vers le sud la gouttière gréseuse (cf. XV.6).

## 10. Esquisse de comparaison entre les plateaux gréseux de Gadzi et Ouadda

Ces deux épandages sédimentaires horizontaux apparaissent symétriques à l'ouest et à l'est du bouclier centrafricain. Le contact grès-socle, adouci autour du plateau de Gadzi, semble heurté, avec un escarpement marqué, autour de celui d'Ouadda. Ils se présentent non comme des cuvettes mais comme des **gouttières de sédimentation. Celle de Gadzi est reliée au bassin congolais tandis que celle d'Ouadda est isolée à l'intérieur du bouclier centrafricain** avec des lambeaux détachés éloignés (grès de Singa). Le plateau de Gadzi est allongé N.NW-S.SE, celui d'Ouadda est massif, de forme triangulaire ; seule sa bordure orientale est découpée. Les incisions y sont réduites, y compris celles de la Kotto, les vallées fréquemment mal drainées, la nappe phréatique est subaffleurante. Inversement le plateau de Gadzi est découpé au nord-ouest en grandes lanières. L'incision profonde atteint souvent le socle, les vallées sur ces grès sont bien drainées.

Sur le plateau de Gadzi, les affleurements de grès ne sont pas rares dans les entailles de vallées ainsi que sur les monolithes d'interfluves. Sur le plateau d'Ouadda, ces affleurements se limitent à l'escarpement bordier, à de rares monolithes et au modelé lapiazé ruiniforme de certaines vallées. En revanche, les grès ferruginisés en cuirasses ou carapaces, y recouvrent d'assez nombreux interfluves tandis que sur le plateau de Gadzi, l'induration se réduit à quelques buttes isolées ou à quelques replats : les sources de fer y sont restreintes tandis que les **niveaux supérieurs des grès d'Ouadda sont bien pourvus en fer.**

Relativement au climat et à la végétation, **ces deux plateaux sont décalés en latitude.** La moitié sud de celui de Gadzi, qui s'étend entre 2° 30' à 6° N, se rattache au domaine guinéen forestier avec 8-9 mois de saison des pluies et 0 ou 1 mois de saison sèche, la moitié nord au domaine des savanes soudano-guinéennes (indice 7.3.2 ou 7.2.3). La pluviométrie moyenne annuelle y varie de 1 650 à 1 400 mm. De la même façon, la partie méridionale du plateau gréseux d'Ouadda, qui s'étend entre 6° 20' et 8° 40', se rattache au domaine des savanes soudano-guinéennes typique 6.3.3, plutôt que 7.2.3 tandis que la partie septentrionale appartient au domaine médio-soudanien avec une saison sèche de 4 ou 5 mois : type 6.2.4 ou 6.1.5 Parallèlement la pluviométrie moyenne annuelle y décroît de 1 500 à 1 200 mm. Les témoins, uniques sur le plateau d'Ouadda de forêts denses semi-humides ne se retrouvent pas sur celui de Gadzi.

On observe une certaine relation entre maille hydrographique et milieu. Ainsi au centre du plateau d'Ouadda, deux cours d'eau de premier ordre sont

séparés par des interfluves de 1 km en moyenne, la densité du réseau hydrographique diminue vers le nord avec la pluviométrie. C'est l'inverse sur le plateau de Gadzi où elle décroît vers le sud, en liaison avec un couvert forestier protecteur. Ces deux plateaux constituent des réservoirs hydrauliques essentiels mais mal connus. Les nappes semblent moins profondes sur le plateau d'Ouadda (vallées peu incisées, mal drainées) que sur celui de Gadzi où les forages positifs atteignent la centaine de mètres.

En climat tropical humide, l'altération des grès fournit du sable en abondance. Sur ce milieu très fragile, il serait au minimum nécessaire de **protéger l'écosystème particulier des forêts semi-humides**. La dégradation des savanes est déjà très avancée entre Carnot et Boda. Le tracé des pistes devrait utiliser au maximum les interfluves, le ravinement devenant intense sur les ruptures de pente près des talwegs. La recherche du diamant dans les talwegs, les marmites de géant est une nécessité économique ; son impact sur le milieu n'est pas négligeable.



## EXTRÉMITÉ OCCIDENTALE DE LA SURFACE CENTRAFRICAINE

Cette région est, à l'ouest du plateau gréseux de Gadzi-Carnot, le pendant de la surface centrafricaine. Elle apparaît dominée au nord par les plateaux de Bouar-Baboua et elle surplombe au sud le piedmont de la Sangha. La frontière étant artificielle, c'est surtout le prolongement centrafricain de la « surface intérieure » camerounaise (P. SÉGALEN, 1967). D'une altitude moyenne de 700 m, elle s'échelonne entre 800 et 600 m. L'aplanissement n'y étant qu'imparfaitement réalisé et les roches-mères variées, cette région n'est pas très homogène. On peut la subdiviser en plusieurs sous-régions.

### 1. Bassins de la Nana et de la Mambéré

En amont du plateau gréseux, les bassins moyens de la Nana et de la Mambéré sont creusés dans les migmatites avec localement des granites hétérogènes et des quartzites. L'influence de la structure sur la morphologie apparaît très importante dans ce secteur. La faille de la Yoyo N 15° E (centrée en 5° 20'-14° 58' 30") longe sur 60 km la base de l'escarpement de Baboua. Celle de la Danga Yalé N 150° E (5° 58'-15° 29') lui est transversale. On relève le parallélisme des directions de fracturation N 10° E empruntées par le Ga (5° 15'-15° 21') sur grès de Carnot et l'Oto (5° 13'-15° 22') sur migmatite. Orientés N 40° E, les schistes du Gom (5° 13'-15° 14') se situent dans le prolongement des schistes du fossé de Bozoum.

Aucun témoin de cuirasse ancienne n'a été reconnu. L'aplanissement est souligné par des glacis du type « haut-glacis », observés au pied de l'escarpement sur la route Bouar-Baboua et sur l'interfluve d'Abba. Les sols sur granite y sont relativement sableux et peu colorés. Non loin les sols sur migmatites, plus colorés et argileux, et donc plus frais ont permis la conservation de curieux témoins forestiers : Dongé, Béwiti (Y. BOULVERT, 1986a). Le bassin de la Nana apparaît légèrement surcreusé par rapport à celui de la Mambéré et par suite aux glacis indurés de Fo, d'Abba : de petits escarpements à sols jeunes d'érosion soulignent la bordure du bassin dont l'entaille centrale peut être dominée de près de 200 m par des reliefs résiduels tel le mont Kuan (923 m-5° 44'-15° 23').

### 2. Plateau granitique de Boubé I et II

Entre la Boubé I qui longe l'extrémité occidentale du plateau gréseux et la Boubé II, frontalière avec le Cameroun, s'étend un plateau sur substrat homogène à granites syntectoniques tardifs. De 5° 10' à 4° 30' N, ce plan



►► **Figure 26**

Entaille de la Sangha à travers la surface centrafricaine.

Entre Nola et Bayanga, la vallée de la Sangha est dominée de plus de deux cents mètres au nord-est par le plateau gréseux de Gadzi-Carnot, et au nord-ouest par le plateau induré de Bilolo sur schistes et intrusions basiques (dolérites). La Sangha et son affluent : la Yondo incisent leur cours à travers la série épi-métamorphique de Nola-Bolé, constituée d'une alternance de quartzites et de schistes. Dans ce relief appalachien, l'érosion différentielle a profondément entaillé les schistes, laissant apparaître en relief les dômes et barres de quartzites, d'orientation curviligne E-NE à NE-N. Des dépressions faillées les encadrent longitudinalement et transversalement.

La vallée de la Sangha apparaît ainsi comme une succession d'élargissements et d'étroits défilés avec des coudes en baïonnettes.

Après une succession de deux chutes qui lui font descendre l'escarpement de la Motao, la Yondo, à l'ouest, trouve son profil d'équilibre vers 390 m tandis que la Sangha incise profondément son cours jusqu'à la cote 361 près de laquelle, au confluent de la Yobé, elle entre sur le piedmont dit de la Sangha.

En dehors des reliefs gréseux du Nord-Est de Salo dénudés en maigres savanes, l'ensemble du secteur est protégé d'une érosion vive par un manteau de forêt dense humide abritant une faune devenue rare : *Tragelaphus euryceros* (le bongo),

*Gorilla gorilla* (le gorille des plaines), *Loxondota africana cyclotis* (petit éléphant de forêt). A noter (cf. Notice 104) que la forêt dense ombrophile à *Gilbertiodendron dewevrei* (Limballi) se maintient au-dessous de 550-500 m ; elle ne remonte pas l'escarpement de Motao, limite méridionale de la surface centrafricaine.

incliné descend insensiblement de 900-950 m à 650-700 m, la transition des savanes soudano-guinéennes aux savanes guinéennes périforestières y est très progressive (Y. BOULVERT, 1986a). Les seuls accidents de relief correspondent à quelques chaos de boules granitiques ou à de rares dômes tels les monts Gbandou ou Yoko (780 m - 4° 34'-14° 55'). Un pont naturel est signalé (4° 46' 30"-14° 50' 20"). A l'échelle hectométrique, le modelé est mamelonné en « montagnes russes » en raison de l'abondance de termitières géantes dont les monticules sont voisins de 50 m<sup>3</sup>. En dehors de quelques vallons soulignés par une large galerie, le drainage est bien assuré. Le réseau hydrographique est à maille polygonale régulière d'ordre kilométrique. Les sols peu colorés sont remarquables par la rareté de l'induration et leur caractère gibbsitique (cf. BaTOuri 2 : 770 m - 4° 55'-14° 48').

### 3. Bassin moyen de la Kadei

Au sud d'Amada-Gaza, la savane périforestière s'entrecoupe de témoins forestiers. Le réseau hydrographique devient plus dense avec des interfluves d'environ 500 m. Le soubassement géologique est varié. Entre Berbérati et Gamboula la route recoupe une alternance N-S des séries quartzitique de la Kadei et schisteuse de la Bomé ainsi que de migmatites et de granites. Contrairement à la règle assez générale en ce pays de la séquence topographique de couleurs, le modelé légèrement polyconvexe évoque les « demi-oranges » développées au Sud-Cameroun plus humide. Hormis les sols hydromorphes des bas-fonds mal drainés, les sols assez argileux sont de couleurs vives : sols ferrallitiques typiques de la grande série de Berbérati (Y. BOULVERT, 1983a), bien représentés dans les bassins de la Mboné (= Boné : 4° 10'-15° 27') et de la Mboumbou (4° 04'-15° 34'). Le cuirassement est réduit dans ce secteur pourtant dominé par la remarquable butte de cuirasse ancienne (« intermédiaire ») de Beyna-Doymo (cf. ex fig 38), conservée sur intrusion basique. Schistes et quartzites ayant des résistances différentes à l'érosion, ces derniers affleurent en barres incurvées du NNE au sud du 4<sup>e</sup> parallèle au N-NW au nord, en concordance avec les directions structurales.

A l'intérieur de cet aplanissement, la Kadei incise son cours entre 550 et 450 m ; V. BABET (1948) évoque sa « large vallée... où s'échelonnent des gradins, témoins des diverses étapes de l'érosion ». Le dernier est souligné par une terrasse conglomératique à galets, gibbsitique (YOKadouma 1 : 460 m - 3° 59'-15° 32' 30"). Bordé de sols jeunes d'érosion, le cours de la Kadei est constitué d'une succession de chenaux anastomosés, divaguant dans des dépressions, et de resserrlements sur des seuils rocheux. Le développement de la forêt dense au sud du 4<sup>e</sup> parallèle rend délicat le repérage des inselbergs sur le secteur granitique chevauchant la frontière camerounaise. On y rencontre (autour de 3° 49'-15° 12') les seuls « inselbergs couverts » de Centrafrique.

### 4. Plateau de Bilolo

#### 1. Morphologie - cuirassement

Entre Nola et Yokadouma au Cameroun, s'étend le plateau de Bilolo (683 m - 3° 26'-15° 53') ou des Mbimou (du nom de l'ethnie). D'une altitude moyenne de 600-650 m, c'est un témoin bien conservé de la surface centrafricaine. Il repose sur la série de Nola avec des roches intrusives basiques à dolé-

rite, gabbros, laves dévitrifiées mais aussi grès-quartzites et schistes argileux, secondairement sur le complexe argilites-tillites de la Bandja (3° 33'-15° 40') et les quartzites sériciteux de la Bolé (ou Bouélé : 3° 56'-16° 14').

Sous la couverture de forêt dense semi-caducifoliée, la photo-interprétation révèle un **modelé non polyconvexe mais tabulaire disséqué par l'érosion**. La plupart de ces lambeaux sont isolés mais certains s'articulent en lanières sur près de 30 km de longueur (cf. 3° 13'-15° 40'). Sous couvert forestier l'incision est certainement lente et le drainage d'ailleurs médiocre. En 1975, l'ouverture de pistes d'exploitation forestière nous a confirmé que cette forêt dense masque un cuirassement généralisé, ancien, en voie de dislocation. Apparaissant exceptionnellement en dalles continues : lakéré (signalés dès 1913 par A. SCHULTZE « prairie sur champ de lave »), ces cuirasses sont fissurées, démantelées en blocs. Sous ce climat guinéen forestier (type 9.3.0 ou 9.2.1), le cuirassement n'apparaît plus actuel mais réversible. Il n'a pas été observé de cuirassement actuel à la base des versants. De type intermédiaire ou mixte, ces cuirasses lobées tubulaires ou scoriacées, exceptionnellement pisolithiques, sont denses, fortement indurées. La goéthite prédomine à côté de l'hématite, le résidu quartzeux y est minime. Il y a quelques millénaires (cf. Kibangien A), les conditions climatiques auraient permis une remontée de la forêt 200 km au nord de l'escarpement de Motao (cf. Fig 26), démantelant cette induration. Au nord de Nola, la forêt renferme en effet des fromagers : *Ceiba pentandra* (vers 3° 50'-16° 10' et 3° 40'-15° 55'), signes d'occupation humaine, souvent juchés sur des termitières géantes abandonnées. Le recul forestier actuel est anthropique.

## 2. Limites

Le pavage cuirassé sur roche basique fait place, sur grès-quartzite de la série de Nola, à des sols sableux sur interfluves polyconvexes (cf. 3° 03'-16° 08' ou 2° 50'-16° 09'), également rattachés à la surface centrafricaine. Modelé et limites du plateau de Bilolo sont largement sous la dépendance de la structure, des directions de fracturations, discernables en dépit de la couverture forestière. Elles expliquent le tracé heurté de la bordure orientale du plateau au long du 16<sup>e</sup> méridien depuis l'escarpement de Motao au sud jusqu'à la Kadei. Ces indentations sont ainsi conditionnées par les fractures de Mokabi Sud N 70° E (3° 21'-15° 56'), du Napongo N 160° E (3° 36'-15° 41'). Parvenu à la Kadei, l'escarpement s'en écarte vers le SW (jusqu'à 3° 30'-15° 41') pour contourner le bassin inférieur de la Bandja. Longeant temporairement cette rivière suivant une faille N 160° E, l'escarpement rejoint la Kadei aux gorges de Yaméné (3° 46'-15° 39'). De là, il gagne le Cameroun en encadrant le bassin suspendu de l'Abobo (en amont 3° 43'-15° 27') dont le cours vaut d'être précisé. Prenant sa source au Cameroun au pied des buttes de cuirasses anciennes, cette rivière coule entre 640 et 620 m dans une vallée mal drainée sur série quartzitique de la Bolé. De direction SW-NE, elle longe le rebord nord-ouest du plateau de Bilolo, souligné par un alignement de buttes cuirassées, surplombant le bassin, creusé dans les schistes, de la Mbyali (3° 45'-15° 20'). Symétriquement un de ses affluents (3° 37'-15° 26') longe la portion nord-est de l'escarpement surplombant cette fois le bassin de la Bébisa (3° 39'-15° 27'). Ainsi le bassin supérieur de l'Abobo apparaît suspendu d'une centaine de mètres au-dessus de ceux de la Mbyali et de la Bébisa. Une fracture N 40° E (3° 43'-15° 27') permet à l'Abobo de descendre par une chute et de longer l'escarpement avant de rejoindre la Mbyali par un coude en baïonnette.

De l'autre côté de cette dernière le plateau de Soso (ou Sosso : 735 m), également sur grès-quartzite, est un lambeau de la surface centrafricaine ;

sa forme découpée est structurale. Selon V. BABET (1935) « la région est affectée de nombreuses failles orientées suivant la direction de plis, le plus souvent dans la direction NW ; elles semblent correspondre à des plis-failles... ». En prolongeant l'arête quartzitique, que longe la faille N 35° E du Ndimokaka (3° 57'-15° 35' 40"), on rejoint au-delà de la Kadei le plateau de Yangounda (3° 58'-16° 36'), autre interfluve polyconvexe sur grès-quartzite, lambeau de la surface centrafricaine de même que les buttes cuirassées de Beyna-Doymo, de la cote 720 (3° 52'-15° 44') ou du plateau Nzéké (663 m - 3° 49' 30"-15° 58').

## 5. Entailles dissymétriques de la Kadei et de la Mambéré

Le bassin inférieur de la Kadei apparaît ainsi comme une succession d'entailles et de **défilés**, qui correspondent souvent aux quartzites. Le plus **impressionnant est celui des gorges de Yaméné**, difficiles d'accès. Large d'une centaine de mètres en amont, la Kadei se précipite en bouillonnant dans ce couloir d'une quinzaine de mètres, resserré entre deux parois rocheuses de 150 m de haut qui la font passer de 468 à 429 m. Temporairement assagie dans le bassin gneissique de Douago (3° 45'-16° 46'), la Kadei reçoit, à la cote 396 sur sa gauche, la Batouri au cours encombré d'alluvions sableuses, provenant du plateau gréseux et sur sa droite la Bandja dont le cours tortueux est structural. En aval de Komasa, la vallée de la Kadei se resserre une dernière fois entre les plateaux de Bilolo et du Nzéké.

Tout comme la Kadei, la Mambéré entaille son cours à travers des lambeaux de la surface centrafricaine. Son cours est également dissymétrique en aval des rapides de Bania sur métadolérites. A l'ouest sur dolérites, l'entaille est vive, le relief accidenté ; à l'est (bassin Sao : 3° 50'-16° 16'), le modelé sur quartzite paraît relativement adouci.

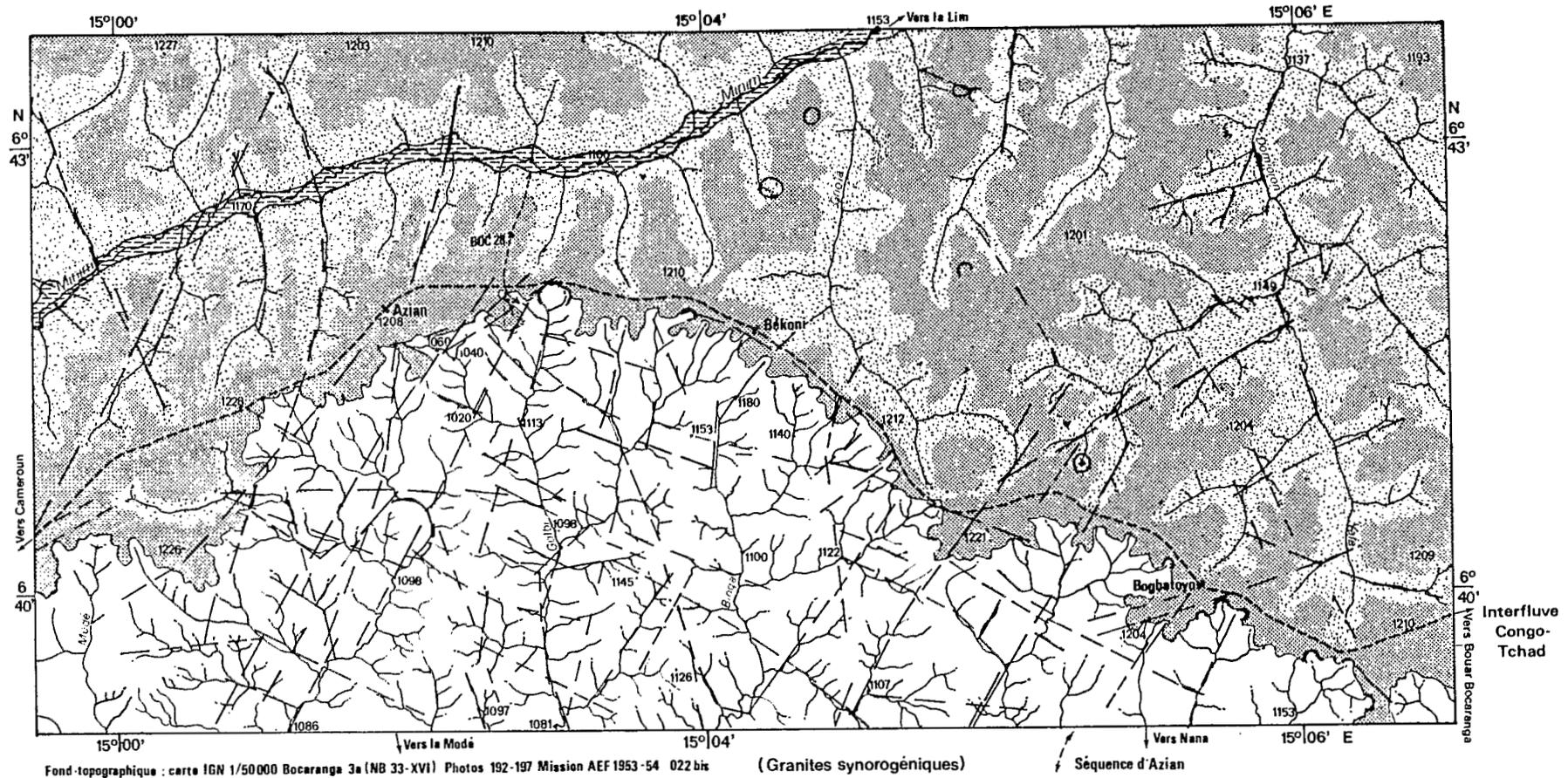
## 6. Entaille de la Sangha supérieure

A Nola, la Kadei se joint à la Mambéré pour former **la Sangha dont le cours** est saisonnièrement navigable. Il **est surtout spectaculaire** jusqu'à Bayanga **avec ses coudes en baïonnettes, sa succession de défilés et d'élargissements**, le tout dans l'impressionnant silence de la forêt dense. Citons les seuils successifs : cote 374, île Basso, rapides de Bolongoti et Ambassilo (Fig. 26). Cette morphologie, perceptible sur les images Landsat, ressort clairement en photo-interprétation. La succession d'arêtes quartzitiques curvilignes de directions N 66-70° E sur le 16° méridien, s'infléchit vers 16° 08' à N 30° puis N 10° E. Ces crêtes peuvent passer à des dômes allongés ou à des interfluves polyconvexes, recouverts d'altérites sableuses. Quelques témoins cuirassés permettent de les raccorder au plateau de Bilolo et donc à la surface centrafricaine. Des lambeaux permettent également de les rattacher à la terminaison en biseau du plateau gréseux de Gadzi sur les arêtes quartzitiques. Aux alentours, le modelé apparaît déchiqueté et complexe ; l'érosion progressant plus vite dans les intercalations schisteuses met à nu des barres quartzitiques. L'érosion qui dut être importante lors de paléoclimats à saisons contrastées est actuellement très réduite sous couvert forestier dense.

L'extrémité occidentale de la surface centrafricaine apparaît ainsi comme un **aplanissement irrégulièrement dégradé et complexe**. On y observe des lambeaux tabulaires indurés (Abba-Fo), souvent démantelés (Bilolo), des plans inclinés de raccordement reliant une surface à une autre (plateau des Boumbé), des bassins en partie aplanis (Nana, Mambéré), passant à des entailles (Kadei inférieure) au modelé parfois vif (Sangha supérieure). Structure et tectonique jouent un rôle essentiel dans cette différenciation.

## **TROISIÈME PARTIE**

### **LES GRANDES UNITÉS MORPHOLOGIQUES CENTRAFRICAINES : B - RELIEFS, ESCARPEMENTS, PIEDMONTS ET PLAINES**



►► **Figure 27**  
Entaille de la surface de la Lim-Bocaranga par la Nana-Modé.

Dans son bassin amont, la rivière Minim coule dans une petite plaine alluviale herbeuse hydromorphe. Son réseau polygonal est à peine incisé parmi les interfluves polyconvexes de la surface d'aplanissement de la Lim-Bocaranga, située dans ce secteur entre 1 200 et 1 230 m. L'étude de la toposéquence d'Azian a montré que l'induration y est réduite. La Minim coule paresseusement vers l'E.NE à moins de deux kilomètres de l'interfluve Congo-Tchad, entaillé par la Nana, la Modé et leurs affluents. Le contraste est vif avec les ramifications du réseau hydrographique dendritique de l'entaille. L'incision dans les altérites profondes ne dégage pas d'affleurements rocheux ; en trois kilomètres, la dénivellée atteint la centaine de mètres. L'érosion est facilitée par un réseau de fracturations conjuguées N 30 et 110° E, qui ressort sur l'entaille où l'érosion est active. A ces fractures, parfois légèrement curvilignes, s'ajoutent de petites structures circulaires, de diamètre 2 à 300 mètres, observées en tête de ravine. Elles semblent devoir être attribuées à des phénomènes de suffosion. La simple carte topographique à 1/50 000 (feuille Bocaranga 3a) fait bien ressortir les contrastes du modelé : sur l'entaille, les courbes de niveau, de même que le réseau hydrographique, sont beaucoup plus denses que sur le plateau. De petites captures se sont produites lors du recul de l'escarpement ; ainsi vers 6° 40' 40" N-15° 01' E, un vallon morphologiquement rattaché à la surface de la Lim apparaît suspendu alors que ses eaux s'écoulent désormais vers le sud et la Modé. La piste qui suit l'interfluve au mieux, l'évite.

## RELIEFS DU NORD-OUEST CENTRAFRICAIN : PLATEAUX ET ESCARPEMENTS DE BOUAR-BOCARANGA

### 1. Caractérisation

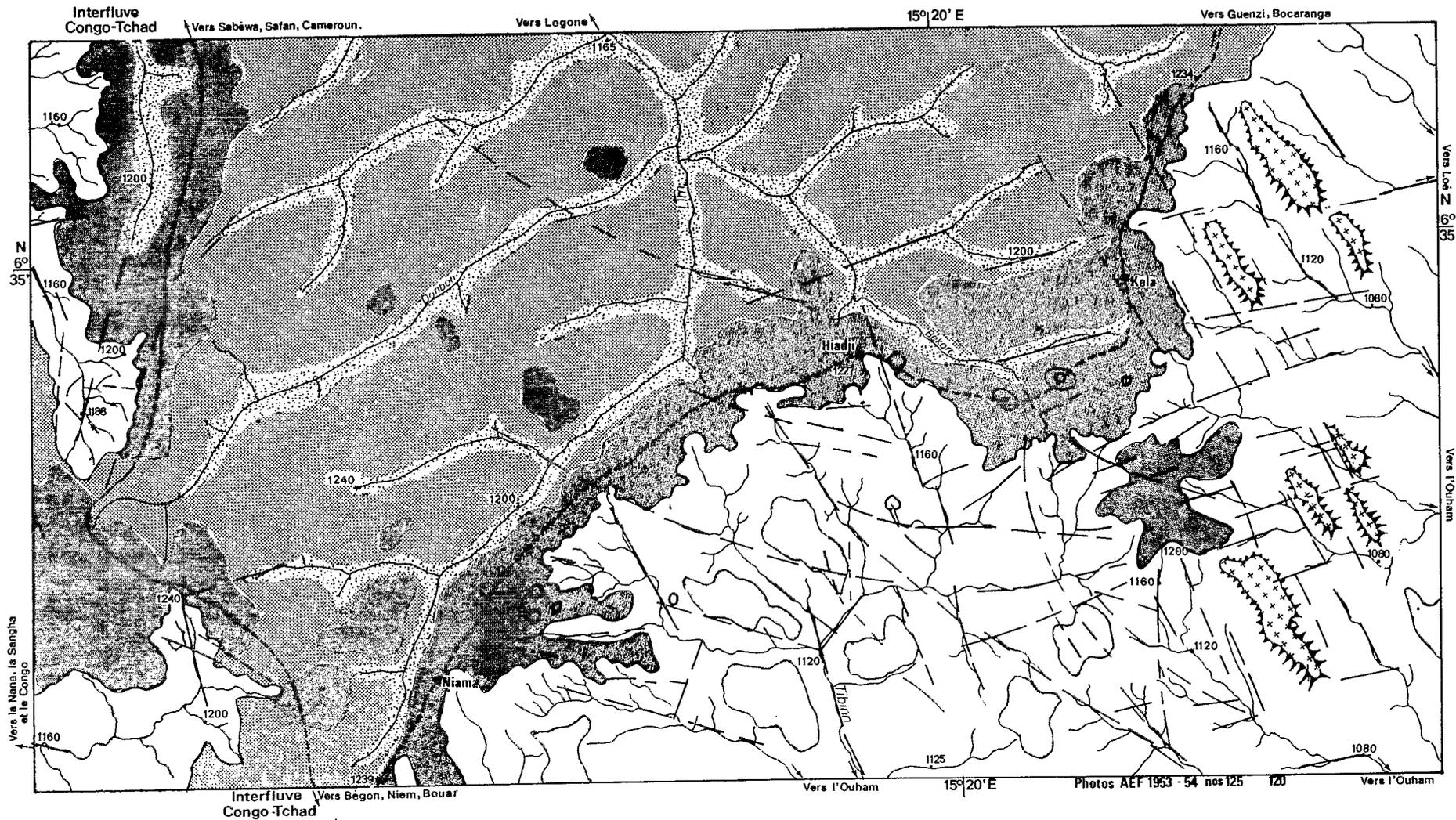
Le commandant LENFANT (1909) dénomma « **massif ou nœud orographique de Yadé** » (du nom d'un village à l'ouest de Bocaranga) les reliefs **commandant trois réseaux fluviaux** : les sources du Logone et de l'Ouham et donc du Chari, celles de la Lobaye et de la Sangha, affluents de l'Oubangui et du Congo et celles du Lom, tributaire de la Sanaga camerounaise. Cet auteur évoque un « plateau central granitique » mais aussi une succession de replats et d'escarpements. Il faudra attendre J. DRESCH (1946) et P. SÉGALEN (1967) pour que l'on reparle de niveaux étagés. Ce massif est encadré et recoupé par un réseau de failles, comme l'a confirmé M. CORNACCHIA (1980-1984) ; les principales, de direction N 60-70° E, sont soulignées par des couloirs mylonitiques : fossé de Bozoum et fossés de la Mbéré et du Djérem qui séparent ce massif du plateau de l'Adamaoua s.s. Parmi les failles conjuguées N 120-140° E, citons celles de la Pendé (7° 15'-16° 17'), du Siboué (7° 20'-16° 09' 30") ou du Yoyo (5° 20'-14° 58').

Les géologues englobent sous l'appellation de « massif de Yadé » tout cet ensemble granitique qui se prolonge au nord de Paoua sur le piedmont tchadien et vers le sud en direction de Gamboula. Il est donc préférable de **dénommer plateaux de Bouar-Bocaranga, la surface composite**, prolongeant en Centrafrique les aplanissements de l'Adamaoua, définis au Cameroun par P. SÉGALEN .

### 2. Surface de la Lim-Bocaranga

L'**aplanissement** le plus élevé, dit de la **Lim-Bocaranga** est le **prolongement** de la surface camerounaise, **1 200 m, de Minim-Martap**. Comprise entre 1 240 et 1 150 m, elle est constituée de plateaux faiblement inclinés vers le nord et relevés sur les bordures. Elle correspond au bassin supérieur de la Lim et du Midé-Ngou (7° 04'-15° 10') jusqu'aux chutes Lanrenon (7° 07' 30"-15° 13'). Ces plateaux peuvent être surmontés de rares reliefs résiduels : chaos granitiques, « castle kopje » ou « tors », cf. mont Ngaoui 1 410 m, point culminant du Centrafrique.

Les sols ferrallitiques sont anciens, profonds, de couleur vive, à structure farineuse (dite « aliatique » cf. grande série de Ououou Y. CHATELIN et *al.* 1972), peu indurés sinon sur les bordures. Le réseau hydrographique est à maille polygonale à rectangulaire. Le drainage est convenable quoique l'incision des vallées soit peu accentuée. Les savanes soudano-guinéennes y sont très dégradées par surpâturage.



► **Figure 28**

Entaille de la surface de Lim-Bocaranga par les affluents de l'Ouham près de Hiadji.

Le bassin supérieur de la Lim constitue la partie méridionale de la surface de la Lim-Bocaranga, entre 1 200 et 1 240 m. Au sud, la piste venant de Bouar-Niem se divise en deux branches au carrefour de Bégon : l'une vers le N-NW suit l'interfluve de la Lim avec la Nana (interfluve Congo-Tchad, cf. Fig. 27), l'autre vers le nord-est et Bocaranga emprunte l'interfluve de la Lim avec la Tibinn et la Loé, affluents de l'Ouham-Chari. Le réseau hydrographique de la Lim, de forme remarquablement rectangulaire, à maille d'ordre au moins kilométrique, est faiblement incisé, mais on n'observe pas de vallon alluvial. L'induration, réduite, est plus apparente sur les bordures de la surface d'aplanissement.

Facilitée par des directions de fracturation, l'incision est hétérogène.

L'escarpement est plus ou moins marqué. L'entaille peut mettre en relief des dômes de flancs ou de simples « dos de baleine » granitiques ; ailleurs elle laisse subsister des replats ou glacis de versants plus ou moins indurés, notamment dans le bassin de la Tibinn, moins incisé que celui de la Loé. D'ailleurs au sud de Bégon, la route de Niem-Bouar suit l'un des ces plans inclinés ou glacis de raccordement, celui de l'interfluve Congo-Tchad. Profitant d'une discontinuité structurale, le recul de la source de la Tibinn a capté un affluent de la Lim à l'E-SW de Hiadji ; il n'en reste plus qu'une amorce de bras mort. Il pourrait bien en être de même un jour pour la Lim elle-même dont le cours supérieur longe l'entaille sur plusieurs kilomètres.

### 3. Escarpement bordier

Cet escarpement apparaît en voie de démantèlement. Il est entaillé par les réseaux hydrographiques du Logone (Mbéré au N, Pendé à l'E), de l'Ouham-Chari (au sud-est), de la Sangha (Nana au sud) et du Lom (au sud-ouest). Des pistes d'interfluves jalonnent les escarpements correspondants (cf. Fig. 27-28 et ex fig. 10). Les limites de ces têtes de bassin, d'aspect curviligne en cirques d'érosion régressive sont en fait denticulées et largement influencées par la structure. L'approfondissement des entailles, avec soutirage par suffosion s'accroît du bassin de la Sangha vers celui du Logone ; la dénivelée atteint 400 m au-dessus du fossé de la Mbéré. L'érosion qui dégage, à partir des altérites, peu d'affleurements granitiques dans le bassin de la Nana, met en relief de plus en plus de barres rocheuses et « dômes de flanc » dans ceux de l'Ouham et de la Pendé.

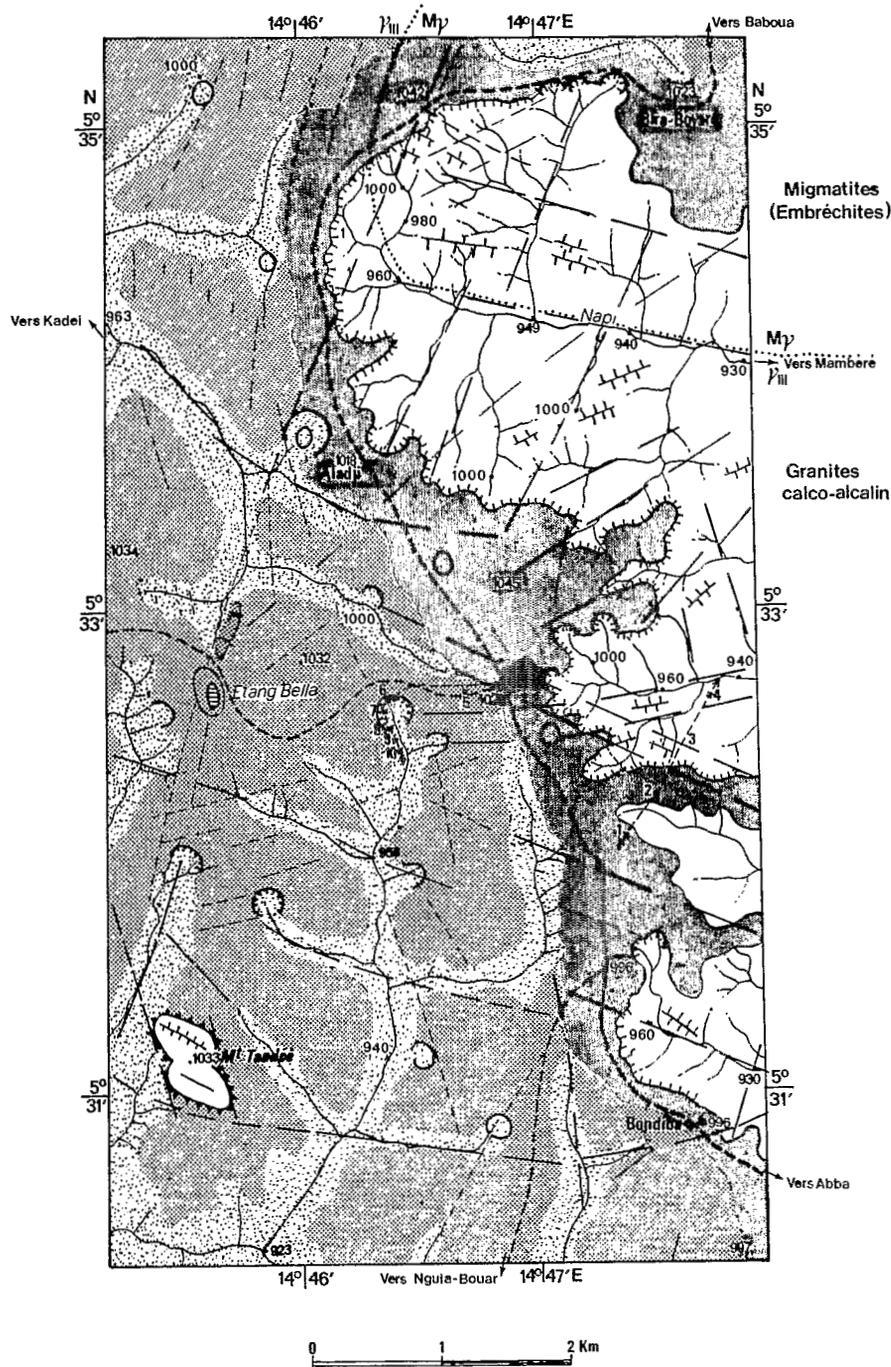
Il est essentiel de souligner qu'**entre ces têtes curvilignes de bassin, la transition de la surface supérieure de Lim-Bocaranga à la suivante se fait insensiblement par des sortes de « plans inclinés de raccordement »** à pente suffisamment réduite pour qu'ils puissent s'indurer. Les pistes Niem-Bégon ou Bohong-Sangaré Lessé les empruntent de préférence aux entailles érodées. La morphologie d'escarpement ne ressort, par conséquent, qu'à l'occasion de transects pédestres de coupes transversales (cf. fig. 13-14-15-27-28 in Y. BOULVERT, 1982c), de profils en long de rivières ou de cartes de photo-interprétation.

### 4. Surface de Bouar-Baboua

A l'est et surtout au sud de la précédente, s'étend la surface de Bouar-Baboua, ou surface 900-1 000 m, prolongement de la surface camerounaise de Meiganga (P. SÉGALEN, 1967). Moins régulier au nord de 6° 30', cet aplanissement nivelle un substrat granitique où les intercalations de roches plus altérables correspondent à des entailles ou bassins : Pendé sur amphibolites, Mambéré sur migmatites et Lom sur schistes. Entre Niem et Baboua, les savanes soudano-guinéennes à *Daniellia-Lophira* y sont dégradées par surpâturage.

Le plateau sud de Baboua, ou bassin supérieur de la Kadei, s'étend vers l'ouest, au Cameroun jusqu'à l'escarpement de Bétaré-Oya sur la vallée du Lom. Voisin de 950-1 000 m près de Baboua, il s'incline vers le SW jusqu'à 800 m aux chutes d'Oudou (5° 06'-14° 16'). Moyennement induré, il n'est surmonté que par quelques chicots granitiques (cf. Fig. 29). A part la Kadei, les rivières sont incisées en ravins remplis de végétation ligneuse. Au nord le plateau de Koundé-Besson correspond au bassin supérieur de la Mambéré. L'hétérogénéité du substrat (schistes du Lom, embréchites de Baboua) y entraîne une certaine dégradation ; dans les vallées encaissées, l'érosion dégage des affleurements en boules ou « dos de baleine ». Dans le bassin Nana-Modé profondément incisé aux dépens de la surface de la Lim, ces rivières ont à peine atteint leur profil d'équilibre vers 1 000 m qu'à Dompta (cf. ex fig. 12) se produit pour des raisons structurales l'entaille de la Nana.

La surface 1 000 m est, par contre, largement développée au nord de Bouar (Fig. 30), dans le bassin supérieur de l'Ouham, jusqu'aux sources de la Nana Barya (Fig. 31). Ce cours supérieur du Chari prend naissance dans le plan de raccordement Niem-Bégon. L'induration se généralise. On relève



**Figure 29**  
Escarpement du plateau de Baboua autour de Bondiba.

Au sud de Baboua, la piste de Ngoua-Bouar suit localement l'interfluve entre les bassins de la Kadei et de la Mambéré qui correspond au rebord de la surface d'aplanissement de Bouar-Baboua, compris entre 1 003 et 1 045 m dans ce secteur, situé sur granite tardi-orogénique au sud et migmatite au nord. Sur le plateau, la roche n'apparaît guère que dans des reliefs résiduels (Mt. Tandoe, 1 033 m). L'induration n'est pas très accusée, sur granite ; elle peut être soulignée par quelques lakéré.

Les vallons y sont relativement étroits et incisés, permettant à la végétation d'y être protégée (*Syzygia* à *Syzygium guineense* var. *macrocarpum* cf p. 55 Not. 104, ou « bois de ravins » d'A. AUBREVILLE, 1949). Les têtes de marigots correspondent assez souvent à de petites structures circulaires, cirques de suffosion.

Le bassin supérieur du Napi est révélateur de l'utilisation des discontinuités structurales dans le creusement des entailles et le recul des fronts-crêtes. L'érosion différentielle met à nu des dos de baleines granitiques, à côté de lambeaux protégés de l'érosion par des boqueteaux résiduels de forêt dense semi-humide (cf. toposesquences de Bondiba fig. 5 - Y. BOULVERT, 1982c).

l'aplanissement, légèrement déboîté de son affluent Bolé, qui a tendance à étendre son bassin aux dépens du Sing (6° 14'-15° 40'), autre affluent longeant cet escarpement secondaire. Au nord, le bassin supérieur de la Pendé apparaît comme une entaille sur gneiss et amphibolites, à sols jeunes et rares replats cuirassés. La végétation soudano-guinéenne y fait place à une savane médio-soudanaise. L'aplanissement est également très dégradé entre Bocaranga et Ndim ; parmi des chaos granitiques en boules, quelques buttes

cuirassées permettent de l'identifier. On peut lui rattacher le replat de la Lim moyenne ou de Mbéré-Guili.

## 5. Escarpement bordier des plateaux de Bouar-Baboua

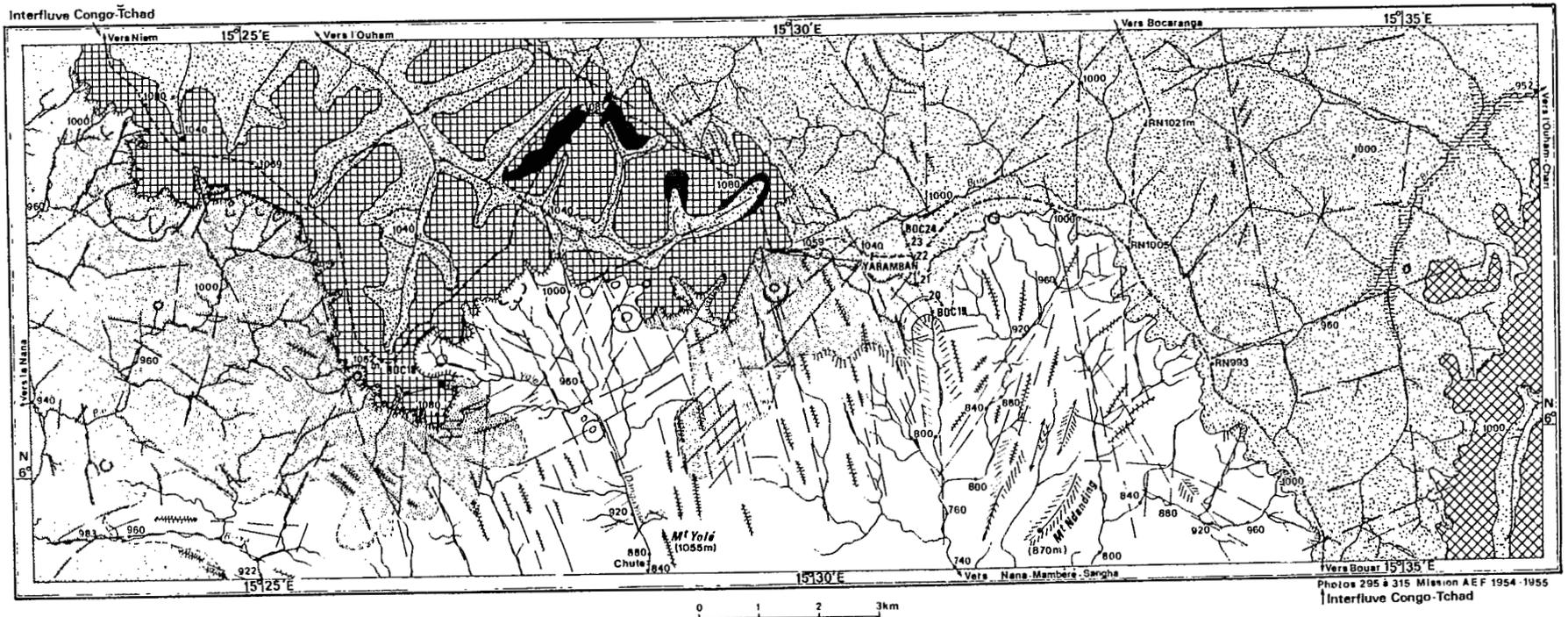
Cet escarpement est diversifié en fonction du substrat et des conditions structurales. La dénivelée, insensible sur le 7<sup>e</sup> parallèle, atteint 300 m à l'ouest de Bouar. L'escarpement, unique ou présentant un replat intermédiaire, est compris entre les aplanissements cuirassés des plateaux de Bouar et de la surface centrafricaine au sud-est, ou du piedmont tchadien au nord-est. Dans l'escarpement l'induration fait place à des sols jeunes, peu évolués d'érosion dont le manque de réserves hydriques entraîne le développement de savanes médio-soudaniennes qui, s'insinuant le long de l'escarpement, s'enfoncent profondément à l'intérieur du domaine soudano-guinéen, largement développé sur les surfaces de Bouar et centrafricaine.

On peut subdiviser cet escarpement en plusieurs secteurs. Au sud, le passage du plateau de Baboua-Bétaré Oya aux bassins Kadei moyenne-Boumbé I et II se traduit par un léger escarpement souligné par le tracé heurté et les chutes de la Kadei et surtout d'Oudou dont J. HURAUULT (1967) a démontré l'origine structurale. C'est, dans son système G S 2 (G pour granite, S pour savane), le type de chutes résultant du blocage de l'érosion régressive par une discontinuité dans la direction des diaclases.

L'escarpement est de **Baboua** est sans conteste structural, commandé par la faille N 10° E Yoyo-Boyo (5° 40'-15° 08'). **En moyenne de 300 m, l'escarpement peut être abrupt** (à Babini : 5° 56'-15° 05') **ou composite** avec un replat intermédiaire de 10 à 15 km, cf. bassins amont de la Bongo : (5° 23'-14° 49') ou du Yoyo. Les torrents entaillent cet escarpement suivant des directions de fracturations conjuguées N 120° E à la principale N 10° E. Cependant la « vague d'érosion régressive » progresse plus ou moins vite suivant l'intensité du diaclasage. Certains (Yoyo, Bongo) incisent avec peine le replat que d'autres ont disloqué jusqu'à la corniche cuirassée amont, cf. Napi (Fig. 29), Youma (5° 26'-14° 48'), Lisim (5° 22'-14° 42'). Cet aspect ressort sur les cartes morpho-pédologique et morpho-structurale (cf. feuille Bétaré Oya ou fig. 18-19 in J. HURAUULT, 1967).

La prédominance de l'influence structurale explique la morphologie hétérogène de l'escarpement. Les cours d'eau utilisent les moindres discontinuités structurales, ce qui explique leurs variations de tracé et de profil. **Le recul du « front-crête » n'est pas uniforme.** J. HURAUULT caractérise ce système morpho-génétique, dit G S 2 par un processus dominant : le creusement du lit des rivières, qui s'accompagne d'une division de la maille, les versants évoluant à la fois par recul et abaissement. **On ne peut ici parler d'une impuissance des rivières à régulariser leur profil.** L'opposition entre recul des versants et solifluxion conduit à une brisure du profil et à des formes en coupole surmontées d'un « téton », de pente forte (40 à 50 %) sans qu'il y ait en général dénudation de la roche. De telles formes s'observent tout au long (vers 14° 58') de l'abrupt aval de l'escarpement.

L'escarpement de Bouar (Fig. 30) qui s'étend entre la Nana (ex fig. 12) et le seuil de Wen-Kolo, paraît sous la dépendance du prolongement des fractures N 80° E du fossé de Bozoum et de leurs conjuguées (cf. failles de la Yolé N 145° E ou de la Nana) mais aussi d'hétérogénéités lithologiques (migmatites de la Nana et granites de Bouar). Dans cet escarpement, la corniche cui-



**Figure 30**

Entaille du plateau de Bouar (surface 1 000 m) par les affluents de la Nana au niveau des sources de la Bolé. Séquence de Yarambam 6° N-15° 30' E.

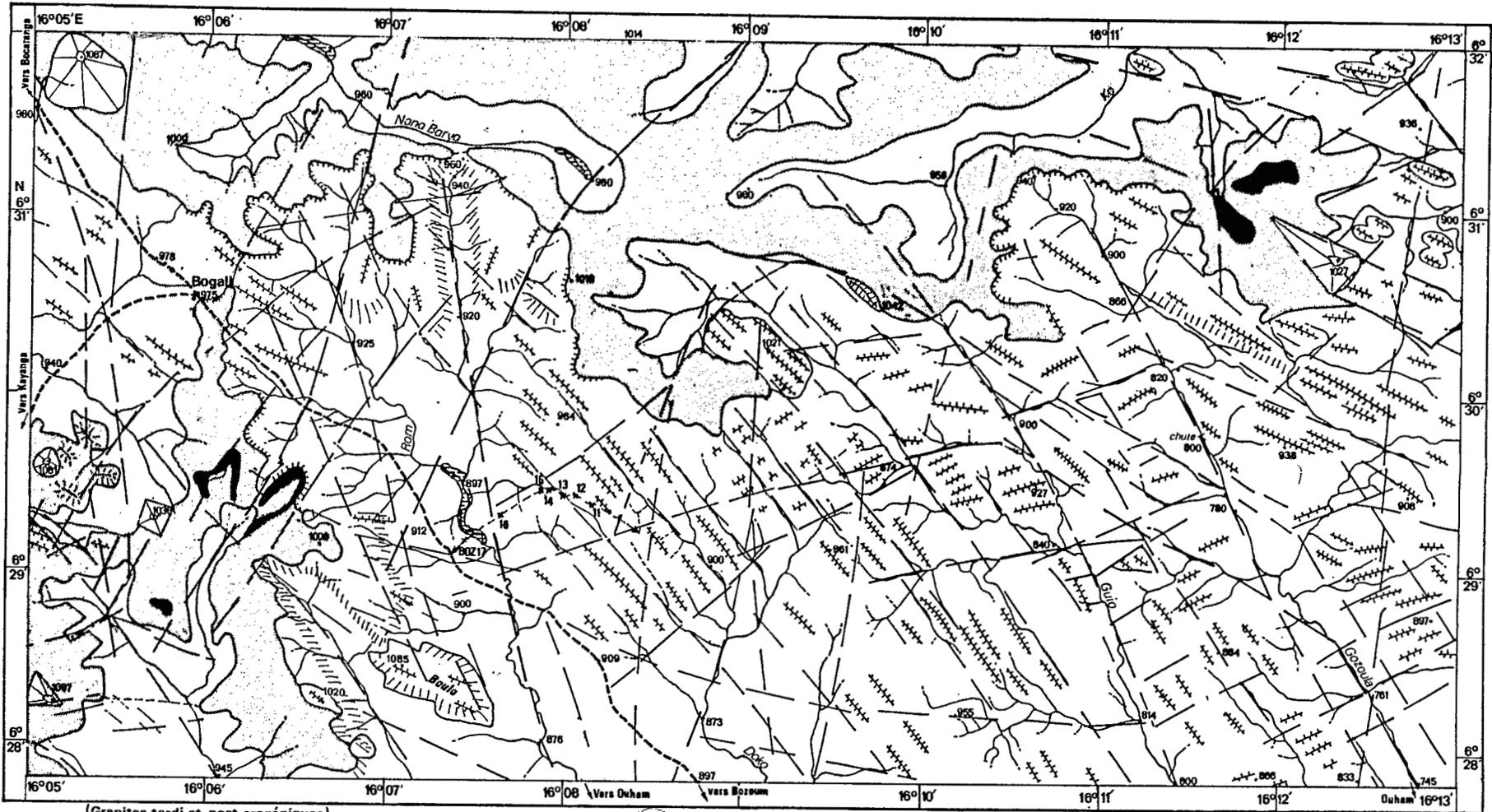
En limite des feuilles Bocaranga-Bouar, la piste Niem-Bouar emprunte l'interfluve Congo-Tchad que suit le rebord méridional des plateaux de Bouar : surface d'aplanissement localement drainée par des affluents de l'Ouham-Chari. A l'ouest, le plateau est assez nettement, induré dans le petit bassin de la Dakoua : de petits lakéré encadrent les têtes de vallons ; une corniche cuirassée borde le plateau. A l'est, dans le bassin de la Bolé, l'induration est faible ; le granite apparaît parfois à nu. Après une quinzaine de kilomètres de parcours, la Bolé coule paresseusement dans une plaine alluviale. Le réseau hydrographique est de type polygonal ou rectangulaire à maille large de 1 à 2 km.

Le contraste est frappant de ce modelé sénile avec l'entaille juvénile où le réseau hydrographique dendritique est à maille beaucoup plus fine. Ce réseau emprunte des directions de fracturation N 160° E, notamment la Danga et la Yolé ; ces fractures facilitent, la pénétration de la vague d'érosion régressive. A « l'érosion normale » se sont ajoutés les effets de la dénudation, due aux défrichements culturels, au surpâturage et, à l'établissement de la route Bouar-Bocaranga. Ces facteurs ont favorisé le développement, à l'intérieur du manteau d'altérites granitiques, de ravines du type lavaka, dépassant 30 mètres.

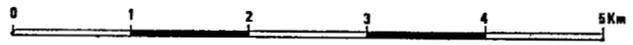
La Bolé longe cet escarpement à moins de cinq cents mètres. Elle risque d'être captée un jour par un affluent de la Yolé comme un affluent oriental de la Dakoua l'a été par la Danga : la piste de Niem suivant l'interfluve recoupe cette vallée sèche vers 6° 02' 20 " et 15° 27' 30" E. Au coin sud-ouest de la figure, on note que des barres rocheuses, encadrant la Birza, ont protégé de l'érosion régressive le bassin supérieur du Bay qui apparaît suspendu au-dessus de l'entaille, tout en étant au-dessous de la corniche cuirassée de l'interfluve.

La toposéquence de Yarambam est évoquée in Y. BOULVERT, 1982c (pp. 15-16).

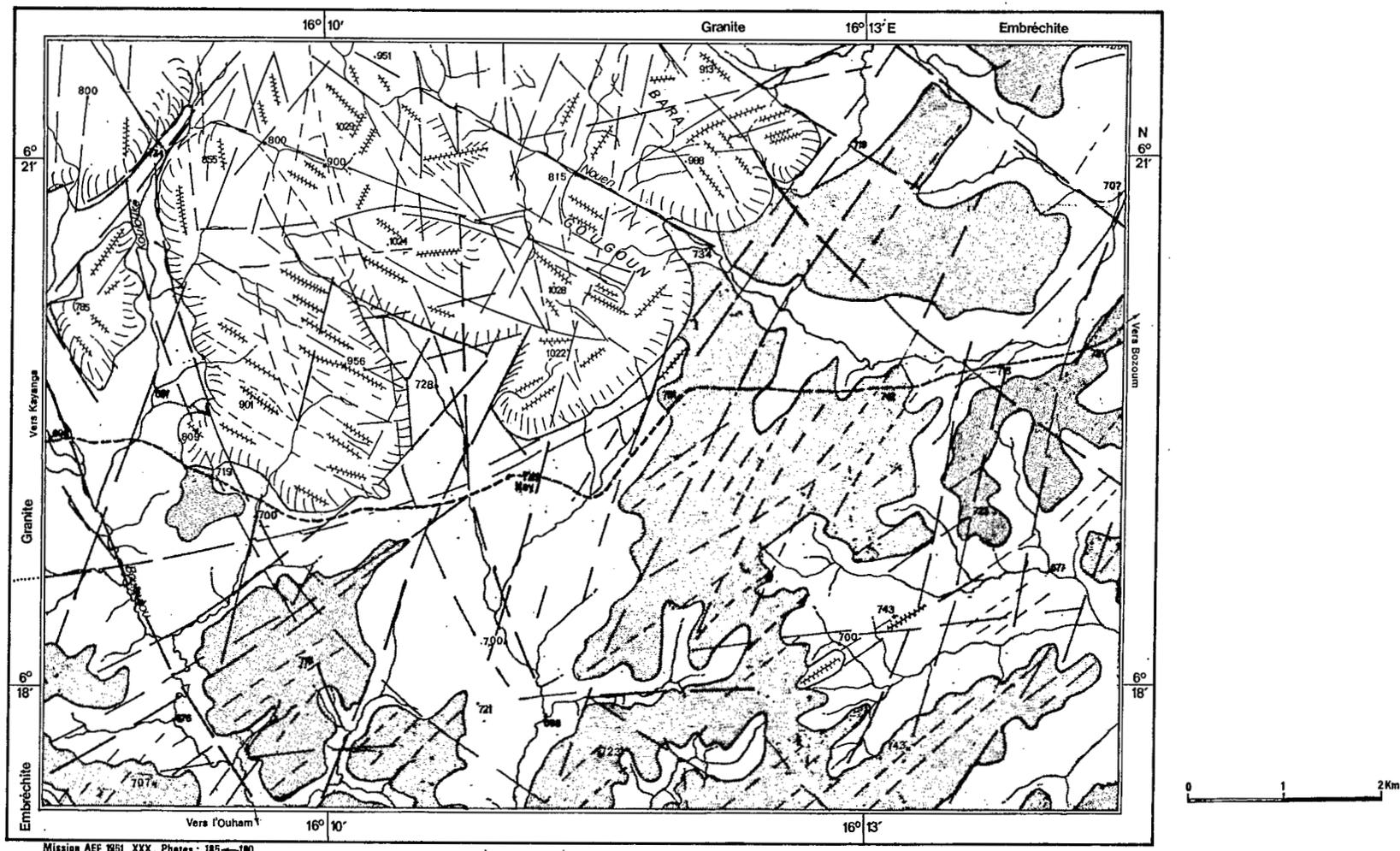
La végétation très dégradée de part et d'autre de la piste est soudano-guinéenne au sommet de l'escarpement avec toutefois la présence de karité ; elle est par contre médio-soudanienne (à *Isobertinia* et *Monotes*) au-dessous de 900 mètres.



(Granites tardi et post orogéniques)







**Figure 32**  
Dômes de flancs granitiques surplombant le fossé de Bozoum, à Hay.

A Hay, s'observe un passage brutal entre l'escarpement de Boïna-Bogali et le fossé d'effondrement du bassin de Bozoum, rattaché lui-même au piedmont tchadien. Le contraste morphologique repose sur une différenciation lithologique. Le glacis de piedmont est tapissé par un cuirassement (BOZ 19 : très haut-glacis) qui vient au contact du « knick » de raccordement ; les directions structurales relevées sont de type SW-NE.

N. DONNET (1378) qui en a donné une description détaillée, parle des « inselbergs de Hay » ; le terme est impropre. Vue du glacis, les reliefs granitiques de Gougoun et Bara ont bien l'aspect de pains de sucre mais ils s'agit en fait de dômes de flancs, appuyés au nord-ouest sur l'escarpement de Boïna-Bogali. Outre la direction principale de fracturation N 120° E, celle du Nouen, on en observe deux autres N 80° et 160° E. Le granite évolue par fracturations, diaclasage, exfoliation, formation d'arènes, de vasques... L'exfoliation de plaques rocheuses sur les pentes se fait en fonction des directions de diaclasage. Dès que la pente dépasse 50 %, les flancs du dôme sont dénudés mais il est remarquable de constater que sur des pentes voisines de 45 %, des placages meubles, épais de quelques mètres, peuvent encore se maintenir en équilibre. Ces lambeaux pédologiques sont en position instable ; le déséquilibre qui a entraîné la dénudation de ces dômes est donc récent.



► **Figure 33**

Site de Bozoum. Niveaux cuirassés étagés dominant l'Ouham.

Le fossé de Bozoum, encadré au nord-ouest et au sud-est de reliefs granitiques, est occupé par une succession de bandes, allongées du sud-ouest vers le nord-est, de micaschistes (à l'ouest de l'Ouham), passant à des amphibolischistes à l'est de l'Ouham, puis à des migmatites, la limite étant soulignée par une direction de fracturation. La mission protestante (Mp) s'adosse à une échine migmatitique (cote 822) encadrée de glaciis cuirassés de piedmont.

Sur les amphibolischistes, sont conservées quelques buttes-témoins de cuirasses anciennes, renfermant de très faibles quantités de résidus quartzeux. La plus élevée (BOZoum 8 - cote 758) est une cuirasse massive, de type « intermédiaire », à couleurs contrastées, rouge foncé (10 R 3/6) ou jaune (10 YR 6/6), à goéthite importante. Sur le rebord de la butte de la préfecture (P), à une altitude moins élevée (680 m), la cuirasse BOZ 6 - est d'un type « intermédiaire » plus représentatif, massive avec rares vacuoles d'aspects contournés, de couleurs jaunes (10 YR 5/6 - 7/6 - 4/4 - 2/2), avec goéthite très importante. Située à proximité (cote 675), la cuirasse BOZ 7 est plus proche d'un type haut-glaciis avec des couleurs finement bariolées : rouge (2,5 YR 3/4), ocre (5 YR 4/6) ou jaune (10 YR 7/8), ainsi que de petites vacuoles à mince cortex ; l'hématite y est décelée à côté de la goéthite.

De l'autre côté de l'Ouham sur micaschistes, le cuirassement est plus banal avec un résidu quartzeux notable. Sur le glaciis cuirassé, au niveau du carrefour Bocaranga-Paoua, BOZ 4 (Note 655) d'aspect haut-glaciis : cuirasse massive à vacuoles nombreuses mais petites (cortex ferrugineux brun jaune : 7,5 YR 3/2), proche en fait d'un type très haut-glaciis avec gibbsite secondaire bien individualisée, à côté d'hématite et surtout de goéthite. Plus près de l'Ouham, BOZ 5 (cote 640) est une cuirasse jaunâtre (10 YR 6/8), bariolée de rouge (2,5 YR 4/6), à nombreuses taches noires manganésifères. Elle se rattache à la moyenne terrasse avec ses nombreux petits galets quartzeux, parfaitement arrondis.

Ainsi l'étagement des cuirasses en fonction de leur ancienneté, de leur degré d'évolution se vérifie à l'échelle du versant, de la toposéquence (2 à 3 kilomètres au plus). Sur matériau comparable, un bon critère du degré d'évolution des cuirasses est donné par le pourcentage de résidus (quartzeux) insolubles de l'analyse triacide ; il diminue avec le temps. En dehors du cas particulier de BOZ 8, la teneur en fer décroît (de 56 à 28 %) de même que l'altitude de BOZ 6 à 7 - 4 et 5, tandis que le pourcentage de résidus s'accroît (de 1 à 23 %). A noter que les divagations de l'Ouham dans le fossé de Bozoum sont de faux méandres, liés au réseau de fracturation. Les seuils rocheux n'y sont pas rares (cf. pont de Bozoum).

rassée amont que suit l'interfluve Congo-Tchad et la piste Niem-Bouar est largement séparée de l'abrupt aval de 250-300 m dont la route Bouar-Baboua longe la base jusqu'à Béviti. **Bouar se situe sur un chaos granitique, éperon rocheux**, reliant le plateau gréseux de Gadzi au plateau 1 000 m de Bouar et séparant les bassins versants de la Sangha (Nana) et de l'Oubangui : la Lobaye y prend sa source.

**L'escarpement** s'allonge du SW au NE entre Bouar et Taley (6° 40'-16° 23') en s'accroissant progressivement après le seuil de Wen-Kolo dans le bassin de l'Iriyi (cf. fig 9-Y. BOULVERT, 1982c). A partir de Boina, **il atteint 300 m au-dessus du fossé de Bozoum**, prolongement du piedmont tchadien. Les dômes de flancs granitiques y apparaissent dégagés par l'érosion en relation avec les directions **de fracturations conjuguées qui expliquent le tracé heurté en baïonnettes ou en zigzags de l'Ouham et de la Bolé**, ainsi que la succession de rapides qui les font chuter de plus de 200 m (cf. ex fig. 14). L'escarpement est très divers, abrupt ou s'échelonnant sur 15 km de largeur. On peut y observer un knick ou raccordement des dômes granitiques au piedmont cuirassé de Bozoum, cf. massifs de Samba : (6° 33'-16° 24') ou Hay (Fig. 32), isolé au sud de l'accident mylonitique : Bara-Rompé-Zo-Ouham. La corniche cuirassée disparaît progressivement à l'est de Bogali (Fig. 31) tandis qu'encadrant les dômes de flancs ressortent les directions de fracturations conjuguées (Fig. 32).

**Au nord de Taley, l'escarpement est démantelé** dans l'entaille correspondant aux gneiss et amphibolites de la haute Pendé. Il prend un aspect en croissant dont la base est prolongée par la piste Taley-Paoua *via* Bilagaré (6° 46'-16° 08'), le sommet correspondant à la ligne de crête entre Nana Barya et Pendé. L'escarpement se retrouve à l'W-NW de Paoua au long du tracé tourmenté, fortement influencé par la structure de la Pendé et de ses affluents Siboué, Dokou (7° 21'-16° 09') avec des rapides, des chutes (cf. Pembé-Dololo : 7° 19'-16° 09'), des coudes brusques, des gorges suivant des axes curvilignes de fracturation.

Dans le prolongement de cet escarpement, juste au nord de la frontière tchadienne, les monts Koumbala ou Mbala (7° 36'-15° 52') constituent un groupe d'inselbergs encadré par deux ou trois directions de fracturations N 135°, 80 ou 60° E. J. HURAU (1967) les considère comme vestiges d'un relief dissymétrique à front-crête, ayant fait l'objet d'une dénudation totale. L'évolution s'est faite à partir d'une tectonique cassante avec des directions de diaclases marquées et continues. De là, **l'escarpement rejoint vers le sud-ouest le rebord méridional du fossé de la Mbéré** auquel correspond en RCA le petit bassin érodé de Mbéré-Ngaoundaye.

## 6. L'induration sur les reliefs du Nord-Ouest centrafricain

On observe dans le Nord-Ouest centrafricain des niveaux cuirassés étagés en altitude. Deux interprétations en ont été proposées : selon P. SÉGALEN, on se trouve en présence d'aplanissements étagés, les plus anciens étant les plus élevés ; il devrait donc en

être de même du cuirassement. Selon G. GÉRARD (1954), « on peut supposer que ces lambeaux latéritiques appartenaient à l'origine à une même cuirasse et qu'ils en ont été décrochés par des fractures récentes qui ont mis le massif de Yadé en relief ». Il en déduit ainsi « un rejet total de 600 m ». Cette hypothèse suppose un rejet de failles postérieur au cuirassement, or le soulèvement de cette région corrélatif à l'ouverture des fossés de la Mbéré et de Bozoum (cf. XV.4) est fin Crétacé. Après érosion, un cuirassement s'est progressivement mis en place sur les divers replats. Les témoins les plus anciens sont les mieux conservés sur les roches les moins acides, ici paradoxalement sur les secteurs les moins élevés (cf. fossé de Bozoum, Fig. 33). Telle fut la conclusion adoptée à la suite d'une tournée commune fin 1972 avec B. BOULANGÉ et V. ESCHENBRENNER en vue de raccorder les « niveaux cuirassés » centrafricains à ceux définis en Côte-d'Ivoire (B. BOULANGÉ et *al.* 1973).

Quelques échantillons isolés se rapprochent des types bauxitique (cf. BOCaranga 28), mixte (MEIganga 1) ou intermédiaire (MEI2, BOC 8), mais aucune butte-témoin de cuirasse ancienne ne surmonte ces plateaux du Nord-Ouest centrafricain dans lesquels la boehmite n'a pas été décelée soit que le matériau ne se prêtât pas à une telle induration, soit que, sur ces plateaux escarpés, de telles buttes n'aient pu résister à l'érosion.

A titre comparatif voici la composition moyenne de 25 échantillons de **cuirasses** de plateaux : 9 d'un type banal haut-glacis, 16 provenant du rebord (où le soutirage des éléments permet la différenciation de la variante « très haut glacis » avec gibbsite secondaire assez importante), puis 3 cuirasses récentes de type « moyen glacis » provenant du piedmont nord près de la frontière tchadienne, **toutes sur granite ce qui explique l'importance du résidu quartzeux.**

Sur granite	Résidu	Kaol.	Illite	Gibb.	Hém.	Goeth.
16 « tr. ht. glacis »	21	20	1	25	13	20 %
9 « haut glacis »	25	27	1	13	7	27 %
3 « moyen glacis »	28	35	5	0	6	26 %

Sur diagramme triangulaire Al-Fe-Si, ces cuirasses s'avèrent de composition moyenne : 12 à 35 %  $\text{SiO}_2$ , 32 à 60 %  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  et 25 à 50 %  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , ces dernières proportions étant élevées par rapport à la moyenne des cuirasses centrafricaines. La discrimination est meilleure en utilisant la silice totale qui varie de 22 à 60 %.

Ces reliefs du Nord-Ouest centrafricain sont peu étendus couvrant 28 400 km<sup>2</sup>, moins de 5 % du territoire. Ils se répartissent ainsi : 2 130 km<sup>2</sup> pour la surface 1 200 m, 14 600 km<sup>2</sup> pour celle 1 000 m et 11 650 km<sup>2</sup> pour les reliefs et escarpements rocheux. Prolongeant les plateaux du Centre-Cameroun, ils constituent en Centrafrique une unité originale.

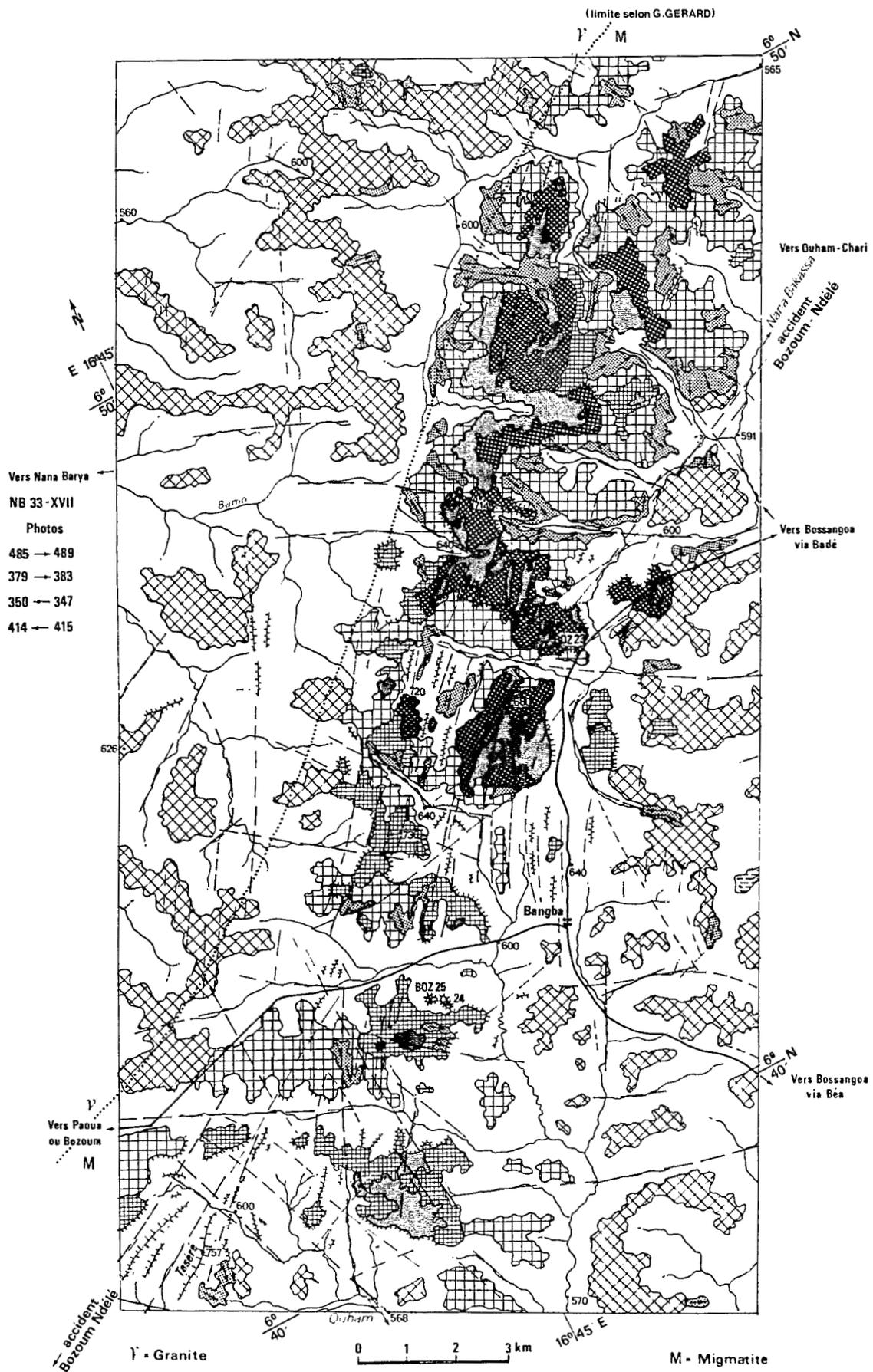
## BASSIN MOYEN DE L'OUHAM-BAMINGUI

Au nord de la surface centrafricaine précédemment décrite qui s'étend sur 258 000 km<sup>2</sup>, soit près de la moitié du territoire centrafricain, s'étend une **portion affaissée ou déjetée du socle, le piedmont tchadien** couvrant 108 600 km<sup>2</sup>. On peut le subdiviser en deux unités : le piedmont de la Ouandja-Vakaga, au nord du plateau gréseux d'Ouadda et le bassin moyen de l'Ouham-Bamingui, limité à l'est par ce même plateau, à l'ouest par les plateaux de Bouar-Bocaranga et au nord par les alluvions tchadiennes.

### 1. Accident de Bozoum-Ndélé-Ouanda Djallé

Insoupçonnée auparavant, l'importance de cet accident a été perçue sur les premières images Landsat (Y. BOULVERT, 1974-1978). Suivi avec attention lors de la photo-interprétation systématique, celui-ci atteint à l'W-SW le bassin de la Bolé près de Boïna. Non loin de Bara (6° 19' 30"-16° 02' 30"), un filon de mylonites émerge du socle de plusieurs mètres sur plus de 4 km. M. CORNACCHIA (1980) qui a souligné l'importance à l'échelle de l'Afrique de cet accident précise : « il dépasse 100 m d'épaisseur et se suit sur plus de 20 km... couloir mylonitique... ultra mylonite... » De W-E, cette fracturation prend une direction N 60-70° E. Laissant isolé au sud le massif granitique de Hay (Fig. 32), cette fracture est successivement empruntée par les vallées Rompé-Zo puis Ouham. Elle longe alors la base de l'escarpement de Bogali, dévalée par de petits torrents suivant des directions de fracturations conjuguées N 140 à 160° E (Fig. 31).

Au-delà du coude de l'Ouham vers le sud-est, cette fracture recoupe transversalement les plateaux cuirassés de Bangba (Fig. 34). D'ailleurs sur cette limite migmatites-granites, J. GÉRARD (1963) signale des failles avec mylonites au contact. La Nana Bakassa emprunte temporairement cet accident, observé suivant un filon à Karamba (7° 11'-17° 43') et retrouvé près de Batangafo (cf. Fig. 38). Au-delà, selon M. CORNACCHIA (1980), « cet accident majeur... disparaît sous les dépôts argilo-sableux du Continental Terminal avant de réapparaître dans la région de Ndélé ». Ce n'était pas notre avis (Y. BOULVERT, 1978), ce **linéament restant assez net sur les images-satellite, beaucoup moins, il est vrai, sur les photographies aériennes**. Le socle latérisé des interfluves est recouvert dans les vallons de colluvions et alluvions récentes. Cette orientation structurale N 70° E se retrouve à l'E-NE de Batangafo sur quelques sites : cours du Vafio (7° 20'-18° 25'), du Vami (7° 30'-18° 55') et du Mihi (ou Messi : 7° 44'-19° 10'). Il apparaît souligné de part et d'autre par des directions de schistosité : lakéré orientés E-NE. Ce faisceau de fracturation se poursuit au-delà localement sur le Bamingui (7° 46'-19° 35'), la Vassako (7° 53'-19° 57'), la Ngou Ngola (7° 57'-20° 16'), la Djoumou (8° 07'-19° 37'), la Doula (8° 09'-



► **Figure 34**  
Modélé cuirassé orienté au nord-est de Bozoum, aux environs de Bangba.

Le secteur de Bangba est situé au nord-est de Bozoum, à proximité du coude de l'Ouham vers le sud-est. Il présente, sur 30 km de long et 5 à 6 de large, un modelé fortement cuirassé et étagé, évoquant nettement, avec ses lakéré en lanières N 35° E, celui de la série de Kouki qui apparaît, 40 km plus loin, dans le prolongement nord-est de cette série. Sur la carte géologique de reconnaissance de G. GÉRARD (1963), reprise par J.-L. MESTRAUD (1964), la limite entre les granites de la Nana Barya, au nord-ouest du secteur, et les migmatites de l'Ouham, au sud-est, longe approximativement la bordure occidentale de ce secteur cuirassé avant de se rabattre (au-delà de la figure) sur un accident faillé, jalonné de mylonites, le long de la Nana Bakassa. M. CORNACCHIA a montré l'importance de cet accident faillé majeur que l'on peut suivre entre Bozoum et Ndélé. Correspondant à la limite granite-migmatite, il prend le secteur en oblique depuis le Taséré (cote 757) jusqu'à la cote 591 sur la Nana Bakassa. En règle générale, sur granite, les sols sont moins fortement indurés et moins intensément colorés que sur migmatites. La même comparaison peut être faite entre les migmatites et les schistes. Pour ces raisons morphologiques et pédologiques, il semble que ce petit secteur à sols fortement colorés, indurés et orientés de Bangba, recouvre un lambeau de « roches métamorphiques orientées » qui pourrait assurer le relais entre les schistes de Bozoum (à 60 km au sud-ouest) et ceux de Kouki. Des débris de roches schisteuses ont été effectivement trouvés, en mars 1974, dans le glacis cuirassé (BOZ 24 : 660 m, 6° 40' 20"-16° 45' 20"), au piedmont de la butte de cuirasse ancienne (BOZ 25 : 630 m 6° 40'-16° 44' 40") ; une dépression basale sépare ces deux niveaux cuirassés.

19° 56'), la Kouvakongou (8° 16'-19° 53'), le Ngou Soua (8° 11'-20° 23'), le Dimiangou (8° 19'-20° 27'), la Miangoulou (8° 26'-20° 33') et la Mia (8° 16'-20° 38') dont le prolongement incise l'escarpement gréseux de Ndélé.

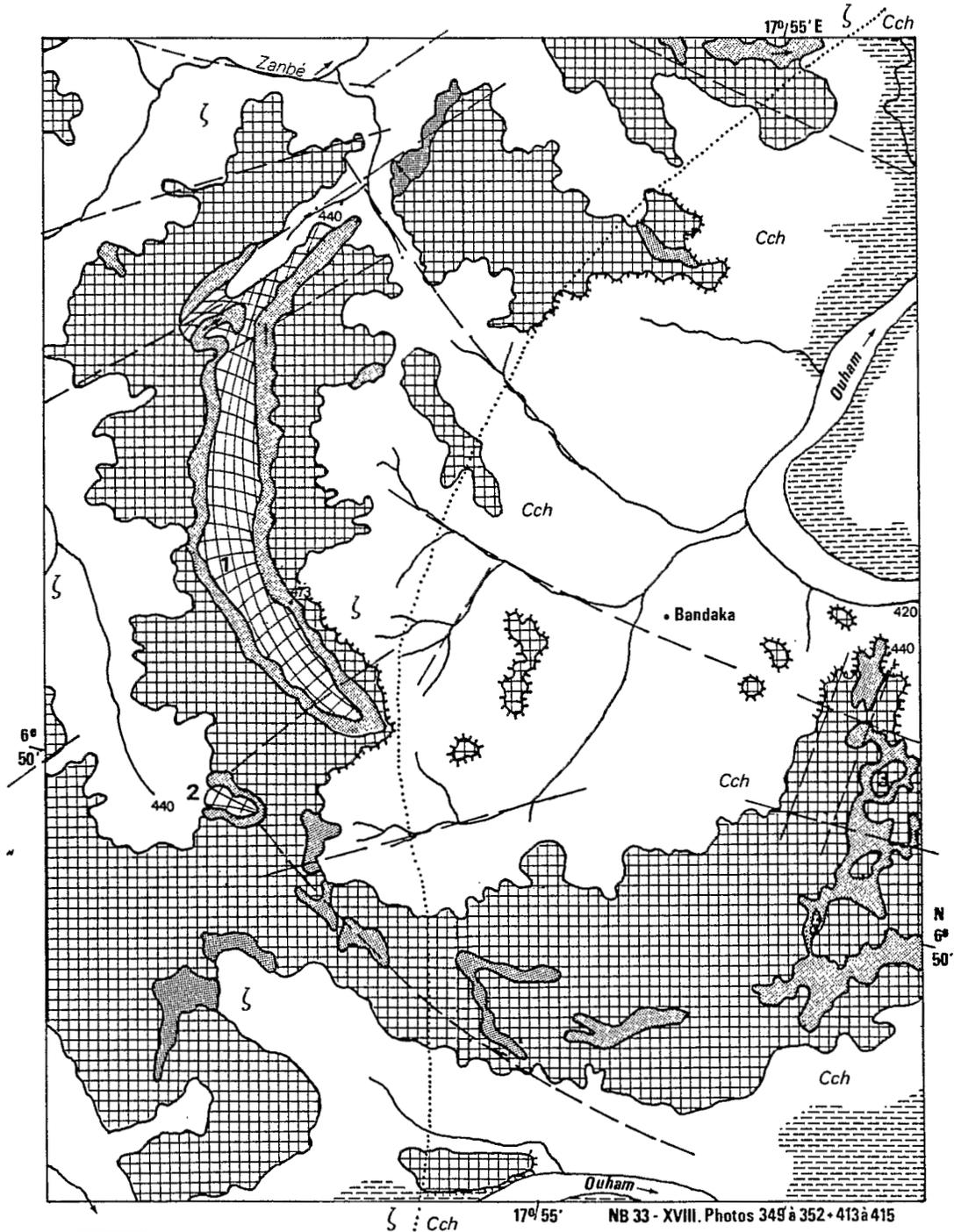
## 2. Bassin de Bozoum

Le bassin Bolé-Ouham ou dépression de Bozoum s'étend sur 100 km de long et 10 de large. C'est un glacis induré de piedmont (Fig. 32) sur migmatites et micaschistes avec quelques reliefs résiduels (Fig. 33). Ce modelé figé est parfois rajeuni : l'Ouham incise son cours dans le socle en multipliant les faux méandres structuraux, laissant subsister quelques chutes, cf. Boulaye (6° 36'-16° 34'). Ce bassin est dominé au sud-est, de 100 à 200 m, par des reliefs résiduels. Juste au nord du plateau gréseux de Gadzi, on a vu qu'entre les cotes 934 et 845, une corniche cuirassée, rattachée à la surface centrafricaine se reliait topographiquement au plateau de Bouar. Juste au-dessous, on observe une succession de crêtes rocheuses migmatitiques ou granitiques allongées parallèlement SW-NE. Quelques lambeaux témoins cuirassés peuvent en coiffer les replats (cf. cote 837 : 6° 08'-16° 10' 20"). Entre ces arêtes, des torrents frayent leur cours en utilisant les discontinuités structurales, ce qui entraîne une incision différentielle de leurs vallées : vers 6° 03', la Ouin (16° 12' 30") coule à 750 m d'altitude alors que la Niéli (16° 14') est encore au niveau 850 m. Au nord de Bozoum, ces crêtes rocheuses font progressivement place à des plateaux indurés d'orientation N 40-45° E. Au-delà de l'Ouham, le secteur de Bangba tranche par l'intensité de son cuirassement (Fig. 34).

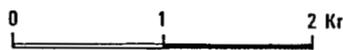
## 3. Piedmont granitique de Paoua

Reposant sur granite hétérogène, le bassin de Paoua est limité à l'E-NE par les plateaux cuirassés sur série de Kouki, à l'W-SW par l'escarpement de la Pendé ; ce piedmont se prolonge vers Baibokoum au Tchad. La photo-interprétation souligne l'importance de la structure géologique sur le modelé de ce secteur. Il suffit pour s'en convaincre de suivre le tracé rectiligne ou légèrement curviligne des torrents : Siboué, Dokou, Pendé, Garin. Ces tracés en baïonnettes correspondent à un réseau de fracturations conjuguées comme l'a confirmé M. CORNACCHIA (1980). En 1964, P. JONGEN distinguait là sur le type défini au Congo belge, quatre niveaux P<sub>1</sub> à P<sub>4</sub> situés aux altitudes moyennes 900-800-600-500 m, un secteur accidenté de collines séparant P<sub>2</sub> et P<sub>3</sub>. Dans notre interprétation P<sub>1</sub> représente le prolongement du plateau de Ndim (cf. IX.4), P<sub>2</sub> son incision, son entaille, P<sub>2</sub>-P<sub>3</sub> l'escarpement de la Pendé, P<sub>3</sub>-P<sub>4</sub> le piedmont granitique de Paoua que l'on peut à la rigueur subdiviser en deux suivant une ligne joignant le replat induré de Bétokomia (593 m-7° 18'-16° 26' 30") à la Fiba (470 m-7° 14'-17° 05') mais le passage P<sub>3</sub>-P<sub>4</sub> est insensible. Les glacis indurés sont un peu mieux conservés au sud de cette limite qui est surtout climatique.

**La pluviométrie décroît en raison de l'effet d'écran des reliefs d'Ouham-Pendé** : à Markounda l'indice est de type 4.3.5 avec P = 1 256 mm. Sur ce socle imperméable, les puits sont à sec en fin de saison sèche, l'étiage de la Nana Barya est nul. Ceci se traduit par l'opposition d'une flore relativement xérique avec *Calotropis procera*, *Ziziphus spina-christi*... (Y. BOULVERT, 1986). En 1978, l'établissement avec Y. LUCAS (1982) des esquisses morpho-



- Surface d'aplanissement (type haut glacis)
  Versant
- Lakéré
  Hydromorphie de bas de pente
- Recouvrement limoneux des lakéré
  Gneiss
  Cch: Charnockite



►► **Figure 35**  
Surface d'aplanissement cuirassée en bordure de l'Ouham.

A 65 km au nord-est de Bossangoa, les interfluvés cuirassés sont tabulaires entre 450 et 475 m. Ils ne sont escarpés en corniche qu'au-dessus de la large entaille de la vallée de l'Ouham dont les alluvions sont voisines de la cote 420.

A l'est, sur charnockite, on observe des lakéré en auréoles circulaires (3) encadrés par deux directions conjuguées de fracturations N 20° E et 105° E. A l'ouest, sur gneiss, les lakéré de plateau peuvent prendre une forme en fer à cheval (2) ou plus remarquablement en épingle à cheveux (1). Allongé sur plus de 4 km et très légèrement concave, ce dernier draine les eaux de ruissellement du plateau. Les fins matériaux limoneux se rassemblent au centre de cette gouttière faisant ressortir le liseré induré, dénudé, de bordure. On relève que les lakéré correspondent à des dépressions presque insensibles des plateaux mais que le cuirassement secondaire de versant est quasi absent de ce secteur. Le réseau hydrographique s'appuie sur les directions structurales N 60° E et N 135° E sur gneiss.

pédologiques d'Ouham-Pendé nous a conduit à subdiviser en deux le secteur sud. A l'est de l'escarpement induré surplombant la So (6° 50'-16° 29'), l'aplanissement du piedmont tchadien est souligné par l'induration des interfluvés qui reste peu intense sur granite. Sur migmatite, les sols sont moins décolorés et moins sableux. Toutefois avec J.Y. GAC en 1976, nous avons observé près de Boguila, à côté de sols ferrugineux tropicaux environnants, des sols à smectites avec nodules calcaires et manganésifères sur arènes granitiques. Quelques reliefs résiduels subsistent : crête migmatitique ou inselbergs granitiques tels celui de Sagon (618 m-7° 12' 30"-16° 56' 30"), le « château fort » de la population Souma. Un rajeunissement du modelé s'observe dans l'entaille de la Nana Barya, parsemée de boules granitiques.

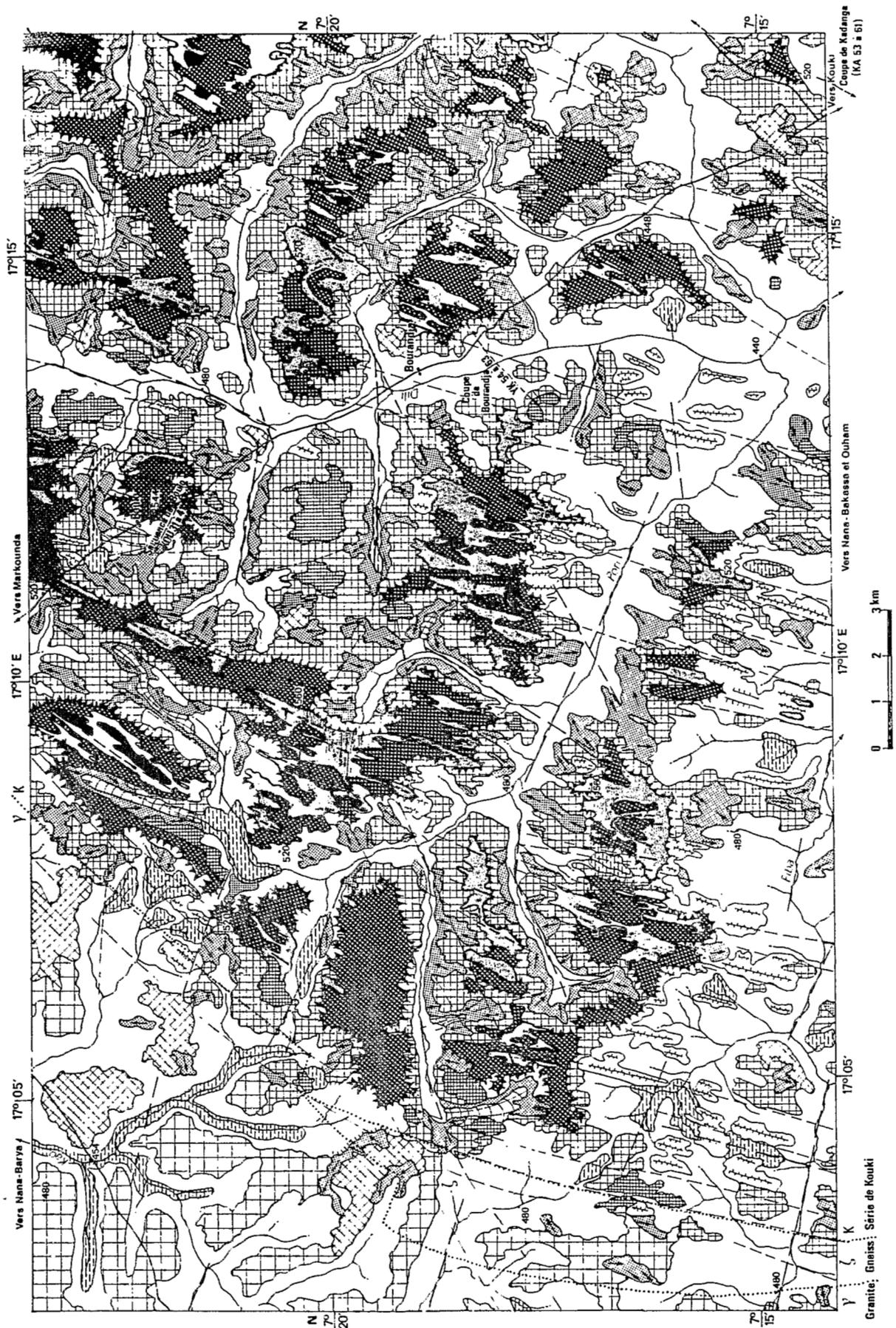
L'Ouest de ce secteur apparaît comme une entaille, dépression bordière de l'escarpement Bogali-Pendé. Les sols y sont rajeunis par l'érosion qui fait apparaître de petits affleurements en dos de baleine. Au nord, le bassin de Goré-Markounda, auquel se rattache le petit bassin Kao (7° 51'-27° 06'), paraît plus homogène. Sur les interfluvés légèrement convexes, les sols sont décolorés et sableux en surface, à nodules ferrugineux en profondeur. Les bas-fonds en forme d'auge, classiques sur granite, sont mal drainés : association de sols hydromorphes aux sols ferrugineux tropicaux. En tête de vallons les bassins de réception sont ceints d'un mince liseré induré : lakéré en fer à cheval (cf. Fig. 35). Le réseau hydrographique à maille rectangulaire est plus lâche que sur le reste du socle.

#### 4. Massif schisteux de la Nana

Le massif schisteux de la Nana constitue une étroite bande nord-sud (allongée de 5° 56' à 6° 33' et de 17° à 17° 07'). Ce petit massif de 600 km<sup>2</sup> culmine à 800 m (6° 10'-17° 05' 30"), 300 m au-dessus des vallées Nana-Ba qui le recoupent par un tracé surimposé utilisant des directions de fracturations transversales (N 90° E-6° 16'-17° 05'). Des cuirasses secondaires de versants divergent vers ces vallées. Le paysage est dominé par les intercalations subordonnées de quartzites en crêtes parallèles nord-sud. Incisé dans des vallées en V, le réseau hydrographique dendritique est très orienté. Les sols sont des sols jeunes d'érosion : lithosols, sols lithiques, sols ferrallitiques pénevolués.

#### 5. Bassin de Bossangoa

En vue de sa cartographie systématique à moyenne échelle (Y. BOULVERT, 1966 à 1975), l'Ouham a été parcouru en tous sens en voiture ou à pied ; ce fut entre autres l'occasion d'établir une typologie des formes cuirassées (Fig. 35) en relation avec le substrat. Divers exemples (Fig. 8 à 11) d'étagement de cuirasses montrent qu'un **important cuirassement secondaire peut diverger en éventail à partir de buttes anciennes**. Dans le prolongement du fossé de Bozoum, ce piedmont sur socle paraît affaissé par rapport à la surface centrafricaine dont la limite est ici (entre 6° et 6° 05') jalonnée de buttes-témoins anciennes qui la surmontent d'une cinquantaine de mètres. Au titre des curiosités signalons un pont naturel sur cuirasse (6° 06' 40"-17° 28') et non loin des « empreintes » de pieds, pétroglyphes sur cuirasses (6° 07'-17° 34' 30"). Parmi les indices de cet affaissement, citons l'érosion des bassins supérieurs du Koro (6° 20'-17° 14') et de la Boubou mettant à nu des barres de charnockites



►► **Figure 36**  
Modelé cuirassé de la série de Kouki.

Cette figure, extraite de la représentation cartographique de la bordure occidentale de la série de Kouki, illustre bien l'importance du cuirassement sur cette formation comparative-ment à celle des granites indifférenciés de Paoua, Markounda, l'induration du liseré de gneiss étant intermédiaire. Outre cette intensité du cuirassement aluminoferrugineux, la série de Kouki se caractérise par sa morphologie en plateaux surélevés compris ici entre 565 et 540 mètres à l'ouest, 540-530 m à l'est de la figure, tandis que les interfluvies indurés sur granite ne dépassent pas 500 m.

La liaison avec la lithologie est soulignée par la disposition en lanières orientées des lakéré de ces plateaux de cuirasses anciennes. D'orientation générale N 30 à 40° E, ces lakéré en lanières peuvent présenter des virgations en arceaux (cf. 7° 20'-17° 15') correspondant à des fermetures d'anticlinaux ou de synclinaux indiquant les dimensions de ces structures (de l'ordre de 5 à 7 km de long et de 1 à 3 km de large).

Ces orientations générales se retrouvent dans les barres quartzitiques dégagées par l'érosion dans les vallées. Un important cuirassement secondaire, légèrement concave, moule la partie supérieure des versants, la partie inférieure paraissant entaillée par une reprise d'érosion. Les apports latéraux ferrugineux masquent les orientations du substrat sur les lakéré, contrairement à ce que l'on observe sur le complexe amphibolo-pyroxénique du Mbomou (cf. Fig. 17).

Le réseau hydrographique est adapté à la structure : le chevelu secondaire ou de premier ordre souligne de manière remarquable la disposition des couches. Quant aux drains principaux (Fiba, Poril), ils empruntent fréquemment des directions de fracturations transversales à la série.

La répartition des sols et de la végétation a été étudiée par une série de coupes transversales décrites dans diverses publications traitant de cette remarquable série. Citons la coupe XXI de la Bourandja (Y. BOULVERT, 1966), celle de Kadanga (Y. BOULVERT, 1971b), celle de Boulo (ex fig. 59).

(6° 17'-17° 44'). Légèrement au nord (vers 6° 20'), on observe sur 50 km une succession ouest-est de plateaux cuirassés escarpés à contre-pente vers le sud. La base de cette **pseudo-cuesta** est longée par la Soumbé (6° 20'-17° 35') qui utilise des directions de fracturation pour rejoindre l'Ouham. A ce niveau, la végétation soudano-guinéenne devient vers le nord sub-soudanienne avec l'apparition du karité.

Au nord de l'Ouham, ce piedmont induré se retrouve au niveau 530-500 m, surmonté de quelques buttes de cuirasses anciennes ou de roches. Les indications données par la photo-interprétation et les vérifications au sol dans cette région ont pu être utilisées dans des secteurs éloignés, difficiles d'accès. Les inselbergs granitiques arrondis (cf. 6° 56'-17° 43') diffèrent des buttes charnockitiques ruiniformes, quadrillées par un réseau de diaclases orthogonales (cf. Léré : 6° 44'-17° 24'). Sur migmatites, l'induration est plus marquée que sur granite mais les bas-fonds demeurent mal drainés. Les intercalations de quartzites ferrugineux se repèrent par l'intensité de leur induration sur les buttes mais aussi sur les versants.

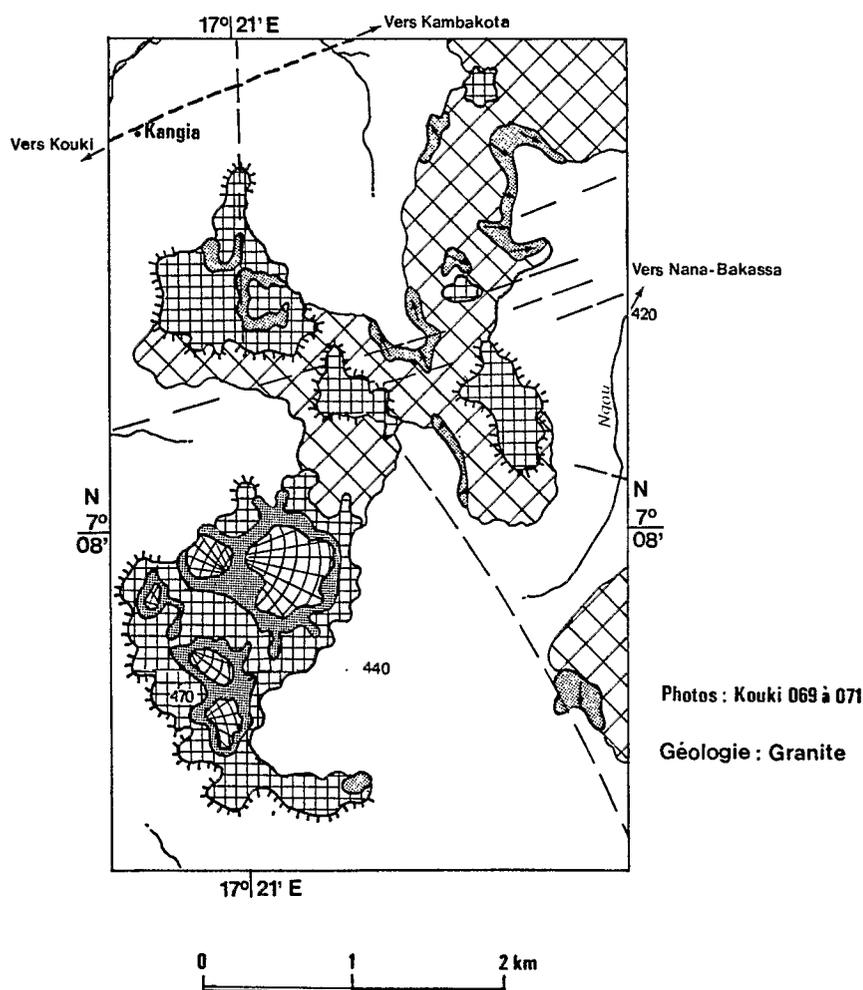
Tandis que le secteur sur ortho-amphibolites de la Boulou ne se différencie guère par la morphologie et les sols du socle environnant, il n'en est pas de même pour les para-amphibolites des bassins Ben et Pendé (6° 48'-17° 47') ; une étude de détail leur a été consacrée (cf. Y. BOULVERT, 1974 ou ex fig. 57). En dépit d'une pluviométrie assez élevée (1 405 mm à Bossangoa), **l'individualisation de vertisols lithomorphes à nodules calcaires est rendue possible** (au pied des buttes de cuirasses anciennes et d'altérites ferrallitiques rouges) **sur ces matériaux basiques, si les différences topographiques sont suffisantes** (une centaine de mètres au long de l'entaille de l'Ouham qui coule à proximité) **pour que puissent se différencier deux niveaux géochimiques opposés : l'un lessivant, l'autre confinant.**

Le long de l'Ouham, les plaines alluviales demeurent très réduites, son cours restant entrecoupé de barres rocheuses empêchant la navigation. On observe des terrasses à gros galets (1 à 10 cm de diamètre, cf. profil OK20 in Y. BOULVERT, 1968b).

## 6. Plateaux cuirassés de Kouki

L'importance des relations entre morphologie-sols et substrat ressort sur la moitié méridionale de la feuille Kouki, où quatre bandes orientées SW-NE se repèrent sur les images-satellite. Diverses études régionales (Y. BOULVERT, 1971b-d-e et 1976a-b) ont été consacrées à l'exceptionnel secteur cuirassé de la série de Kouki, constituée de schistes avec quelques intercalations de quartzites et de roches vertes (Fig. 36). L'étude par puits de la séquence de Boulo (ex fig. 59) montre que sous couvert de savane, l'induration reste discontinue en nodules ferrugineux, le schiste altéré apparaissant entre 5,5 et 7 m de profondeur, tandis que, sous les lakéré en lanières, la cuirasse est d'abord compacte et dense sous 3,5 m d'épaisseur.

Le tableau suivant indique la composition minéralogique moyenne de 39 échantillons de cuirasses de surface provenant de cette série : 12 de plateaux anciens comparés à 12 des versants et à 15 échantillons prélevés dans les divers puits du plateau de Boulo.



**Figure 37**  
Lakéré en auréoles circulaires sur granite en bordure de la Nana Bakassa.

En général, sur granite, l'induration est peu accentuée et sans escarpement net. C'est le cas au nord-ouest de la série de Kouki (bassin du Kao) ; par contre, sur sa bordure orientale, les interfluves sur granite sont, au niveau 460-470 m, tabulaires et indurés tout au long de la vallée sénile, méandri-forme et encombrée d'alluvions, de la Nana Bakassa qui coule à la cote 416, 5 km à l'est de ces plateaux. Ils portent des lakéré de plateau très caractéristiques, en auréoles pratiquement circulaires, contrastant nettement avec les lakéré en lanières orientées sur schistes de Kouki. On décèle avec difficulté quelques orientations structurales, notamment N 75° E. L'induration peu intense est concentrée sur les interfluves ; le cuirassement secondaire de versant est très réduit.

Echantillons	Kaol.	Gibb.	Boeh.	Hémat.	Goeth.	Hém/Goë+Hé.
15 en profond.	19	27	0	28	26	51,8 %
en surface :						
12 : plateau	16	18	trace	35	31	53,3 %
12 : versant	21	19	0	23	36	38,9 %

Les différences de composition ne sont pas très accusées entre ces cuirasses, liées génétiquement. Anciennes, elles renferment peu de résidu quartzueux (4,5 % en moyenne) ; la boehmite n'a été décelée qu'une fois. Les cuirasses de Boulo sont de type « mixte » avec gibbsite bien caractérisée. L'hématite est mieux individualisée sur les plateaux (et même curieusement dans les échantillons de surface), la goethite sur le versant. L'ancienneté du cuirassement de plateau est confirmée par le rapport élevé hématite/goethite + hématite > 50 %. Au microscope polarisant, on décèle de petites inclusions micacées sur ces échantillons de cuirasses développées sur schiste.

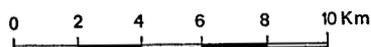
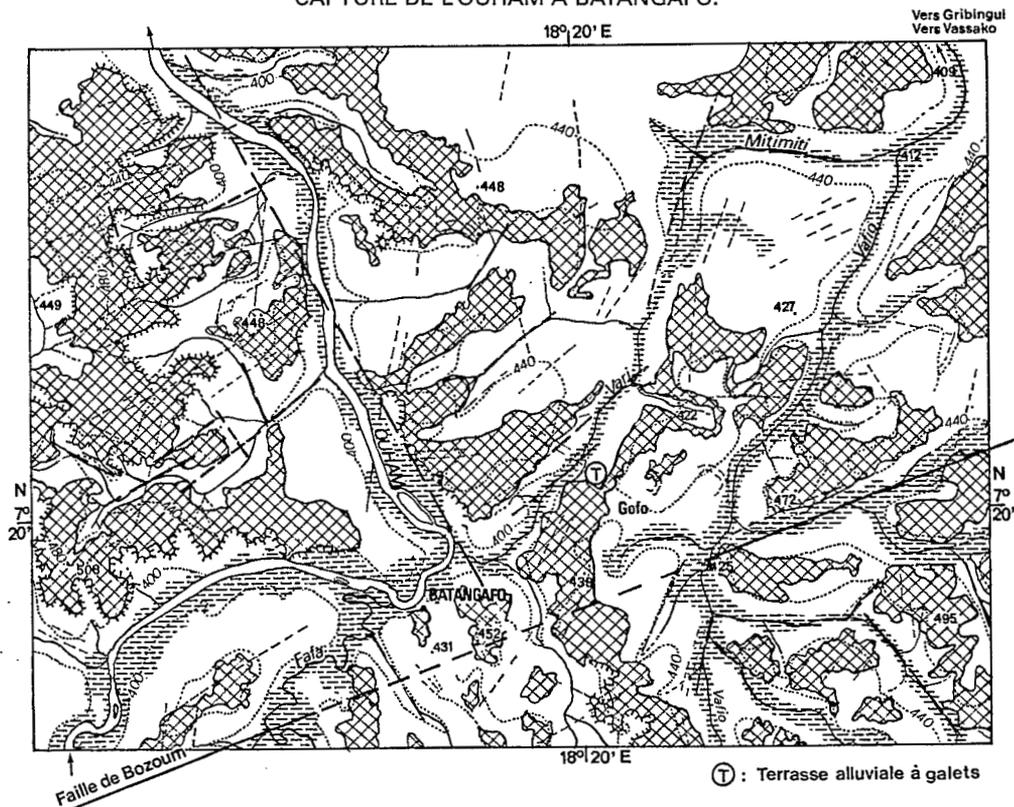
Un paysage cuirassé, du même type mais à contrastes moins accusés, s'observe en face de Batangafo, dans la boucle de l'Ouham. **Ce secteur oriental de la série de Kouki** détecté par J. GÉRARD (1963, autour de

7° 20'-17° 57') se prolonge à l'est du 18° méridien, au-delà de l'Ouham, **contrairement à l'interprétation de G. Pour (1959), rattachant cette « latérite » au Continental Terminal.** Pressentie en raison des **orientations N 60-70° E** du cuirassement **inexplicables sur formations continentales détritiques**, cette interprétation fut vérifiée en 1972 par une prospection de détail qui permit de retrouver sur ce plateau des **altérites de schistes** (cf. fig. 13 in Y. BOULVERT, 1983a). A noter que l'entaille par l'Ouham de ce plateau cuirassé porte, sur une intercalation des diorites et gabbros (7° 08'-18° 12'), des sols vertiques dans une morphologie similaire à celle citée ci-dessus sur para-amphibolites. De même le cours de l'Ouham est surmonté ici de deux terrasses superposées : vers 420 m, haute terrasse à galets et vers 400 m, basse terrasse renfermant **6,9 % de TiO<sub>2</sub>**, valeur la plus élevée que nous ayons rencontrée en Centrafrique.

A vingt kilomètres l'est du secteur occidental de la série de Kouki et à une centaine de mètres plus bas, la Nana Bakassa est, à l'ouest, dominée d'une cinquantaine de mètres par un aplanissement tabulaire sur granite. L'induration, type haut glacis, y est caractérisée par des lakéré en auréoles et l'absence de cuirassement secondaire (Fig. 37).

A l'est de la Nana Bakassa, ce secteur sur granite, faiblement induré et à sols décolorés se distingue de celui voisin sur « formations métamorphiques indifférenciées ». Allongé N 50° E et recoupé transversalement par des fracturations empruntées par la Hama (N 150° E : 7° 13'-17° 35') et ses affluents Kon et Si, cet étroit massif est jalonné de buttes de cuirasses anciennes autour desquelles diverge un important cuirassement secondaire de versants. **Les liaisons morphologies-sols-substrats sont ici remarquables** (cf. ex fig. 61 ou fig. IV in Y. BOULVERT, 1971d). Des remarques similaires pourraient être faites pour les secteurs méridionaux des feuilles Batangafo et Grivai-Pamia.

**Figure 38**  
CAPTURE DE L'OUHAM À BATANGAFO.



## 7. Problèmes de la capture de l'Ouham (Fig. 62)

L'Ouham coulant vers l'E-NE modifie brutalement son cours à Batangafo vers le N-NW. A quelques kilomètres seulement à l'est, les marigots Vafio, Ba se dirigent vers le Gribingui qui en est distant à vol d'oiseau de plus de 40 km ; dans tout ce secteur les glacis cuirassés sont très légèrement inclinés vers le nord-est. L'explication en est structurale, l'Ouham qui coulait approximativement dans la direction de l'accident faillé de Bozoum, **a été capturé à Batangafo suivant une direction linéamentaire conjuguée N 145° E** décelée sur image Landsat. En 1974, une prospection complémentaire a permis de retrouver son ancien cours : Vari puis vallée morte à sols hydromorphes le reliant au Mitimiti. Une preuve en semble apportée par la découverte à la source de la mission catholique de Gofa (BTA8 : 426 m-7° 21'-18° 20' 30") d'une carapace conglomératique à gros galets quartzeux ; cette **haute terrasse** n'a pu être déposée par un ruisseau comme le Vari mais par l'Ouham, cours amont du Chari (Y. BOULVERT, 1987a). L'Ouham ne suivait probablement pas l'actuel cours contourné et sénéscent : Mitimiti-Vafio-Vassako-Gribingui mais un cours plus direct, décelé sur images-satellite vers Kabo et le nord-est.

## 8. Extension réduite du Continental Terminal en Centrafrique

### 1. Caractérisation

En 1931, C. KILIAN avait dénommé « **Continental Terminal** » les dépôts continentaux du Sahara correspondant au Cénozoïque. Ce concept et son extension ont été contestés depuis plusieurs années en Afrique occidentale (F. TESSIER et al. 1975, J. LANG, 1986) ; **sa révision reste à faire en Afrique centrale**. Détecté au sud du Tchad par Ph. WACRENIER (1953), il a été reconnu en Centrafrique par G. POUIT (1959) sur Crampel-Ouest : sables gréseux et latérites associés à des formations remaniées quaternaires. Sur Archambault-Est, R. DELAFOSSE (1960c) note qu'il constitue des plateaux parfaitement horizontaux, latérisés et surélevés par rapport aux plaines de sables quaternaires. **Cette formation horizontale tertiaire est postérieure aux mouvements tectoniques de l'Eocène**. Plus précis J. GÉRARD (1963) distingue sur Bossangoa-Est deux horizons CT2 sables rouges et CT1 : niveaux imbriqués de grès conglomératiques ou arkosiques, d'argiles blanches et de latérites.

### 2. Un niveau reconnu : sables rouges CT2

La cartographie pédologique régulière de l'Ouham entre 1964 et 1972 a permis de retrouver et de délimiter ce niveau de part et d'autre de la Nana Barya et de l'Ouham ainsi qu'au nord de Kabo. Largement développé au Tchad sous l'appellation « koros », son modelé se caractérise par de larges interfluves faiblement convexes - celui du versant sud de la Nana Barya s'allonge sur 60 km, des sols ferrallitiques appauvris, rouges, profonds, filtrants sur sables fluviaux - grande série de Maitoukoulou proche de celle sur grès de Carnot (Y. BOULVERT, 1983a) et donc absence de réseau hydrographique. Dans la vallée, quelques affleurements de granite (cf. Galé : 400 m-7° 43'-17° 10' 30") soulignent la discordance de ce dépôt dont l'épaisseur ne dépasse guère 20 à 30 mètres, jamais 50.

### 3. Remise en question du niveau CT1 : latérite et grès

#### a. Limite socle - Continental Terminal

Tout en sachant bien que le socle précambrien était latérisé, les géologues représentaient un niveau de latérites uniquement sur Continental Terminal.

La limite cartographique de cette formation avec le « Complexe de base indifférencié » semble être pour G. POUIT la courbe enveloppe des formations remaniées de vallées. Trois coupes topographiques dressées sur Kouki de 7 à 8° N suivant la pente générale S.SW-N.NE (fig. XIV in Y. BOULVERT, 1971d) révèlent une inclinaison générale des plateaux cuirassés vers la cuvette tchadienne, réduite à 1 pour 1 000, sans biseau de raccordement au niveau supposé de contact : les plateaux indurés du Nord se situent dans le prolongement de ceux du type général « haut glacis » sur socle. On notait que **les plateaux de la cuirasse ancienne surplombent toujours ceux du Continental Terminal** alors que, selon J. GÉRARD, la série de Kouki disparaît au nord-est par ennoyage sous les dépôts du Continental Terminal.

Quelques granulométries totales et morphoscopies ont été effectuées au nord de Kouki (cf. Y. BOULVERT, 1971e). Alors que les sédiments sont uniquement quartzeux au centre du bassin tchadien (J. PIAS, 1970), il était noté que la **proximité du socle** se traduisait par **la plus faible usure du quartz et par la présence de feldspaths** très abondants sur granite, fréquents sur secteur cartographié en CT1, encore présents sur celui en CT2. Sur plusieurs centaines de fosses pédologiques creusées dans ce secteur, les grès n'ont été que très rarement rencontrés et seulement sur versants sous l'aspect de carapace gréseuse (facies grès latérisé). **Le prétendu « conglomérat de base » n'a été observé qu'au long des grandes rivières** (pour la Nana Barya près de Galé et de Maïssou : 7° 46'-17° 26'). Cette cuirasse à galets quartzeux, arrondis, centimétriques nous est apparue comme une **terrasse** similaire de celles observées en amont sur socle. L'échantillon observé à Gofu correspond, on l'a vu, à un ancien cours de l'Ouham.

Les prospections effectuées sur les feuilles Kouki-Batangafu et Grivai-Pamia nous ont permis de **repérer** en photo-interprétation et de **retrouver au sol de petits pointements du socle sur des interfluves cartographiés en « CT1 »**, citons du granite (7° 37'-18° 17', 7° 41' 30"-19° 43', 7° 47'-19° 26'), des charnockites (7° 18'-19° 44') ou des roches métamorphiques orientées (7° 34'-17° 51', 7° 28'-17° 58', 7° 23'-19° 16'). D'ailleurs G. POUIT avait cartographié une « boutonnière » du complexe de base (7° 40'-19° 15') et il évoque « quelques amas de quartz filonien dont la présence est inexplicable ». Les explorateurs (L. LACON, 1903 et F. FOUREAU, 1905) reliant Chari et Oubangui *via* le Gribingui, n'avaient pas manqué de noter, **tout au long de cette rivière, des affleurements du socle occasionnant seuils ou rapides**. Exagérés sur les cartes de E. LOIR (1913) et M.E. DENAEYER (1928), ces affleurements ont disparu sur les cartes postérieures. Pourtant ils confirment que jusqu'au niveau du confluent Gribingui-Bamingui, **les dépôts cénozoïques ou quaternaires ne constituent que de minces placages**. Un argument géophysique va encore dans ce sens. S'étonnant de trouver des **anomalies positives** de + 30 à 40 milligals entre Kouki et le Bamingui, secteurs cartographiés en CT1, P. LOUIS (1970) concluait : « En RCA, à l'ouest et au nord de Batangafu, des différenciations du socle sous un recouvrement sédimentaire peu épais doivent expliquer les anomalies lourdes que l'on constate ».

#### *b. Sols et cuirassement*

L'induration sur Continental Terminal existe localement avec le facies grès latérisé, épigénie superficielle en carapace vacuolaire : une patine ferrugineuse rouge sombre (10 R 3/3) recouvre un réseau de larges tubulures. La matrice gréseuse, à nombreux quartz translucides, est gris clair (10 YR 7/1) à jaune (10 YR 7/8). La carapace est kaolinique et goethitique avec un rapport silice/alumine légèrement inférieur à deux.

La légende géologique donne l'impression qu'un niveau latéritique surmonte le CT1. En fait dans le secteur ainsi cartographié, on peut observer **trois niveaux cuirassés étagés**, notamment au nord de la boucle de l'Ouham (cf. Fig. 39).

En poursuivant vers le nord et le 8<sup>e</sup> parallèle, les différences d'altitude décroissent ainsi que le nombre de niveaux, au profit du « bas-glacis ». Les bas-fonds aplanis et engorgés deviennent coalescents tandis que les portions exondées n'apparaissent plus que comme des îlots soulignés par une couronne, une **auréole de battement de nappe** (cf. ex fig. 64 ou fig. 8 in Y. BOULVERT, 1983a : toposéquence de la Goumou) dont l'aspect gris clair et lisse tranche en photo-interprétation avec le fond gris sombre hétérogène, piqueté de la savane arbustive sur alluvions.

Progressivement les **différences d'altitude deviennent minimes** (Fig. 40) et difficiles à détecter, même au stéréoscope. C'est ainsi que vers le 8<sup>e</sup> parallèle, les dessinateurs de l'IGN ont localement **inverti îlots exondés et cuvettes inondables**. Seul l'examen de profils pédologiques nous a permis de différencier ces sols. Classiquement on rattache au Plio-Villafranchien les cuirasses type « haut glacis » qui recouvrent la majorité des interfluves centrafricains, alors que l'on s'accorde à considérer quaternaires les types « moyen et bas glacis », de même que les formations remaniées et les alluvions récentes et anciennes (« formations néo-tchadiennes »). Il en résulte **qu'à l'exception des « sables rouges », les dépôts à rattacher au Continental Terminal ne peuvent être que très réduits**. En Centrafrique, on n'observe pas de cuirasse ancienne sur dépôts du Continental Terminal, seulement sur des îlots du socle.

Sur les précédentes cartes géologiques, **il n'avait pas été tenu compte des orientations structurales et encore moins de la typologie du cuirassement**. La morphologie sur granite du Nord-Ouest de Kouki avec lakéré en fer à cheval se prolonge dans le secteur cartographié en CT1 (cf. fig. VIII in Y. BOULVERT, 1971d). De même, les lakéré en auréoles circulaires, caractéristiques semble-t-il des roches éruptives, se retrouvent au nord sur CT1 (cf. 7° 43'-17° 23', 7° 52'-17° 53', 7° 58'-17° 32') ainsi que sur les plateaux (8° 34'-19°) bordant le confluent Gribingui-Bamingui où les explorateurs ont signalé du granite à deux micras. Il en est de même près d'Avakaba (vers 8° 20'-20° 02').

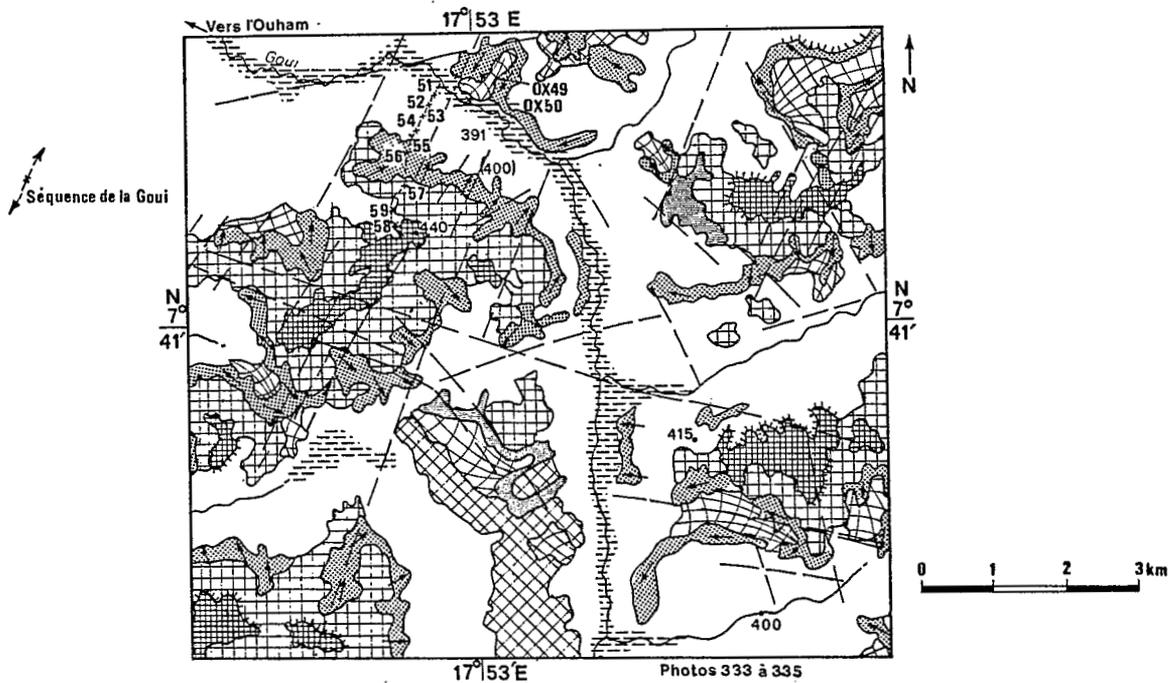
La réalisation des cartes morpho-structurales à 1/200 000 a permis de **relever des directions structurales** (schistosité, foliation) sur la plupart de ces interfluves, à l'exception des sables CT2, **confirmant que le secteur dit CT1 se rattache au socle** le plus souvent indifférencié faute d'affleurements. L'ex fig. 66 montrait à 8° N un plateau induré témoin avec ses lakéré en lanières d'un substrat métamorphique orienté autour duquel divergeait un important cuirassement secondaire de versant. **La limite avec les formations alluviales néo-tchadiennes non indurées est soulignée par un liseré cuirassé : lakéré de battement de nappe du bas glacis**, distinct y compris sur les images-satellite, montrant qu'une telle limite tracée vers 8° 40' sur les cartes de R. DELAFOSSE et J.L. MESTRAUD ne correspond à aucune réalité de terrain.

Les formations néo-tchadiennes hétérogènes au nord de l'Aouk (cf. G. BOCQUIER et J. BARBERY, 1968) sont plus homogènes au sud. De teinte unie, gris foncé sur le canal 5, gris clair sur le 7, elles descendent au sud du 8<sup>e</sup> parallèle avec des indentations de part et d'autre du Gribingui et du Bamingui. Le réseau hydrographique y est sénescant mais **les vallées**

**Figure 39**  
Modelé cuirassé étagé sur prétendus grès du CT.

Le Nord-Est de la feuille Kouki a été cartographié par J. GÉRARD (1963) en « Continental Terminal : cuirasses latéritiques, grès grossiers arkosiques, grès beiges arkosiques à grain fin, argiles blanches ». En dépit de faibles différences topographiques, on observe trois niveaux cuirassés étagés. Les interfluves indurés sont dominés au niveau de 440-450 m par des buttes cuirassées (type haut-glacis) autour desquelles diverge un assez important cuirassement secondaire de versant (lakéré, type moyen-glacis vers 430 - 420 m). Le bas de versant s'indure légèrement de nos jours à proximité de la galerie forestière de la Goui (type bas-glacis vers 400 m).

La végétation et les sols de cette toposéquence ont été décrits (coupe cf. fig. 17 in Y. Boulvert, 1983a). Des altérites du socle ont été observées à la base de la corniche sommitale (XA 59 et 57) : on se trouve ici en présence d'îlots du socle ancien, au milieu de « formations remaniées » récentes. On s'en serait douté en relevant les directions structurales que l'on ne devrait pas observer sur des formations détritiques du Continental Terminal.



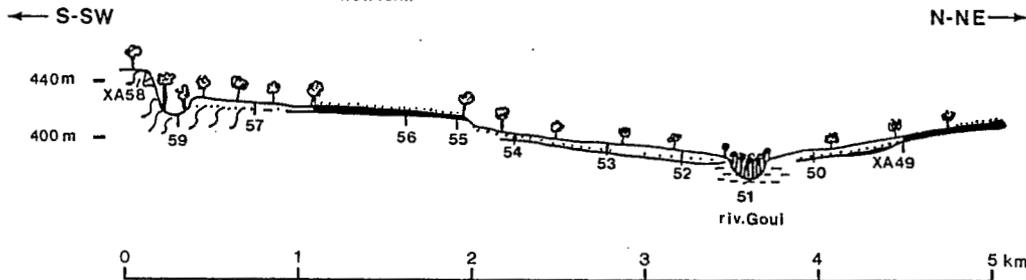
Séquence de la Gouï 7°41'N - 17°53'E  
Kouki (photos: 333 à 335)

**Savane médio-soudanienne à** *Butyrospermum paradoxum* s.sp. parkii,  
*Pterocarpus lucens*, *Prosopis africana* *Detarium microcarpum*

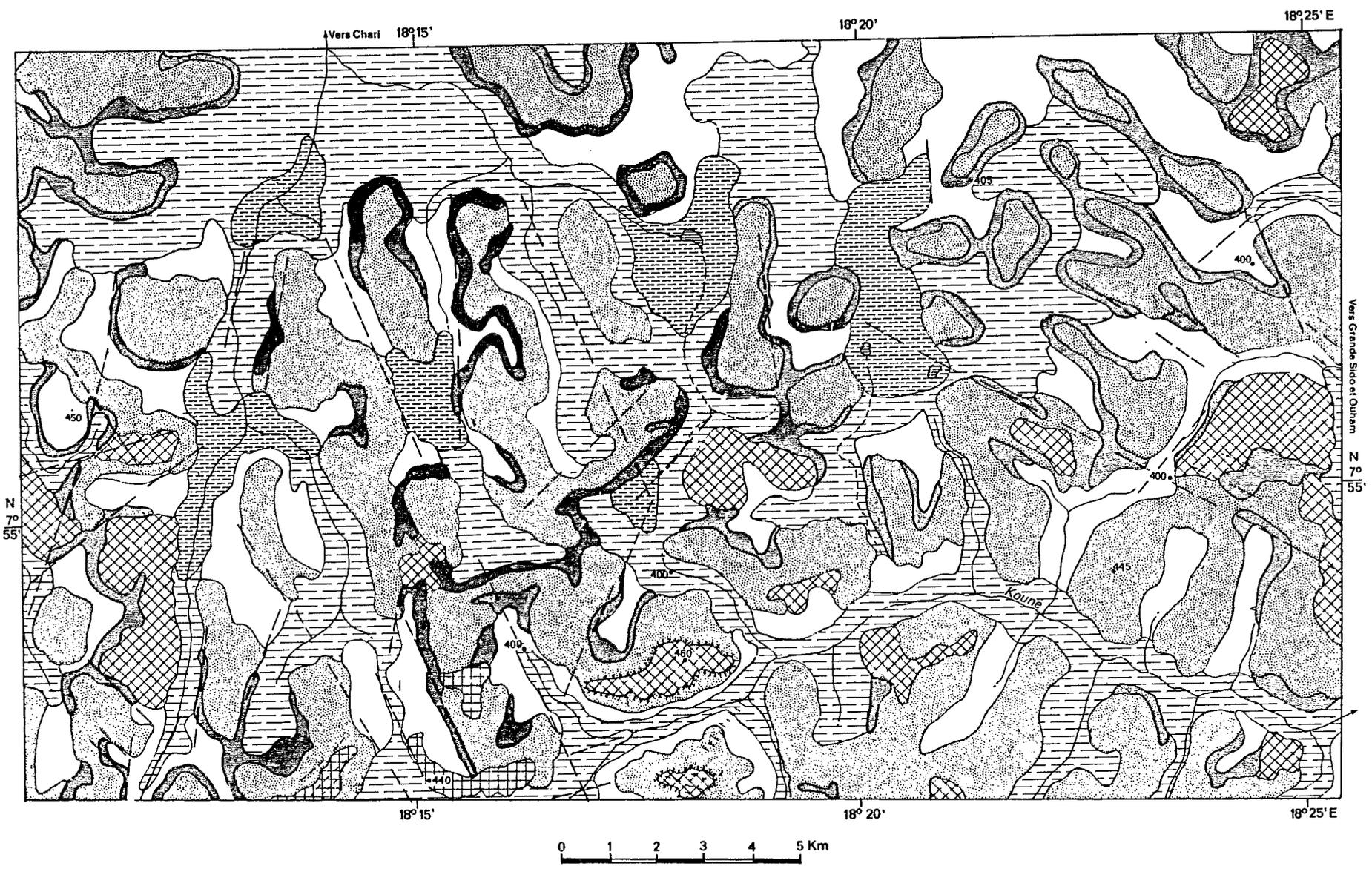
**Savane arborée à** *Anogeissus leiocarpus* avec *Grewia mollis*, *Ximenesia americana*  
*Amblygonocarpus andongensis*

**Savane arbustive à** *Combretum nigricans*, *Combretum velutinum*  
*Strychnos spinosa*

*Khaya senegalensis* *Daniellia oliveri* *Monotes kerstingii* *Burkea africana*  
*Lonchocarpus laxiflorus* *Lakéré à Ctenium newtonii*  
*Andropogon tectorum* **Galerie à** *Manilkara multinervis*



Gribingui, Bamingui, Bangoran, Vassako, Makodio (8° 17'-19° 27') et Miaméré (8° 47'-19° 40') étaient autrefois plus importantes. L'écoulement d'in-féoflux y révèle deux niveaux de dépôts alluviaux. Tout affleurement du socle disparaît au nord de 8° 50', au-dessus de la fosse de Golongosso-Birao. Là ne subsistent plus que quelques chapelets de mares tem-



►► **Figure 40**  
Modèle du secteur déprimé au nord de Batangafo. Ennoyage du socle sous les alluvions anciennes et récentes.

Au nord de Batangafo-Kabo, le bassin de la Grande Sido apparaît progressivement ennoyé, non pas sous les formations détritiques du Continental Terminal, mais sous les formations alluviales récentes de la plaine tchadienne. Au sud de la figure, on distingue la dernière butte cuirassée sur socle (cote 460). À l'ouest de la cote 440, des orientations structurales N 45° E indiquent la nature métamorphique du substrat. D'ailleurs, on relève encore dans cette plaine des orientations structurales N 120 et 160° E. La courbe topographique 400 est difficile à tracer. Par contre, le contour de ces îlots exondés est souligné, en bordure de la limite d'inondation, par un liseré de cuirasse de battement de nappe (bas-glacis). Le contraste est vif entre la saison sèche où il ne subsiste que quelques mares résiduelles et la saison des pluies où le secteur ennoyé est inabordable : c'était autrefois un paradis pour la faune sauvage. La subsidence de ce secteur semble se poursuivre, encore plus au Tchad dans la dépression du Mandoul.

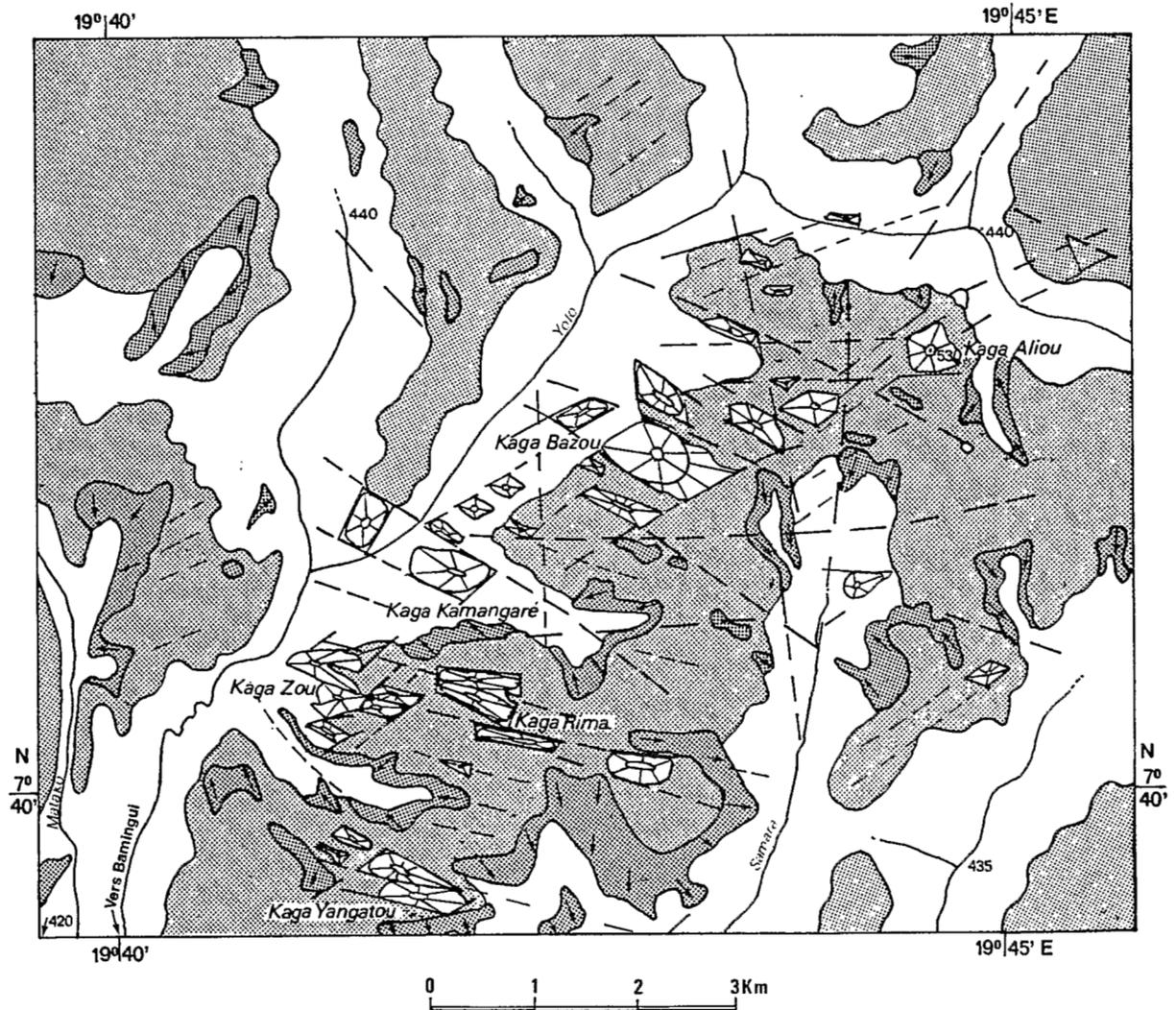
**poraires, traces d'anciennes vallées fossiles** : Marinda (8° 54'-19° 37'), Tiri (8° 50'-19° 40'). Dans de tels secteurs, la cartographie géologique repose sur la morphologie et les formations superficielles.

## 9. Bassin granitique du Bamingui

Couvrant 12 000 km<sup>2</sup> le bassin moyen du Bamingui s'incline de 550 vers 400 m au nord-ouest. **La monotonie de ce piedmont n'est interrompue que par les inselbergs granitiques**, correspondant ici à leur étymologie de « montagne-île ». Ils n'avaient pas manqué de surprendre les explorateurs (J. DYBOWSKI, 1893) même si le plus élevé : Kaga Pougourou (615 m : 7° 50'-20° 14') n'émerge de la pénéplaine que d'une centaine de mètres. Ces inselbergs ne se répartissent pas de façon aléatoire mais **en groupements orientés, chacun encadré par un réseau de fractures ou diaclases** (Fig. 41). Pour J. HURAU (1967), de tels inselbergs sont des formes d'érosion pure, liées à l'entraînement local des altérites, en relation avec la distribution des diaclases. J. DRESCH (1960) puis P. BIROT (1978) ont mis au premier plan le facteur structural quant à leur origine.

Faute d'une cartographie géologique régulière de ce secteur, J.L. MESTRAUD a cru devoir relier ce **granite du Bamingui** (cf. R. DELAFOSSE 1960c) à celui de Grivai-Pamia (G. POUIT, 1959). Or, il s'avère avec les images-satellite (Y. BOULVERT, 1977) que quartzites et micaschistes encadrant ce dernier granite, se prolongent au sud-est jusqu'à Bakala. Ces deux granites sont **séparés par des crêtes quartzitiques** (cf. 590 m-7° 05'-19° 57' ou 7° 06'-19° 56') ou des roches métamorphiques orientées (N 125° E-7° 11'-19° 55'). **L'extension minimale de cet ensemble granitique correspond à la courbe enveloppe de ces inselbergs. Certains contacts peuvent être précisés** ; ainsi le marigot Mbría emprunte-t-il une direction de fracturation N 170° E (7° 07'-20° 23') entre une crête quartzitique (cote 507) à l'ouest et un inselberg granitique (cote 609 : le pic Crampel) à l'est. De même une faille N 110° E sépare au sud un dos de baleine granitique (BaMlingui 48 : 7° 14'-20° 47') de la crête quartzitique du Kaga Hellé. En poursuivant vers le nord-est cette limite a été suivie en distinguant les petits inselbergs de petites arêtes quartzitiques allongées N-NE (cf. 7° 55'-20° 35', 7° 42'-20° 39', 7° 24'-20° 38', 7° 28'-20° 35'). Au nord, la limite indiquée par R. DELAFOSSE (1960c) semble minimale. Un mamelon a été repéré au sud du Bolo (8° 12'-19° 49'), la morphologie en auréoles reste significative près du Bangoran (8° 18'-20° 04').

En dehors de certains sites, tel Kaga Lingbi (483 m-8° 08'-20° 06'), l'induration des interfluves n'est jamais très accusée. Les cuirasses sommitales en voie de démantèlement sont de type banal « haut-glacis », bariolé ocre rouge (5 YR 3/7 à 6/6) à beige (10 YR 8/2 à 6/6), à nombreux petits grains de quartz (10 à 25 %) à côté de kaolinite et de goethite, finement vacuolaire avec cortex ferrugineux. Les sols (cf. grande série du Bamingui, Y. BOULVERT, 1983) sont des sols ferrallitiques à couleurs peu contrastées. En raison des faibles pentes, le **drainage est médiocre**. En fin de saison sèche, l'écoulement s'arrête y compris ces dernières années : Bangoran, Koukourou et Bamingui ; quelques mares résiduelles subsistent. Ces grands collecteurs ont un aspect contourné avec de faux méandres, guidés par des directions de fracturation. Les altérites granitiques peuvent y être protégés par une terrasse conglomératique à fins graviers quartzeux (cf. « saline » de Mandabalé 7° 33'-20° 03'). Le réseau hydrographique rectangulaire est ramifié en « bois de renne » (Fig. 42). À côté d'interfluves très légèrement convexes, les vallons larges



d'un ou deux kilomètres et à fond plat, sont encombrés de dépôts superficiels : formations remaniées colluvio-alluviales. Leurs niveaux de gris plus foncé que celui des interfluves exondés montrent qu'ils peuvent être engorgés temporairement. Surtout la limite en est souvent soulignée par un liseré dénudé induré : « lakéré de battement de nappe ».

## 10. Piedmont occidental du plateau gréseux d'Ouadda

Ce plateau n'avait donné lieu à aucune description scientifique avant nos reconnaissances (Y. BOULVERT, 1985-1987-1990). Entre Koukourou et Bamingui, il est dominé par des **crêtes appalachiennes** (cf. Kaga Hellé : 703 m-7° 19'-20° 48'), aux formes très

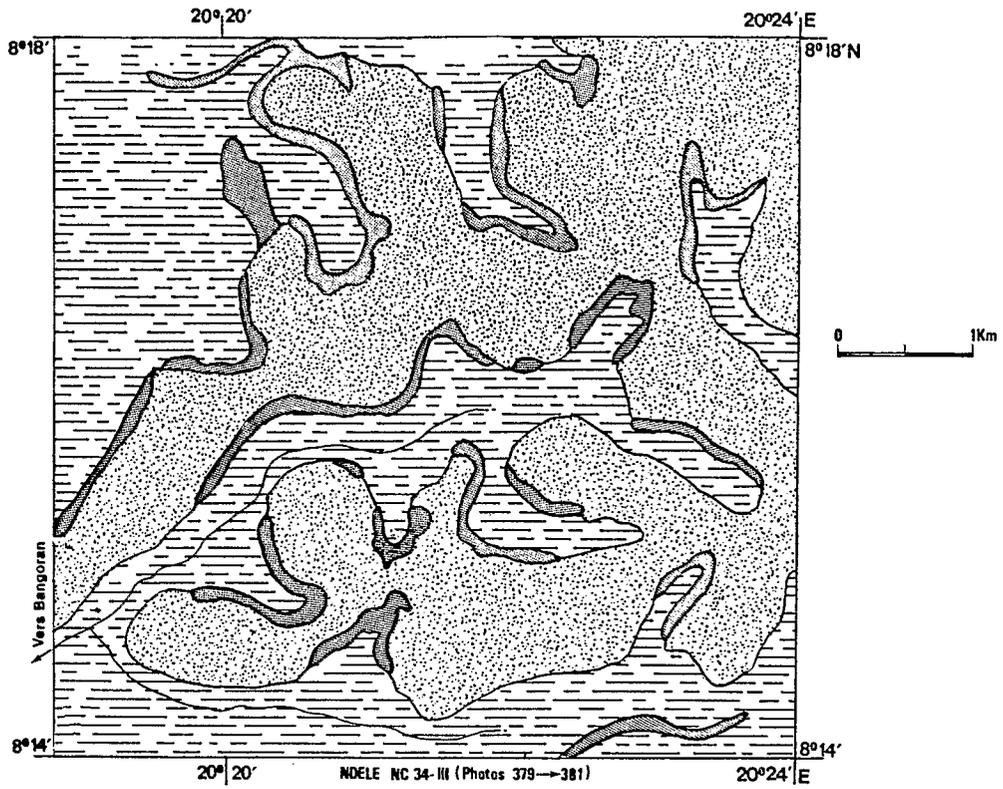
**Figure 41**  
Inselbergs granitiques du Bamingui : Kaga-Bazou ( Photo 163 Grivai-Pamia NB 34-XXI).

Le Nord de la feuille Fort-Crampel-Est, jamais levé en reconnaissance géologique, correspond en grande partie à des granites hétérogènes, induration réduite, lakéré en fer à cheval encadrant des têtes de vallées, peu incisées, petites structures circulaires. La preuve en est apportée lorsque pointent de petits inselbergs, comme, au nord du Bamingui, le petit massif de Kaga-Bazou, culminant au Kaga Omboro (cote 550 m), à cent mètres au-dessus de la pediplaine.

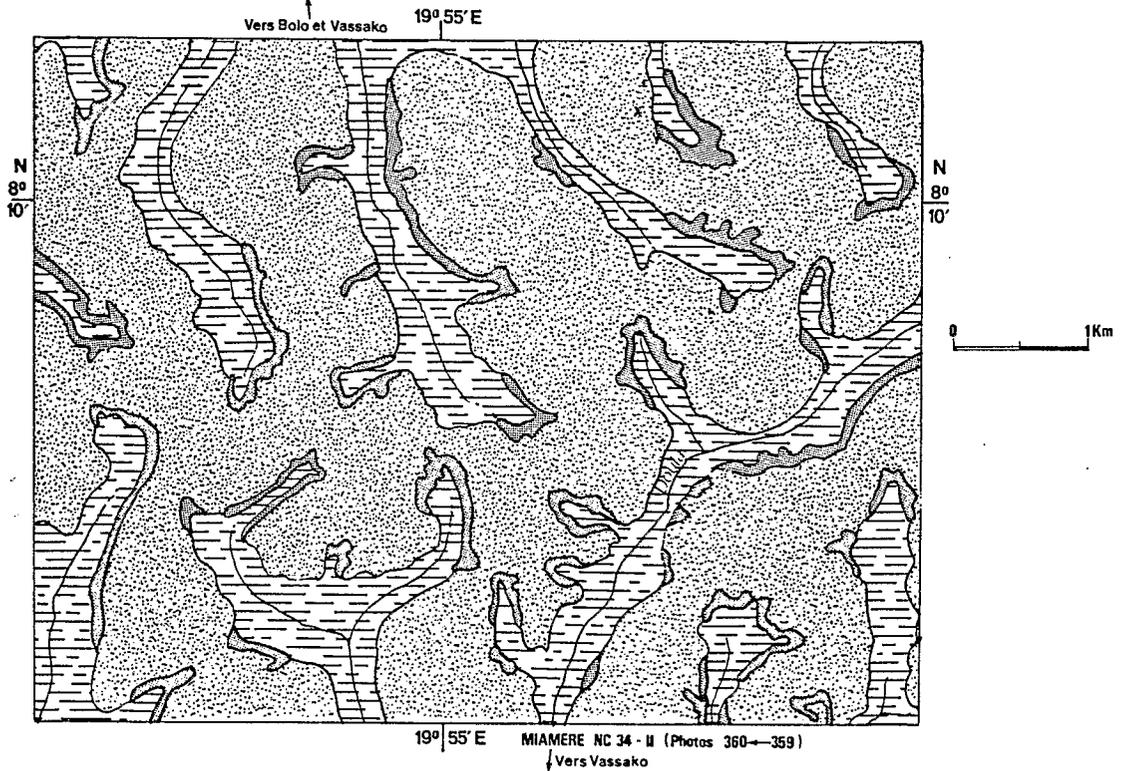
Ce petit massif est encadré par des diaclases ou directions de fracturations : N 65° E, N 115° et secondairement N 170° E. Ces observations de photo-interprétation ont été vérifiées sur le terrain (avril 1977), et un échantillon (GRivai 3) ana-

**Figure 42**

MODELÉ DIGITÉ DES SECTEURS DÉPRIMÉS À LAKÉRIÉ DE BATTEMENT DE NAPPE.



a : au Sud-Ouest de Ndélé.



b : au Sud-Est de Miaméré.

contournées - avec virgations et rebroussements - soulignées par des barres de **quartzites** vitreux. On y observe outre des micaschistes à muscovite, des leptynites, une serpentinite. Au sud du Bamingui, ce massif est bordé **d'enclaves gneissiques** (cf. BaMlingui 30 : 7° 30'-20° 40' 30" ou 7° 17'- 20° 59'). Au nord-est d'une fracture N 120° E empruntée par l'Ivingou (7° 28'- 20° 50'), s'étend un secteur de **migmatites** à biotite, affleurant en dos de baleine NW-SE. Ces roches se retrouvent au nord du Bamingui (7° 47'-20° 49').

En conclusion, ce secteur du piedmont tchadien ne diffère pas fondamentalement de la surface centrafricaine dont il paraît un simple affaissement en Ouham et Ibingui. Seul le bassin de Bozoum, son extrémité occidentale correspond à un effondrement marqué. La monotonie du paysage est agrémentée de quelque relief rocheux ou buttes-témoins anciennes dont les plateaux de Kouki constituent les plus beaux fleurons. En dehors des « sables rouges » des Koros, le Continental Terminal se réduit à quelques épandages sur socle, lui-même progressivement ennoyé vers le nord sous les formations néo-tchadiennes.

## LE NORD-EST CENTRAFRICAIN

## 1. Caractérisation. Limites

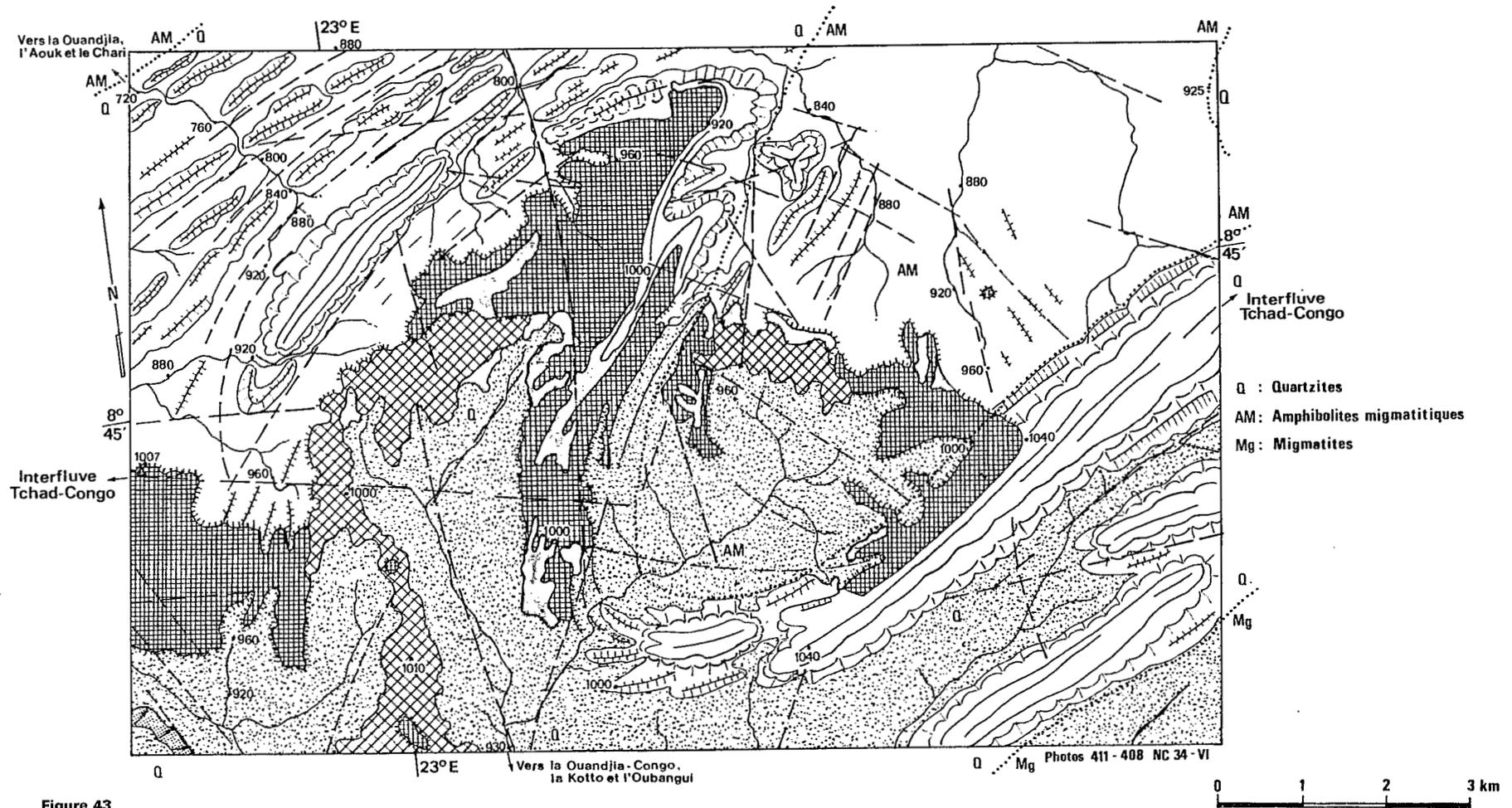
Vers 8° 40' N l'**escarpement des Bongo** bordant le plateau gréseux d'Ouadda constitue une **limite morphologique importante**, longée par l'interfluve Congo-Tchad. Il marque à la fois la **limite méridionale des végétaux d'affinités soudano-sahéliennes et le passage du domaine ferrallitique à celui des sols ferrugineux tropicaux**. Cette limite physique se retrouve dans la géographie humaine avec, au sud des populations animistes ou christianisées : les Banda cultivateurs de **manioc**, et au nord des populations résiduelles (Gula, Runga, Yulu), souvent islamisées (la toponymie est fréquemment empruntée à l'arabe tchadien), constituées d'éleveurs, de pêcheurs (les rivières sont poissonneuses) ou de cultivateurs de **mil**. La densité s'abaisse à 0,4 et même 0,06 habitants au km<sup>2</sup>.

Le Nord-Est centrafricain se subdivise en plusieurs unités naturelles : au nord-est du plateau gréseux, le massif résiduel du Dar Chala (ou Challa, avec Dar = région, contrée) dont le petit massif de Bangbali constitue le pendant, au nord-ouest du plateau d'Ouadda. Puis le piedmont sur socle de la Ouandjia-Vakaga assure la transition aux plaines de l'Aouk et du Dar Rounga sur alluvions néo-tchadiennes, ainsi qu'aux vallées et plaines d'épandage sur alluvions récentes. Entre le plateau gréseux et le massif du Dar Chala, l'interfluve Congo-Tchad emprunte d'abord une arête quartzitique, le Djebel Djala (1 027 m-8° 43'-22° 54', avec Djebel = mont s'écrivant Jebel au Soudan) puis son prolongement, en fait plutôt le rebord septentrional de la surface centrafricaine légèrement inclinée vers le sud, comme le montre une remarquable virgation de cette dernière arête (Fig. 43). Au-delà, l'escarpement surplombe de 200 m le piedmont tchadien d'où la vigueur de l'érosion régressive (Fig. 44), jusqu'au bassin de réception de la Kotto supérieure (Fig. 45).

## 2. Massif du Dar Chala

## 1. Limites. Relief

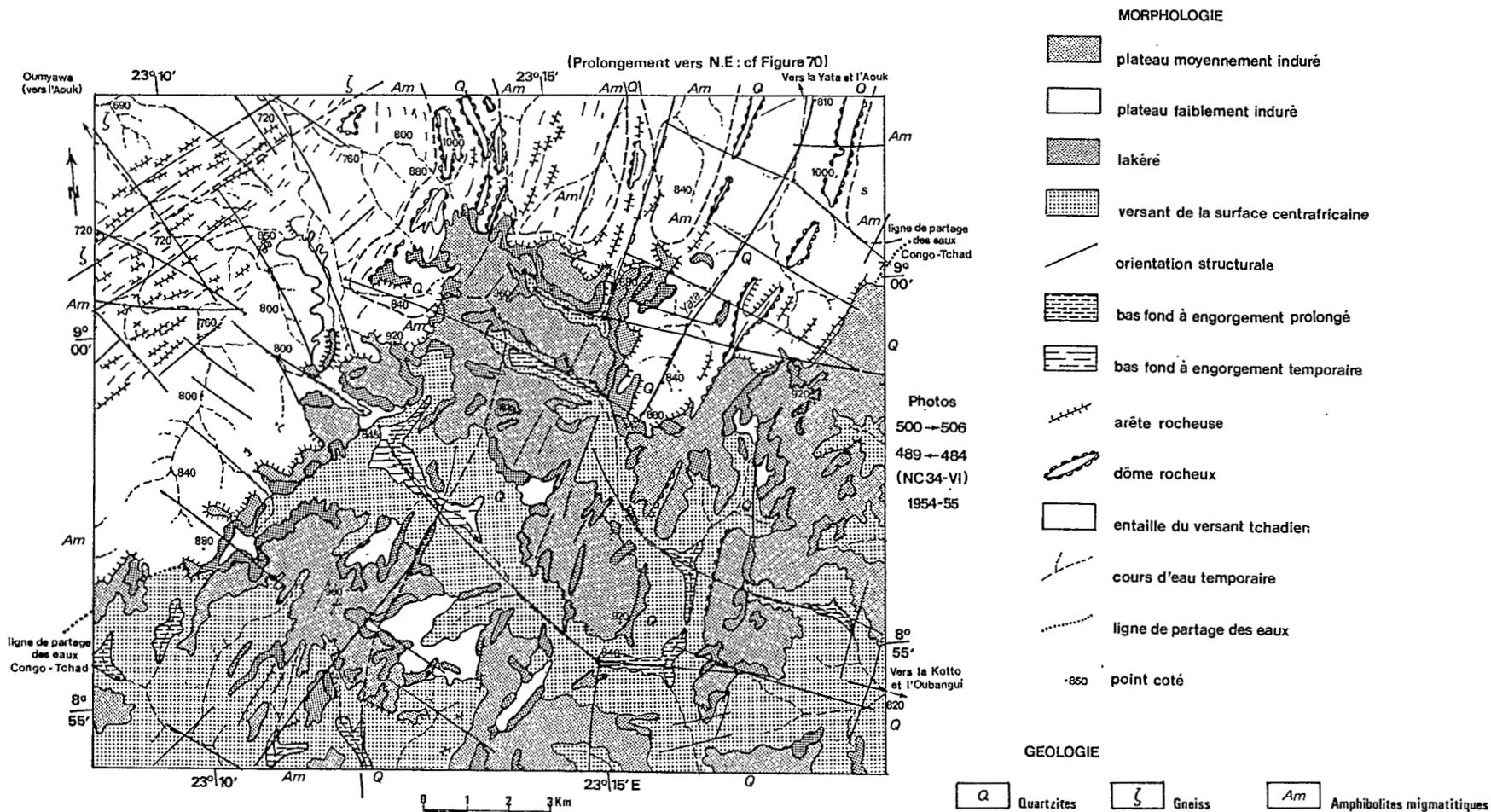
Le massif résiduel de Dar Chala surmonte au sud **les plateaux indurés de la surface centrafricaine dont la limite septentrionale correspond vers 900-1 000 m à la ligne de partage des eaux : Oubangui-Chari**. Au nord, la transition au piedmont sur socle suit approximativement, y compris au Soudan, la courbe enveloppe des 600 mètres. Douces vers la Kotto et l'Oubangui, les pentes sont accusées sur les versants tchadien et nilotique. Dépassant 1 200 m les sommets du massif surplombent de 5 à 600 m le piedmont (Fig. 45). Le relief est vif, heurté, le couvert arbustif discontinu, l'aspect des plissements ressort nettement sur les photographies aériennes. Même à petite échelle sur les images-satellite, on observe **l'entrelacs d'arêtes**



**Figure 43**

Virgation d'une arête quartzitique sur l'interfluve Congo-Tchad.

Juste à l'est du 23<sup>e</sup> méridien E, l'interfluve Congo-Tchad est souligné dans le paysage par une large crête ou plutôt échine quartzitique à flancs convexes qui présente localement une remarquable virgation double en forme de S. Cette arête sépare deux formations géologiques : gneiss granitoïdes au sud-ouest, amphibolites migmatitiques au nord-est. La dureté du quartzite a partiellement protégé de l'érosion deux lambeaux cuirassés, témoins de la surface d'aplanissement centrafricaine. Sur ces lambeaux, des alignements et notamment des lakéré allongés en lanières révèlent les orientations structurales du substrat. Ces lambeaux sont très légèrement inclinés vers le sud ; la ligne de partage des eaux Congo-Tchad en suit le rebord septentrional, parfois souligné par une corniche et non par l'arête elle-même. En effet, c'est un petit affluent NE-SW de la Ouandjia-Congo qui draine le secteur de la virgation à concavité tournée vers le nord. Profitant des directions de fracturations et des moindres discontinuités structurales, l'érosion est importante sur le versant tchadien où la dénivellée atteint 200 m en 4 km au nord-ouest du secteur, mettant à nu une succession de barres SW-NE d'amphibolites migmatitiques. Quelques taches de vertisols lithomorphes s'observent à la base de l'entaille. Le front d'érosion a déjà dépassé l'arête principale elle-même ; dès à présent, il progresse en entaillant la partie de la boucle à concavité tournée vers le sud. D'ailleurs, le coin NE du secteur a été gagné par le bassin tchadien aux dépens du bassin oubanguien ; en effet juste à l'est de la figure, la ligne de partage des eaux remonte vers le nord le long d'une corniche cuirassée, rejoignant une butte-témoin (8° 49' - 23° 06') située dans le prolongement NE de l'arête, avant sa virgation vers le sud.



**Figure 44**  
Escarpement nord de la surface centrafricaine en bordure du massif de Dar Chala.

Juste au sud du 9<sup>e</sup> parallèle, la surface centrafricaine se présente sous l'aspect d'un aplanissement presque parfait sur amphibolites migmatitiques (Am) et quartzites (Q). La ligne de partage des eaux, voisine de 900 mètres, suit le rebord du plateau, incliné en pente très douce, vers le sud-est, la Kotto et donc l'Oubangui. Le modelé est sénile : incision faible, drainage déficient, induration plus ou moins généralisée. Les directions structurales, soulignées par des lakérés en lanières orientées, sont voisines de N 30° E sur Am, N 20° E sur Q. Elles se retrouvent sur leur prolongement nord-est, constituées par les arêtes quartzitiques dégagées par l'érosion, au nord de l'escarpement. Les glacis cuirassés du piedmont tchadien se situent, à deux cents mètres plus bas, au nord-ouest de ce secteur ; aussi l'érosion régressive est-elle très vive sur l'escarpement entaillé par deux affluents de l'Aouk. Au nord-est, profitant de directions de fracturations conjuguées N 20°-30° E et N 100°-110° E, la Yata et ses affluents incisent leur cours, au milieu des intercalations d'amphibolites migmatitiques, laissant en relief les arêtes quartzitiques, rattachées au massif du Dar Chala.

L'incision vers le nord-ouest des affluents de l'Oumyawa s'effectue perpendiculairement aux directions N 60° E des barres rocheuses d'amphibolites migmatitiques et, en aval, de gneiss, dégagées par l'érosion, ce qui explique le tracé heurté avec des coudes en baïonnette de ces torrents temporaires. Le front d'érosion régressive progresse aux dépens de la surface centrafricaine. Ainsi une capture pourrait se produire au profit de la Yata (en 8° 58'-23° 16') semblable à celle, réussie non loin, au bénéfice d'un de ses affluents (en 8° 59' 40"-23° 15' 40").



►► **Figure 45**

Secteur central du massif du Dar Chala, encadrant l'extrémité nord-est de la surface centrafricaine, au point de rencontre des trois grands bassins africains.

La Kotto, affluent de l'Oubangui, prend sa source à la cote 1000 (9° 15' 30" - 23° 9' 30") ; c'est le point le plus septentrional du bassin du Congo. Elle coule, sur granite, dans un bassin en auge aplanié, localement induré, et au talweg peu incisé, mal drainé au niveau 920-900 m. Ce bassin suspendu apparaît invaginé en doigt de gant, à l'intérieur du massif du Dar Chala dont les sommets dépassent 1 200 m. (le point culminant est à 1 330 m : H. Toussoro au S. W de la figure). Ces reliefs sont constitués d'arêtes quartzitiques dont on remarque très nettement les formes contournées avec : des virgations (cf. H. Ngaya), des rebroussements (cf. Limbékodio au nord). A l'ouest, H. Mirimbi présente, comme un annélide, une curieuse forme cannelée. Des failles affectent l'ensemble du massif. La direction principale en est N 75° E : le décrochement de celle du Limbékodio atteint 3 km. A la cote 701 (au NE), la conjugaison de deux de ces fractures N 75° et 100° E explique la capture du haut Ngaya et de son bassin affluent, suspendu sur granite (bordure orientale de la figure qui devrait normalement se déverser vers le Nil). C'est ainsi que l'Hadjer Ngaya, ligne de crête principale, n'est pas le point de rencontre des trois grands bassins africains Congo-Tchad-Nil, qui est reporté à un point du paysage sans caractère particulier au sud-est, de la figure. A l'ouest, l'entaille des bassins sur gneiss de la Yata et de la Mirimbi se situe au-dessous de 650 m : de telles dénivelées, voisines de 500 m, sont tout à fait exceptionnelles en Centrafrique. L'érosion différentielle de ce massif se poursuit : rares (en dehors du bassin supérieur de la Kotto) sont les secteurs où des glacis cuirassés ont pu se développer.

**rocheuses dont les courbures se compliquent de virgations** (cf. Djadalou-Kimba : 9° 02'-23° 01'), **de rebroussements** (cf. Limbékodio : 9° 21'-23° 28').

## 2. Influences du substrat et de la structure sur le modelé

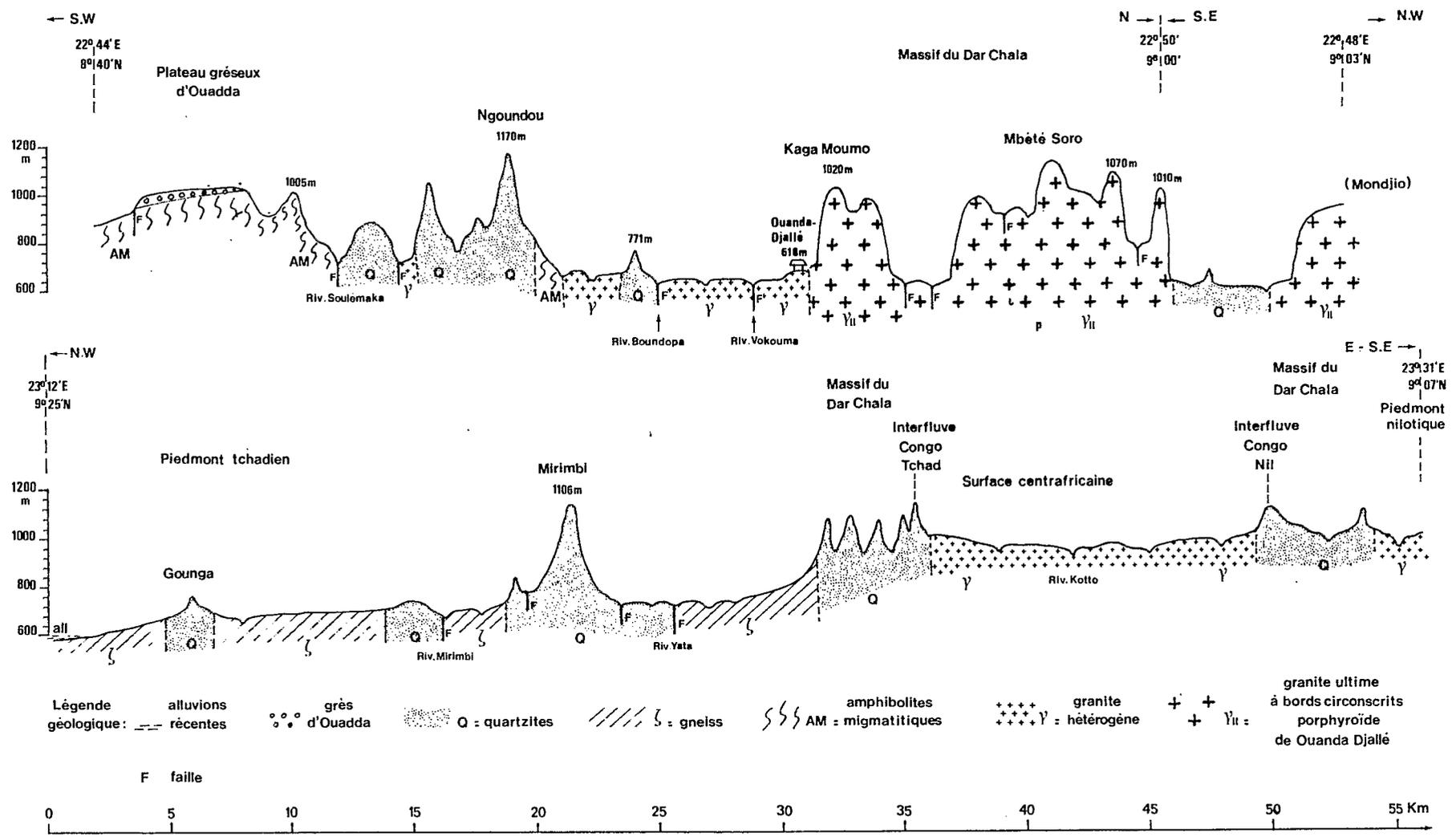
**L'érosion différentielle conditionne les formes et l'ampleur du relief en fonction de la lithologie** (cf. Fig. 46). **Les secteurs déprimés correspondent d'abord aux gneiss et migmatites**, les vallées y sont larges et encombrées d'alluvions. Le paysage reste **peu accidenté sur les granites hétérogènes**, orientés, concordant avec les directions tectoniques générales. **Le contraste du modelé est frappant avec les deux batholites d'Ouanda-Djallé** qui les surplombent brusquement de 4 à 500 m (cf. fig. 9 in Y. BOULVERT, 1983a). Ces batholites à bords circonscrits paraissent orientés, surtout Ndaya dont les contours sont denticulés. L'orientation principale N 120° E, soulignée par l'alignement de porphyroblastes d'orthoclases, est perpendiculaire à celle des formations encaissantes, confirmant la discordance de ces granites post-orogéniques. A part ces batholites, **les quartzites** constituent l'essentiel des reliefs résiduels du Dar Chala. Ils forment **des chaînes de collines allongées** suivant les directions tectoniques, généralement étroites (1 à 3 km de large), rarement plus massives (8 à 9 km au Hadjer Koubo, avec Hadjer = mont).

La structure géologique, souvent délicate à mettre en évidence sur les aplanissements centrafricains, ressort ici clairement. Les formations du Dar Chala ont été violemment plissées en une succession de synclinaux ou d'anticlinaux, souvent déversés, parfois isoclinaux. Les pendages sont presque toujours très redressés. La direction générale des plissements est régulièrement N 35° E. Ce relief déchiqueté est le résultat de **l'érosion différentielle consécutive à l'effondrement fin crétacé de cette portion du bassin tchadien relativement à la dorsale centrafricaine**. Le faisceau de failles correspondant est orienté N 75° E. **La faille du Hadjer Gounga peut se suivre au sol sur plus de 70 km**, celle du Limbékodio (9° 21'-23° 28') s'accompagne d'un **spectaculaire décrochement horizontal** (Fig. 45). De larges bandes de **mylonites** en soulignent la trace ; des **sources chaudes** (cf. Yourou : 670 m-9° 25'-23° 26' 30") leur sont liées. A côté du bassin supérieur de la Kotto, le tracé des rivières est largement conditionné par la structure. Ainsi la Yata et ses affluents présentent une succession de coudes à 90 ou même 180°, cf. de même la capture de la Ngaya (Fig. 45).

## 3. Végétation - Sols - Érosion - Cuirassement

La végétation des vallées est une savane arborée classique de type médio-soudanien à *Isoberlinia* sp., *Butyrospermum paradoxum* et *Terminalia laxiflora* tandis que celle des reliefs est une savane arbustive à affinités sahéliennes avec *Haplocoelum gallaense*, *Tricalysia djurensis*... **Les cours d'eau** ont un régime irrégulier. Dévastateurs après de gros orages, ils restent la plupart du temps **à sec de janvier à mai**. Végétation discontinue, ruissellement et surtout pentes fortes n'ont permis que très localement le développement d'une carapace protectrice. A des cotes comprises entre 740 et 860 m subsistent quelques lambeaux de cuirasse « d'accrochage amont ». De type « haut-glacis » et de faciès bréchiq, elles renferment de nombreux débris de quartz carrié (33 % résidu) à côté de 27 % de kaolinite et 26 % de goéthite. Des argiles smectiques se développent assez fréquemment par néogénèse dans les bas-fonds des vallées d'épandage de la Ouandjia et de la Yata. Leurs constituants proviennent du démantèlement des amphibolites migmatitiques des hauts bassins. Des paysages de « bad-lands » se développent. A côté des

**Figure 46**  
COUPES À TRAVERS LE MASSIF DU DAR CHALA.



sols lithiques, on observe également des sols jeunes kaoliniques passant à des sols ferrugineux tropicaux.

### 3. Massif de Bangbali

Quelques reliefs rocheux faillés se prolongent à l'ouest du massif du Dar Chala, au pied de l'escarpement des Bongo, mais, au nord-ouest de Ndélé, ils constituent un **petit massif résiduel, dit de Bangbali** entouré, au niveau de la courbe 440 m, au sud par le piedmont tchadien de Bangoran, au nord par des alluvions néo-tchadiennes. Dans ce massif de près de 3 000 km<sup>2</sup>, le « groupe supérieur quartzitique » couvre 2 200 km<sup>2</sup>. Il est formé de crêtes parallèles allongées N 40 à 70° E. La finesse de la stratification, jointe à un couvert arbustif discontinu, permet à partir des photographies aériennes, de dessiner les moindres accidents structuraux (Fig. 47). Les plissements constituent une **série d'anticlinaux et de synclinaux déjetés**, d'assez large amplitude. La tectonique précambrienne se traduit par des **virgations** (cf. du S-N à E-W près du Tèlkési : 8° 43'-20° 12'), des rebroussements (8° 38'-20° 06'). Les failles anciennes leur sont liées sans orientations privilégiées, tandis que les cassures N 80° E, avec leurs conjuguées N 130° E, résultent du rejeu fin Crétacé.

Sur ces quartzites les lambeaux cuirassés renferment un important résidu siliceux (30 %), à côté de kaolinite (33 %) et de goéthite (27 %). L'épaisseur des lakéré compacts sur quartzite (cf. XB16 à Koudi) peut se réduire à une **simple pellicule ferrugineuse lamellaire d'ordre centimétrique**. Les sols meubles sont réduits, sinon inexistantes ; l'eau ruisselle après chaque orage. Ce milieu relativement aride correspond à la limite méridionale du domaine soudano-sahélien avec *Zizyphus mucronata*, *Fadogia leucophlea*...

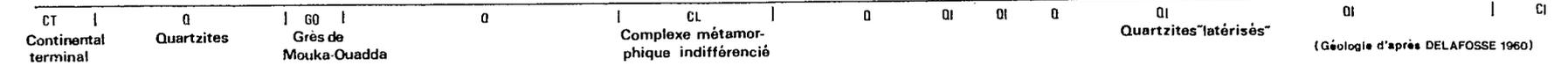
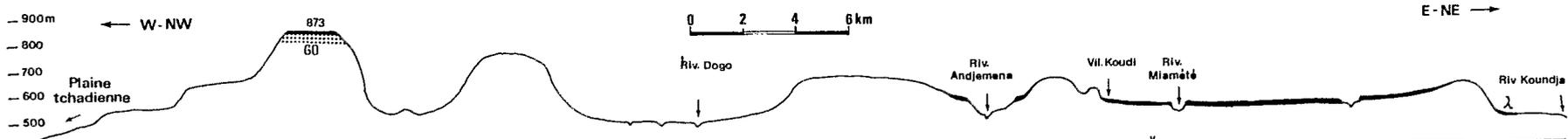
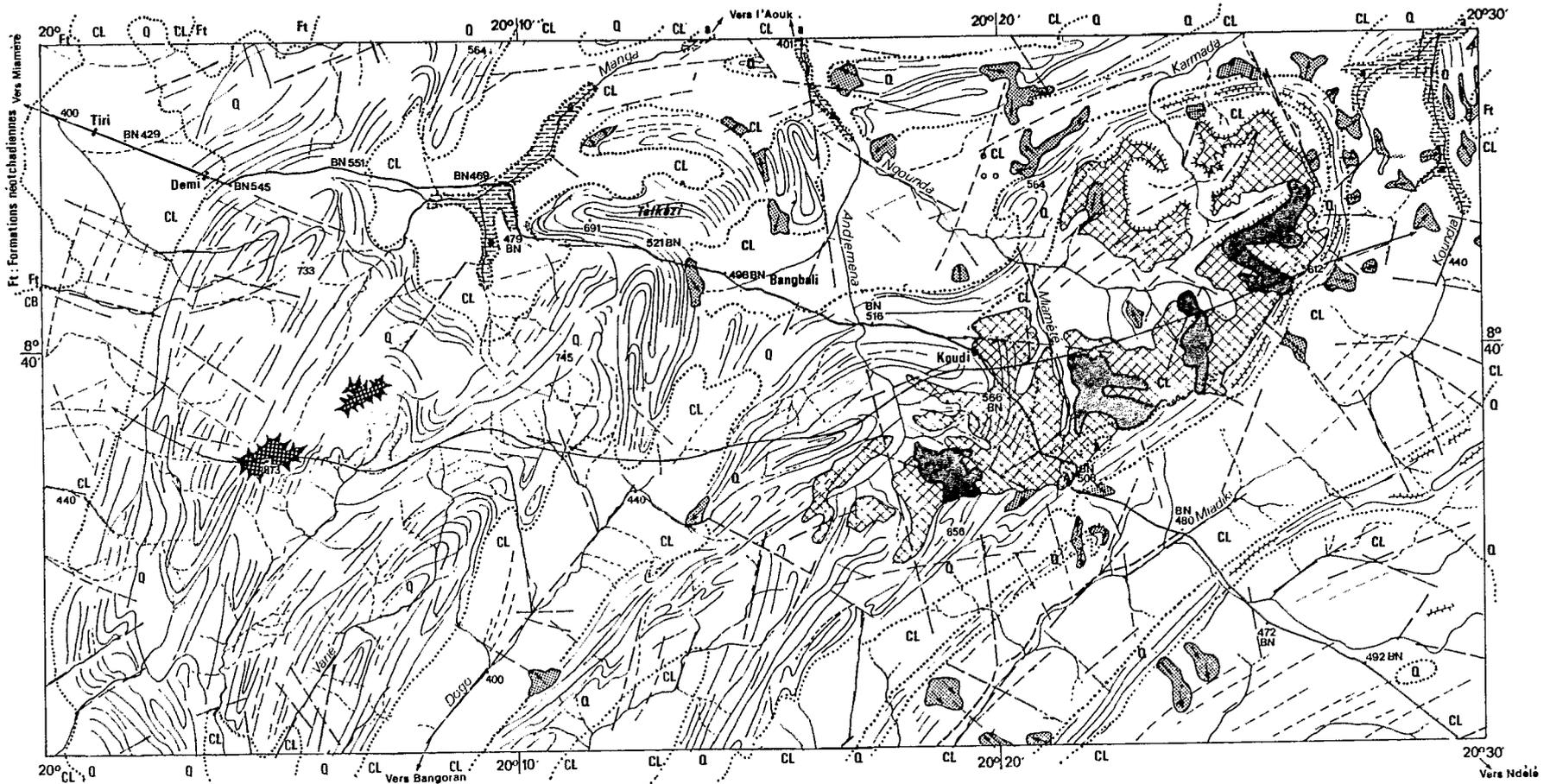
Faute d'affleurements, le reste du massif a été cartographié par R. DELAFOSSE (1960c) en « complexe métamorphique latéritisé indifférenciable ». L'étude pédologique par toposéquences montre que d'anciens sols ferrallitiques appauvris ou remaniés, décolorés, font la transition à des sols ferrugineux tropicaux en bas de versant. En dehors de la Tété ou Manovo, dont l'écoulement est semi-permanent car elle provient du plateau gréseux, toutes les rivières du massif sont saisonnières. Au sud, elles coulent parallèlement entre des crêtes quartzitiques vers le Bangoran ; au nord, elles convergent vers la Djangara, au bassin parsemé de bas-fonds herbeux à engorgement temporaire.

Dominant ce massif de plus de 300 m, les deux lambeaux témoins bauxitiques sur grès impliquent une ancienne extension du placage mésozoïque au-dessus du massif ; l'érosion différentielle aurait donc, depuis l'Eocène, entraîné près de 300 m d'épaisseur des matériaux qui auraient largement contribué au comblement des fossés de Doba - Golongosso - Birao. Au total, tous ces reliefs résiduels du Nord-Est centrafricain ne couvrent guère que 16 000 km<sup>2</sup>.

### 4. Piedmont de la Ouandjia-Vakaga

#### 1. Généralités

Ce piedmont sur socle s'étend entre le massif du Dar Chala ou l'escarpement des Bongo et la plaine de l'Aouk-Aoukalé sur alluvions néo-tchadiennes. Son altitude moyenne est voisine de 600 m au sud, 550 m au



(Géologie d'après DELAFOSSE 1960)

►► **Figure 47**

Esquisse géomorphologique de la région de Koudi, au nord-ouest de Ndélé (massif de Bangbali).

Au nord-ouest du plateau gréseux de Ndélé, s'étend le petit massif quartzitique de Bangbali du nom d'un village situé au centre de la piste rocailleuse qui relie Ndélé à Miaméré.

L'orientation générale des bancs quartzitiques est SW-NE mais on relève des virgations (cf. Tèlkézi), des rebroussements. Les points culminants du massif sont constitués par deux lambeaux témoins du plateau gréseux de Mouka-Ouadda conservés par une cuirasse bauxitique (XB 11 cf. VI.7), dominant le piedmont tchadien de plus de 400 m (cf. sols de la grande série de Miaméré et toposéquence de Demi : XB 24 à 27 fig. 12 in

Y. BOULVERT, 1983a).

A l'est de Koudi, la virgation d'une arête quartzitique a permis la protection contre le démantèlement d'un plateau cuirassé qu'elle enferme au niveau 550-600 m (cf. fig. 19 in Y. BOULVERT, 1982c). Sur le pourtour et au piedmont de ce replat, le cuirassement secondaire de versant est très réduit au niveau 520-500 m.

Cette région est relativement aride et déshéritée aussi bien pour les sols que pour la végétation (Y. BOULVERT, 1980b).

L'écoulement y est temporaire et pourtant le drainage est médiocrement assuré en saison pluvieuse (cf. vallée de la Manga).

nord-est vers Raméla et 440 m au nord-ouest autour du Parc Saint-Floris. Son extension est restée sous-estimée. La carte internationale du monde représente toute la moitié sud de cette dernière feuille en tant que plaine inondable ce qui n'est pas le cas. Un modelé digité en « bois de renne » remonte jusqu'à 9° 30' dans le Parc Saint-Floris. Avec une pluviométrie voisine de 1 100-1 200 m, les savanes boisées médio-soudaniennes à *Monotes - Isoberlinia* ou karité y sont bien représentées à côté d'espèces sahéliennes telles *Xeromphis nilotica*. On peut diviser cet ensemble en deux secteurs, l'un plus compact sur socle, l'autre d'aspect digité à ennoyage du socle ancien.

## 2. Piedmont sud sur socle de la Ouandjia

On y retrouve comme dans le massif voisin du Dar Chala, de nombreuses arêtes quartzitiques d'orientation générale N 30-40° E, celle de la tectonique précambrienne dans cette région. **L'éclairage rasant fait ressortir ces arêtes sur les images Landsat.** Il est vrai que certaines surplombent le piedmont de 400 m : Fam (1 002 m-9° 34' 20"-22° 44'). De la même façon, on y relève des virgations (cf. Ngolo : 9° 55'-22° 20'), des rebroussements (cf. Mandjéré : 912 m-9° 35'-23° 12') ou des structures curvilignes, comme cette « boutonnière » de gneiss, à structure concentrique du nord-ouest de Tala (9° 35'-22° 38'). Les directions de **fracturation** peuvent également être accompagnées de **sources chaudes** : cf. Mouvou N 160° E (530 m-9° 50'-22° 37' 40"). Ces accidents peuvent donner lieu à des **minéralisations** : cf. cuivre de Ngadé (9° 46'-23° 19'). Similaires à ceux du Dar Chala, subsistent quelques glacis cuirassés de piedmont.

Le modelé apparaît différencié en fonction de la lithologie. Parmi les granites, les facies porphyroïdes sont les plus fréquents (cf. Moutou : 9° 22'-22° 06') en dômes ou chaos de boules arrondies. Entre Raméla et Ouandjia, les gneiss constituent des aires déprimées. Sur le petit secteur des « grès de Coumbal » (ou Koumbal : 9° 23'-22° 58'), à ciment calcaire et faiblement plissés, certains blocs sont basculés à la suite de cassures consécutives aux effondrements fin crétacé. **Les sols dérivant d'anciens sols ferrallitiques sont « intergrades » à évolution actuelle ferrugineuse.** Dans le bassin de la Koubo sur gneiss (autour de 9° 11'-23° 02'), on note des micro-paysages de « bad-lands » ; ce ravinement semble correspondre à une reprise récente de l'érosion.

## 3. Piedmont nord à « modelé digité en bois de renne »

Sur la bordure sud de la plaine tchadienne, le modelé digité en bois de renne, observé d'abord au nord de l'Ouham (Y. BOULVERT, 1971d-1975), puis sur le piedmont de Bamingui (Fig. 42) se retrouve également au nord de Pata, au sud du Parc Saint-Floris ainsi qu'à l'ouest d'Ouandjia. Les vallées sont occupées par des lisérés de sols ferrugineux tropicaux hydromorphes passant latéralement à des sols hydromorphes à pseudo-gley, parfois vertiques (cf. Voubo, autour de 9° 16'-22° 03'). Les interfluves correspondent à des sols intergrades ferrallitiques à nodules ferrugineux localement indurés, décolorés ou érodés en surface (cf. grande série de Ouanda Djallé). **Le socle précambrien ne paraît jamais bien loin**, même si les affleurements en sont restreints : rares mameçons granitiques (9° 0' 30"-21° 17' ou 9° 02' 40"-21° 56') ou pointements quartzitiques : cf. Modo (650 m- 9° 46' 20"-21° 58') ou Ndabo (630 m-9° 44'-22° 04'). R. DELAFOSSE (1960a) signalait autour de la Goro (9° 09'-21° 34'), un affleurement de 200 km<sup>2</sup> de schistes carburés : « boutonnière dans les sables quaternaires tchadiens », avec des pendages atteignant 80°. Cette formation soulignée par des plateaux cuirassés, nous paraît en place sur un socle progressivement ennoyé par ailleurs à partir des vallons.

#### 4. Problème des grès de Singa

Entre la dépression de Matoumara (autour de 9° 40' - 21° 30') et la piste Tiroungoulou-Birao, R. DELAFOSSE (1960a) a cartographié trois lambeaux de près de 300 km<sup>2</sup>, allongés ouest-est, d'une formation gréseuse située entre les grès de Massalit (d'âge cambo-ordovicien) au nord, les grès de Coumbal (précambrien supérieur) à l'est et les grès d'Ouadda (crétacé) au sud. A défaut de fossiles, ils ont été reliés à ces derniers, étant donné la concordance de facies. Au Soudan, J.R. VAIL (1978) assimile ces deux formations aux grès de Nubie. On y retrouve des grès grossiers, localement des conglomérats francs, des grès fins à stratification oblique, des argilites au-dessous de niveaux ferrugineux silicifiés. Par contre **ces grès de Singa ne sont pas horizontaux** : la direction des couches est régulièrement N 60° E avec un pendage d'environ 30°. Ces pendages résultent vraisemblablement d'un vaste **basculement vers le nord des tables gréseuses horizontales lors de la tectonique cassante du Crétacé supérieur.**

Les grès de Singa ont été observés entre 530 et 450 m sur les flancs de la colline du Hadjer Singa (530 m-9° 47' 30"-21° 45' 30"). Rappelons que l'escarpement gréseux des Bongo, situé à 120-130 km au sud, varie entre 800 et 900 m avec un contact grès/socle qui remonte progressivement de 500 m (aux chutes Matakil) à 900 m (au col Quijoux, cf. VI.2). Il est donc délicat dans ce secteur de faire la part entre ce qui revient à **l'érosion différentielle et à l'ampleur du rejet du système de fractures fin Crétacé.**

Cette colline de Singa domine un piedmont, sinon de nature, en tout cas de morphologie différente. C'est un **glacis** qui n'apparaît pas sableux mais **strié de très fines lanières ferrugineuses d'orientation moyenne N 70° E. Sa forme extérieure est très sinueuse, contournée**, en « glosses », langues soulignées par un liseré ferrugineux. Des glacis striés plus ou moins similaires s'observent au nord du 10<sup>e</sup> parallèle (autour de 10° 08'-22° 32', 10° 05'-22° 08'), ce dernier spectaculaire avec ses liserés ferruginisés concentriques (ex fig. 74). J.L. MESTRAUD (1964) en avait fait un îlot de quartzite précambrien au milieu des formations néo-tchadiennes ; P. LOUIS (1970) l'avait rattaché au Continental Terminal. Les levées aéromagnétiques (CONOCO-EXXON in M.L. TAYLOR et G.J. GENIK, 1987) indiquent que le socle se situe à deux kilomètres de profondeur. En outre, la sismique montre des réflexions très nettes à une profondeur correspondant à une seconde (environ 1 200 m) ou plus dans ce secteur. Selon R. GUIRAUD (com. pers.) et M. CORNACCHIA, qui les ont examinés, il s'agit de grès crétacés, plissés et faillés. Deux prélèvements ont été effectués sur des pellicules ferrugineuses de ce type (BiRAo : 10° 11'-22° 33' et OuANdjia : 9° 48'-22° 16'), l'hématite y est présente à côté de goethite et d'un résidu quartzueux notable mais variable.

#### 5. Plaine de l'Aouk-Aoukalé ou du Dar Rounga sur alluvions néo-tchadiennes

##### 1. Caractérisation

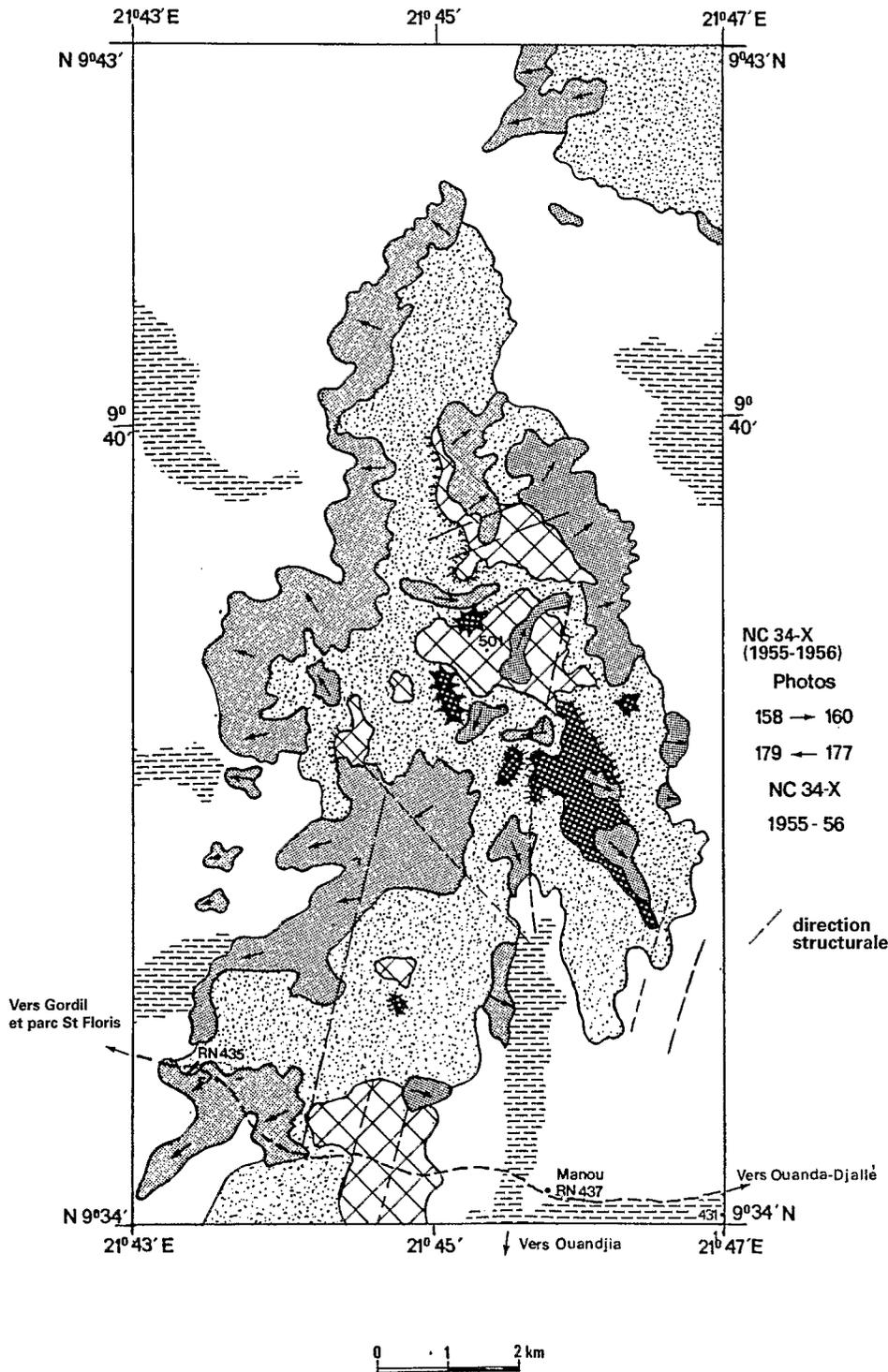
Les limites méridionales de cette formation, couvrant un peu plus de 50 000 km<sup>2</sup>, sont déterminées par le liseré induré qui marque le passage aux formations du socle, ce ne sont donc pas celles de R. DELAFOSSE (1960c) reprises par J.L. MESTRAUD (1964). Avec ce dernier nous réservons le terme de « formations néo-tchadiennes » aux alluvions anciennes (Pléistocène) car les alluvions récentes (Holocène) ne sont pas limitées au bassin tchadien.

L'origine de cette formation paraît en grande partie lacustre : stratifications horizontales, minéraux argileux abondants : cf. **argiles à nodules calcaires** du nord de l'Ouham et du bord de l'Aouk. Un essai de **datation au carbone 14** (M. FOURNIER n° 474 - ORSTOM-Bondy, 1989) sur l'échantillon SINGako 4 (390 m-9° 0' 30"-19° 17') indique 6 730 + 350-360 BP. Cet âge peut être rattaché de ceux similaires, indiqués par A. MARLIAC (1989) au Nord-Cameroun, **postérieurs au début de la vertisolisation** : Bossoumien 2 (10000 à 6500 BP). Inférieurs à 5 cm de diamètre, ces nodules calcaires ont un aspect en écailles imbriquées avec une différenciation rayonnante à l'intérieur de chaque lamelle. D'autres alluvions ont une origine différente. Celles situées en bordure du socle, proviennent d'un colluvionnement ; sableuses (cf. fig. 12 in Y. BOULVERT, 1983a), elles présentent des stratifications obliques. Les sols (*id.*, grande série de Miaméré) sont des **sols ferrugineux** à taches, concrétions et parfois hydromorphie de profondeur.

Pratiquement inhabitées, ces plaines constituaient une zone cynégétique réputée sous une savane arbustive ou arborée soudano-sahélienne à base d'*Anogeissus leiocarpus*, *Terminalia laxiflora*, *Tamarindus indica*. La végétation prend au nord de Birao et du lac Mamoun un type sahélo-soudanien (cf. Y. BOULVERT, 1986a). Très monotone, ce paysage présente de rares variantes. R. DELAFOSSE (1960c) signale quelques affleurements paléo-tchadiens du Continental Terminal. On observe ainsi sur le bourrelet sud de la vallée du Bahr Aouk des planosols à deux horizons tranchés, des **sols salés (solonetz-solodisés)**, d'aspect extérieur désolé, dénudé, appelés : « naga » du Tchad, des **bads-lands** érodés. Entrecoupées de quelques vallons herbeux inondables, ces plaines sont piquetées de petites mares très temporaires. A peine incisées, elles reposent sur une carapace ferrugineuse de bas-glacis (XB28 : 400 m-8° 55'-20° 08'), d'aspect massif, renfermant 30 % de goethite et 20 % de résidu quartzeux.

Les formations néo-tchadiennes s'abaissent d'est en ouest. De 600 m aux sources de Raméla, elles se situent au-dessous de 500 m à l'ouest de 22° 30', plus loin la plaine de l'Aouk s'étale entre 400 et 380 m. La topographie plane de ce secteur est trompeuse, alluvions et colluvions sont le plus souvent peu épaisses, de l'ordre de 10 à 20 m. Au puits de Sergobo (540 m-9° 39'-22° 38'), le socle est à 6 m de profondeur. Les géophysiciens (P. LOUIS, 1970) ont révélé qu'au long de l'Aouk et du Bahr Oulou, **ces alluvions masquent un étroit fossé pouvant atteindre plusieurs milliers de mètres** (cf. XV.4). Un tel fossé aussi étroit que profond ne peut qu'assurer la liaison entre les bassins tchadien et nilotique, liaison recherchée au début du siècle par la mission TILHO (1910) dans le Nord du Tchad.

**La région nord de Birao doit en fait être considérée comme un seuil reliant le massif du Dar Chala à celui de Ouadaï au Tchad : le socle y est proche.** Dans cette région difficile d'accès, la photo-interprétation révèle quelques **buttes et glacis cuirassés**, probablement sur socle (cf. 10° 51'-22° 38', 10° 50'-22° 50', 10° 45'-22° 30'...). L'escarpement de Karkour-el-Binat (10° 43'-23°) correspond sur plus de 10 km à une corniche cuirassée sur boutonnière du socle. On distingue « à fleur de terre » quelques **barres quartzitiques** (cf. 10° 54'-22° 43', 10° 58'-23° 34'), l'une se prolonge par un barrage rocheux sur l'Aoukalé (10° 56'-22° 15'). Au sud du fossé de Birao par contre, buttes cuirassées (10° 02'-23° 35') ou crêtes quartzitiques ne sont pas rares jusqu'à 20° N, surmontant la plaine de 100 à 200 m ; citons Hadjer Fatima 650 m, Makar 704 m, Draka 641 m, Madjia 703 m.

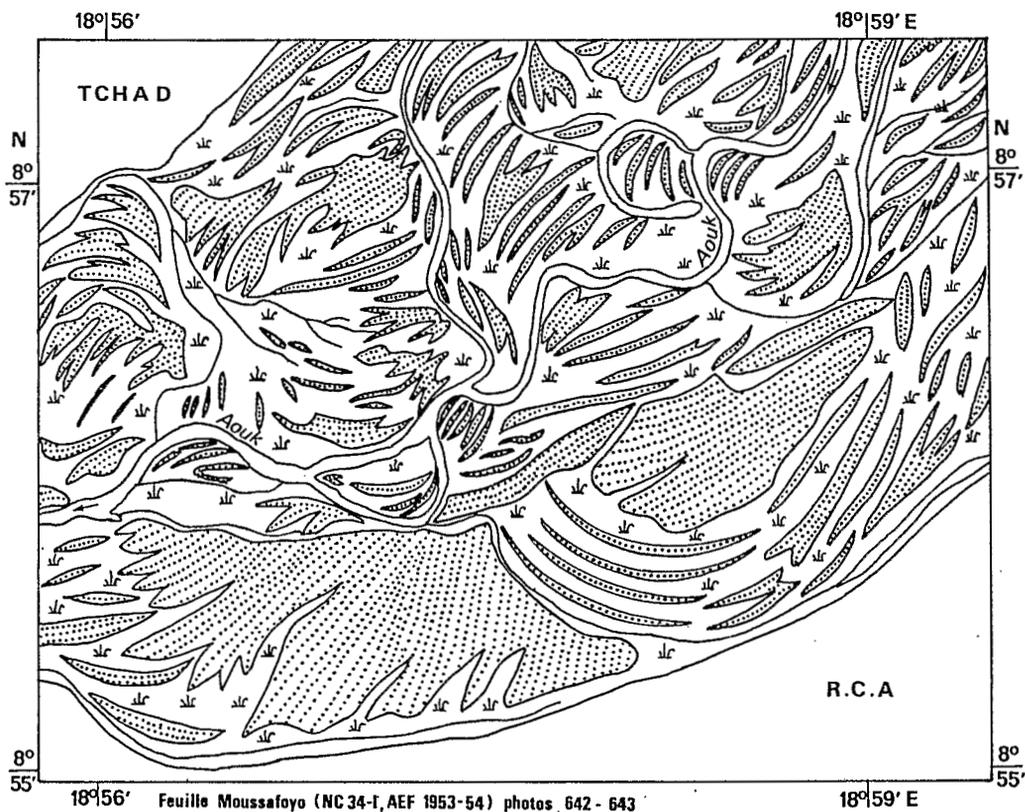


**Figure 48**  
 Ilots cuirassés témoins du socle ancien au milieu des alluvions quaternaires du Parc Saint-Floris : Tolo.

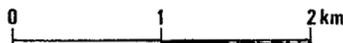
Entre la Ouandjia et le Bahr Oulou, dans un secteur cartographié par R. DELAFOSSE (1960a) en « formations tchadiennes », la photo-interprétation révèle localement la présence de buttes résiduelles et de plateaux témoins cuirassés autour desquels diverge en éventail, à la base du glacis de piedmont, un important cuirassement secondaire. Quelques directions structurales (N 15° E et N 70° E) confirment qu'on se trouve en présence d'un îlot du socle ancien, ennoyé au milieu de ces formations de couverture quaternaires.

Sur ces buttes, les cuirasses ont des couleurs contrastées : rouge (2,5 YR 4/6), ocre rouge (5 YR 5/6), brune (10 YR 5/3) ou jaune (10 YR 7/8) ; scoriacées ou nodulaires, elles sont peu quartzueuses, à goéthite et hématite : type « haut-glacis ». Dans les lakéré de glacis, les couleurs sont plus ternes : ocre avec des taches noires manganésifères, les proportions de kaolinite s'accroissant avec celles de résidu quartzueux type « moyen-glacis ».

Au-delà du liséré cuirassé de bordure, le modelé d'alluvions anciennes est uniformément plat avec des sols gris ou beiges ferrugineux tropicaux, localement hydromorphes, le cuirassement en est absent.



- 1% Alluvions récentes :  bas-fond inondable  bourrelet alluvial
- 2% Formations néo-tchadiennes :  zone exondée



**Figure 49**  
Vallée de l'Aouk.

En aval de Garba (confluent avec la Manovo), l'Aouk divague dans une plaine alluviale récente, large de 5 à 6 km. Le tracé de la rivière apparaît très contourné avec des chenaux anastomosés, des méandres qui peuvent se recouper, des bras morts... On observe, d'avion, une succession d'entrelacs en éventails se recoupant les uns les autres, alternance de bourrelets sableux et de bas-fonds argileux occupés de bras morts et de mares résiduelles.

La physionomie d'un tel paysage donne l'impression de pouvoir être modifiée à chaque crue annuelle. C'est ce qui avait été craint en mars 1966, lors de l'implantation de profils pédologiques à l'occasion de la reconnaissance de cette vallée. La comparaison des caractéristiques descriptives et analytiques de deux profils voisins OR 57 et 58 (types de la grande série de l'Aouk : pp. 36-39 in Y. BOULVERT, 1983c où ils sont décrits avec le couvert végétal) montre l'hétérogénéité de tels sols.

La comparaison de la couverture aérienne IGN de 1977 avec celle de 1954 révèle une surprenante constance de ce paysage : le tracé du réseau hydrographique est identique, aucun méandre n'a été recoupé. Cette observation confirme le diagnostic de B. BILLON et al. (1974), selon lesquels « l'Aouk est somnolent ». Par contre, il suffirait d'une crue violente pour que le tracé actuel soit recoupé ou déplacé. Un problème politique pourrait alors se poser, l'Aouk marquant la séparation entre le Tchad et le Centrafrique : cette frontière est fluctuante dans le cadre de cette vallée alluviale.

## 2. Épandages éoliens ou « Goz »

**Le prolongement centrafricain des épandages éoliens sahariens** demeure mal connu. Pourtant le terme arabe tchadien de Goz qui les désigne se retrouve autour de Birao avec les **Goz Sassoulko**, **Goz Binat**, **Goz Dongo**, signalés depuis longtemps par la mission GROSSARD (1925). L'orientation générale de ces **alignements dunaires N 80° E** est curieusement celle du fossé de Birao et de fracture fin Crétacé du Dar Chala. Invisible au sol, cette orientation se repère difficilement sur les photographies aériennes, plus aisément sur les images-satellite. On devine au nord de la boucle du Koubatech, un ensemble de dunes fixes transverses ; au sud, un faisceau de dunes vêtues, périodiques, longitudinales. P. QUANTIN (1965) a donné des exemples de ces sols (grande série des Goz) ferrugineux tropicaux lessivés, sans taches ni concrétions, sableux. **Ces anciens ergs sont désormais démantelés**

**et fixés** par une savane arbustive à *Combretum* et *Acacia*. Avec des aspects contractés, ridés, réticulés, parfois rayonnants (cf. 10° 40'-22° 30' ou 45' ou 10° 07'-23° 01'), celle-ci y prend des aspects de « **brousse tigrée** », inhabituelle en Centrafrique. Ces goz sont largement répandus au Tchad et au Soudan voisin. D.E. PARRY et G.E. WICKENS (1981) y estiment qu'ils résultent du tri éolien de produits fluviatiles durant la longue phase aride du Pleistocène moyen (10 à 30000 ans BP). On peut rapprocher ces formations de celles décrites par G. SIEFFERMANN (1967) et J. PIAS (1970) au Nord- Cameroun entre 10 et 11° N : ensemble de dunes longitudinales NE-SW, longues de 20 à 40 km et dont les datations seraient de 50 à 30000 BP.

## 6. Vallées et plaines d'épandage sur alluvions récentes

Les vallées et plaines d'épandage sur alluvions récentes (Holocène) de l'Aouk et de ses affluents constituent une unité paysagique individualisée. Les rivières issues du massif du Dar Chala (Séringa, Yata, Ngaya, Ouandjia et Nguessé) sont des **rivières saisonnières** qui, dès la fin des pluies, perdent rapidement leurs eaux vives dans les alluvions récentes. En revanche, celles (Vakaga, Goro, Gounda, Koumbala, Tété ou Manovo), issues des grès perméables d'Ouadda, ont un débit plus soutenu, au moins en amont. Avec la sécheresse des années 1970-1980, **seule la Gounda** dont le cours supérieur est profondément incisé dans le plateau gréseux, **s'est avérée permanente**.

Ces rivières transportent une **quantité relativement élevée d'alluvions** provenant en particulier des roches altérables comme les amphibolites migmatitiques. Ces rivières divergent ainsi dans une large vallée alluviale (2 à 10 km) présentant des **bourrelets de berges**. Cette morphologie entraîne l'existence de dépressions où s'accumulent les eaux de ruissellement qui ne parviennent à déborder dans les défluentés qu'à partir d'un niveau assez élevé, comme l'avait déjà remarqué B. PEYRE DE FABRÈGUES (1981). Il s'ensuit un phénomène saisonnier régulier d'inondation qui est fondamentalement sélectif pour la végétation (H. GILLET, 1964).

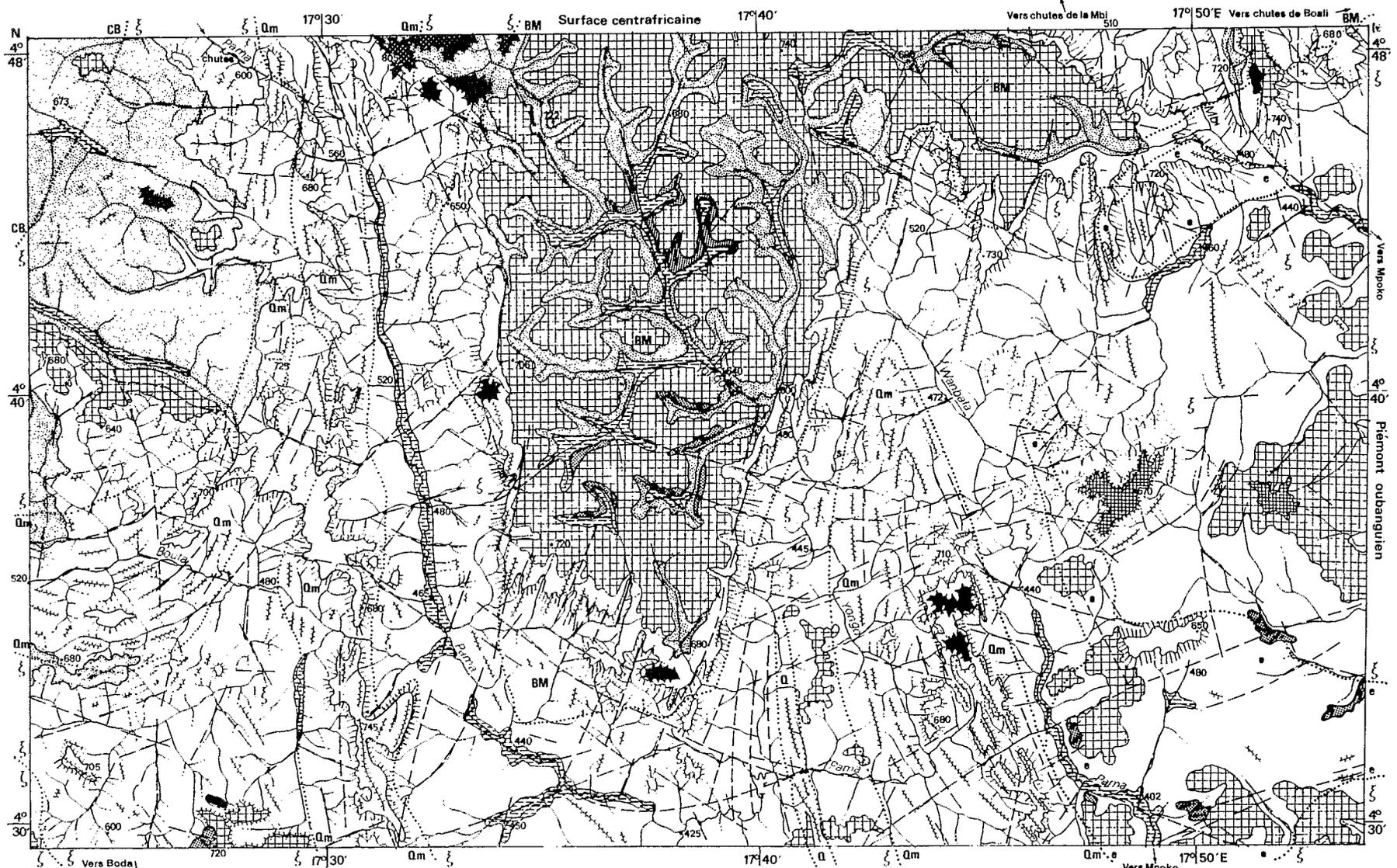
L'Aouk est une rivière somnolente sinon sénile, bien incapable, avec un débit spécifique de seulement 0,86 l/s.km<sup>2</sup>, d'entraîner la masse d'alluvions apportées par ses affluents de rive gauche, d'autant plus que son cours amont est temporaire. **Des bassins régulateurs** tel le lac Mamoun ou les plaines herbeuses de Massaberta (9° 17'-20° 49'), de l'Am Dourouman (10° 21'-22° 30') ou de Kididji (10° 12'-22° 17') se sont par la suite développés. Des **limons fertilisants** s'y déposent en saison pluvieuse (M. CABAILLE, 1960). La dépression de Matoumara ou plaine du parc Saint-Floris est ainsi sur 200 km<sup>2</sup> un véritable **delta d'épandage** entre le confluent Ouandjia-Vakaga et l'exutoire du Bahr Kameur. Les images-satellite permettent de suivre les divagations des bras de ce delta, très poissonneux. En fin de saison des pluies, ces plaines marécageuses restent vertes, des milliers d'animaux s'y rassemblent.

La composition des alluvions varie d'un **pôle sableux** lorsqu'elles proviennent de grès ou granite à un **pôle argileux à smectites 2 : 1** en relation avec des roches basiques : amphibolite, amphibolite migmatitique, gneiss à hypersthène, norite. Ces « berbéré » se reconnaissent à leurs fentes de retrait polygonales (cf. Birao 21 in Y. BOULVERT, 1983a). Inversement, la basse vallée de l'Aouk apparaît comme une alternance non stabilisée de

bourrelets sableux et de bas-fonds de décantation plus argileux ; **la rivière divague avec des chenaux en tresses** (Fig. 49).

Dans ce Nord-Est centrafricain où la pluviométrie décroît vers le nord de 1 200 à 700 mm, **l'importance de la réserve en eau prend une valeur essentielle sur le développement de la végétation**. La répartition en **auréoles successives** de la végétation autour des zones inondables a été étudiée par H. GILLET (1964). A côté des savanes herbeuses sur alluvions récentes, on relève des résidus de forêts sèches à *Anogeissus* sur termitières près du Bahr Kameur et sur de curieux monticules, émergeant de la plaine au sud du Ninion (cf. 9° 32'-21° 34'). Entourés d'un liseré de lakéré de battement de nappe, ils correspondent à des îlots témoins du socle (Fig. 48), semblables à ceux du Nord de l'Ouham (cf. Fig. 40).

Ainsi cette région, surprenante lorsqu'on vient du sud pour ses caractères de modelé et de végétation, s'avère très **similaire au Salamat tchadien voisin**. **L'originalité de ce secteur résulte de l'individualisation des unités naturelles selon des critères de topographie, substrat et alimentation en eau.**



SOCLE PRECAMBRIEN : BM : Grès, Conglomérat de Boali Mbaiki. S : Schistes dominants. Qm : Quartzites dominants. S : Micaschistes, Gneiss e : Eclogites CB : Complexe de base indifférencié.

► **Figure 50** : Escarpement de la surface centrafricaine, entre Mbi et Pama.

Tandis que (juste à l'est de ce secteur), la Mbali descend directement l'escarpement de la surface centrafricaine par les chutes de Boali, Mbi et Pama incisent profondément leur cours vers l'intérieur de la surface centrafricaine avant que leur recul érosif ne soit stoppé par une barre rocheuse résistante. Cette entaille s'effectue en effet au sein de la série schisto-quartzitique de la Pama d'orientation nord-sud, perpendiculaire à l'escarpement est-ouest de Boali. L'érosion régressive progresse dans les intercalations schisteuses, mettant à nu dômes et barres quartzitiques.

Les chutes de la Mbi se situent 40 km en amont de la cote 480 correspondant à la limite de l'escarpement. L'incision, sur plus de 20 km, de la vallée de la Pama utilise une direction de fracturation N 170° E.

Décheté mais continu jusqu'ici, l'escarpement se disloque au sud des petites chutes de la Pama, sur des quartzites du bassin de la Bouta, l'un de ses affluents. Entre Mbi et Pama par contre, la surface centrafricaine est remarquablement bien conservée, sur la série grésopélitique de Boali-Mbaiki : le réseau hydrographique paraît même sénile dans le bassin supérieur de la Yongo.

Au sortir de cette large incision, la Pama oblique vers l'est et, alors qu'elle se situe à la cote 425, voisine du piedmont oubanguien, elle se heurte paradoxalement à une succession nord-sud d'arêtes rocheuses quartzitiques, culminant à 710 m et encadrées d'éclogites et de schistes. Certaines conservent des lambeaux de cuirasses anciennes comme celles qui jalonnent le rebord de la surface centrafricaine. Avec un tracé surimposé, utilisant un réseau de fracturations conjuguées N 65° et 160° E, elle parvient à les franchir par une succession de coudes en baïonnette, avant de déboucher enfin, à la cote 403, sur le piedmont oubanguien.

## LIMITE SUD DE LA SURFACE CENTRAFRICAINE : ESCARPEMENT SUR LE PIEDMONT OUBANGUIEN

### Introduction

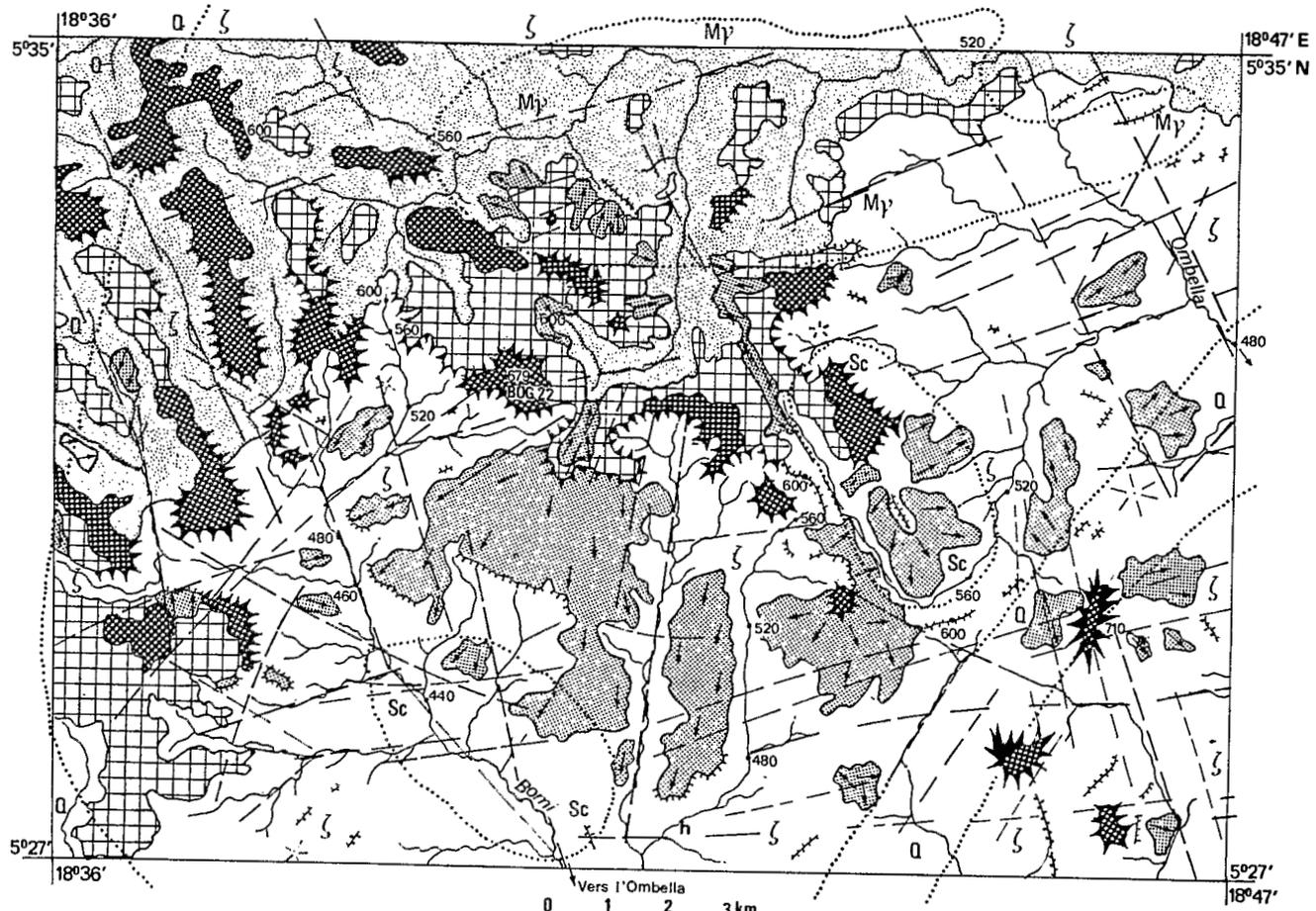
De sa naissance au confluent Uele-Mbomou jusqu'en aval de Libenge, l'Oubangui coule dans un bassin de largeur fluctuante d'une centaine à quelques kilomètres. Ce pédiment d'ablation imparfaitement réalisé, le piedmont oubanguien, apparaît entaillé à l'intérieur de la surface centrafricaine dont on retrouve des témoins au Zaïre dans la boucle de l'Oubangui (cf. à paraître in Monographie hydrologique de l'Oubangui). Par la suite, l'escarpement marquant le passage de la surface centrafricaine à ce piedmont est plus ou moins accusé et de forme contournée.

### 1. Escarpement de Boali

Cet escarpement est le mieux marqué autour du bassin de Bangui. Au sud du plateau de Bossembélé, il dépasse 200 m et se traduit par une série de chutes sur des barres rocheuses de la série grésopélitique de Mbaiki-Boali, c'est le cas pour la Pama, la Mbi et surtout la Lim ou Mbali avec les chutes de Boali, spectaculaires en hautes eaux. Le débit d'étiage est insuffisant et les prises de l'usine hydro-électrique, alimentant Bangui, le captent aux basses eaux. Un barrage de retenue vient d'être construit en amont mais il faudra **veiller aux pertes** ; l'une a été signalée par l'administrateur JACOULET en 1930. Nos collègues hydrologues relèvent **10 % d'écart entre les débits de Boali-chutes et Boali-poste en aval** ! La dénivelée de cet escarpement atteint 200 m sur 1 km. Au contraire, profitant de propices directions de fracturation N 120° E, une profonde incision dans les granites, jalonnée de simples rapides, permet à la Mpoko de descendre l'escarpement.

L'escarpement de Boali explique l'augmentation de pluviométrie observée entre Boali (1 480 mm) et Bossembélé (1 570 mm). Il constitue la limite entre les domaines congo-guinéen et soudano-guinéen. Le plus souvent, le glacis cuirassé de piedmont est séparé de l'escarpement par une dépression basale. De type dendritique, le réseau hydrographique qui descend l'escarpement se rassemble sur le piedmont en utilisant ces gouttières périphériques (cf. fig. VIIIa in Y. BOULVERT, 1976a).

Se prolongeant vers le sud-ouest, l'escarpement marqué dans les bassins Mbi-Pama (Fig. 50), devient indistinct au niveau de Boda. Tout le secteur complexe des **reliefs résiduels** entre les bassins Pama et Lessé peut être considéré comme des résidus de démantèlement entre la surface centrafricaine dont il subsiste quelques témoins cuirassés et le piedmont



- |   |   |  |                           |   |                        |
|---|---|--|---------------------------|---|------------------------|
|  | butte témoin, cuirasse ancienne                     |  | butte rocheuse            |  | Quartzites             |
|  | interfluve cuirassé                                 |  | escarpement               |  | Gneiss                 |
|  | versants à nodules ferrugineux avec lakéré associés |  | arête rocheuse            |  | Migmatites granitoïdes |
|  | entaille avec lakéré associés                       |  | direction de fracturation |  | Série charnockitique   |

►► **Figure 51**  
Entaille de la surface centrafricaine par les affluents de l'Ombella.

A l'est de Bogangolo, la structure géologique est assez complexe : alternance de quartzites et de gneiss avec des enclaves de charnockites et de migmatites. Sur gneiss, le cuirassement est important : la surface centrafricaine, voisine de 600 mètres, est surmontée de buttes-témoins de cuirasses anciennes, d'altitudes supérieures à 650 m (cf. cote 679, cuirasse ancienne BOG 22 de type intermédiaire avec 51 %  $Fe_2O_3$  et très peu de résidu quartzeux : 0,45 %). La direction structurale, prédominante sur le socle N 70-80° E, est recoupée par des directions de fractures N 150 - 160° E. Profitant de ces discontinuités, la Yambéré-Ombella et son affluent Bomi descendent ainsi progressivement de la surface centrafricaine vers le piedmont oubanguien (cf. Notice 106, p. 36).

Le front d'érosion a donc progressé irrégulièrement et l'escarpement est aussi découpé que diversement marqué. Il faut d'ailleurs noter que l'entaille est souvent figée par un important cuirassement secondaire qui en tapisse les replats successifs. Il en résulte un remarquable étagement des cuirasses (entre les cotes 679 et 480), entraîné par la redistribution du fer dans le paysage à l'échelle pluri-kilométrique du versant.

oubanguien amorcé déjà dans la vallée structurale de la Lessé. Echelonnés de 730 à 440 m, ces reliefs sont essentiellement constitués d'arêtes quartzitiques, présentant des disharmonies importantes: virgations, rebroussements, avec des intercalations de schistes mais aussi d'amphibolites, d'éclogites.

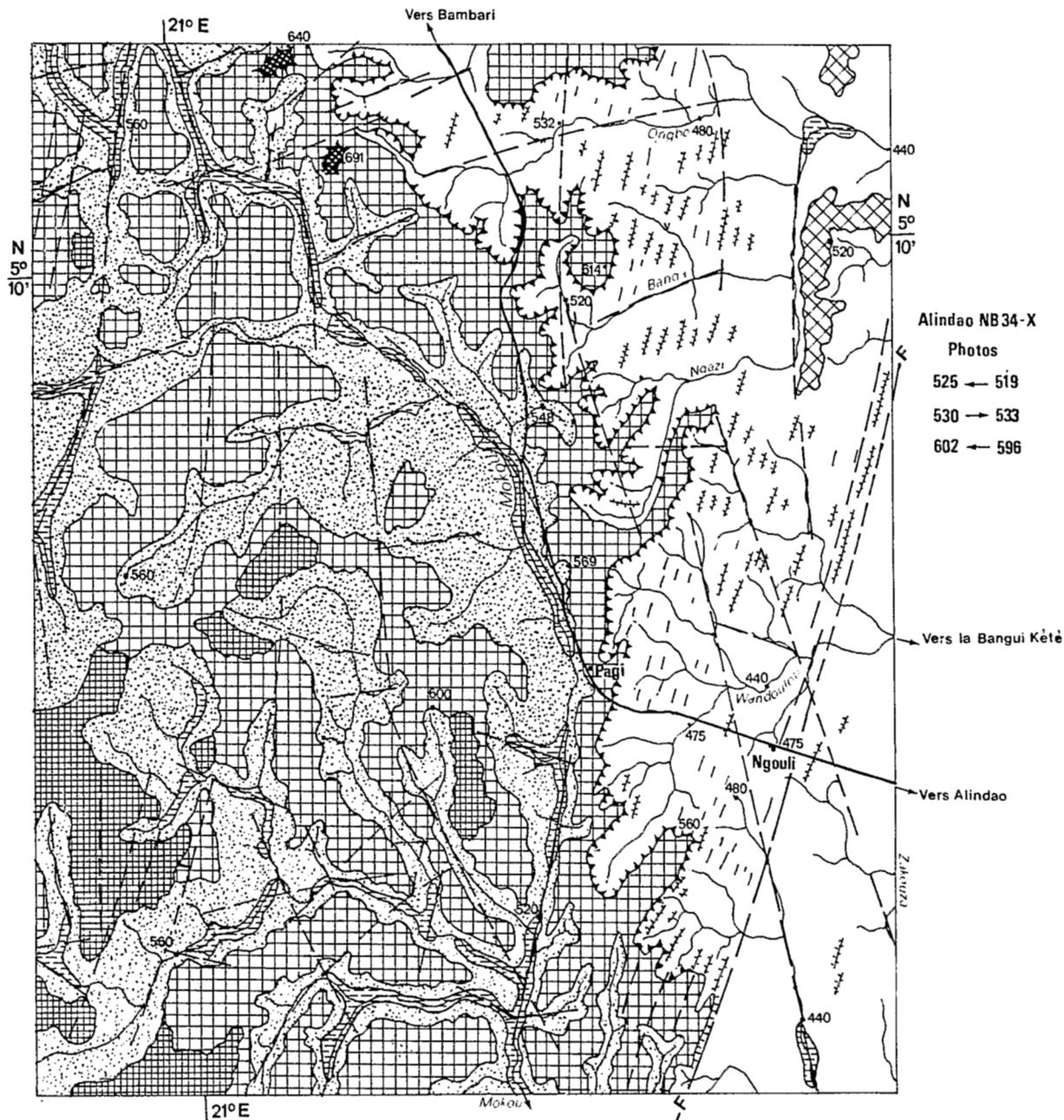
## 2. Escarpement de Mbaiki

Au sud-est de Boda, **le plateau de Boukoko** (du nom de l'ancienne station agronomique d'AEF) **apparaît comme un lambeau de la surface centrafricaine en voie de démantèlement**. Sa morphologie tabulaire, parsemée de buttes de cuirasse ancienne, n'est distincte que sur les bordures nord sous savane. Vers le centre, ce plateau prend une **morphologie ondulée, en gouttières** sur la série grésopélimitique de Mbaiki-Boali. Cette dernière est plissée suivant une direction principale nord-sud, ses niveaux pélimitiques présentant une schistosité du plan axial fine et régulière. Sous forêt dense humide, les sols sont à nodules ferrugineux ou quartzeux, rarement à cuirasses compactes. La Lobaye, en provenance du nord-ouest, oblique vers l'est, à la sortie des grès de Carnot, en entaillant ce plateau. Son tracé surimposé, perpendiculaire à la direction nord-sud de la série de Mbaiki-Boali, l'oblige à une succession de coudes en baïonnettes tandis que des intercalations, de dolérites notamment, entraînent la formation de seuils rocheux, de rapides. Ces derniers, en liaison avec le débit élevé et régulier de cet exutoire du bassin gréseux, pourraient s'avérer propices à des aménagements hydro-électriques (cf. Annexe 1 in Y. BOULVERT, 1987). Encore net à Mbaiki (cf. mission Ste Jeanne d'Arc), l'escarpement oriental du plateau de Boukoko disparaît au sud des chutes de Loko-Safa sur la Lobaye, sous les épandages sableux dérivant des grès de Carnot.

## 3. Escarpement de Bozo-Sibut

Au nord-est de Boali, l'escarpement est progressivement moins spectaculaire. De part et d'autre de la Mpoko, il emprunte d'abord l'**étroite ceinture de greenstones dont les arêtes d'itabirites de Bogoin**, redressées et culminant à 740 m, **constituent un élément majeur** (ex fig. 20). Elles présentent un remarquable **rebroussement** autour d'un affluent du Oualembou (vers 5° 05'-18° 20'). Du village de Bozo (5° 08'-18° 29') vers le nord, la piste Damara-Bogangolo longe l'escarpement de la surface centrafricaine, surplombant le bassin de la Baba. Ainsi à 25 km au sud-est de Bogangolo, l'escarpement de la surface centrafricaine prend une direction E-NE (cf. Fig. 51). Le contact entre l'aplanissement figé par le cuirassement et l'entaille d'érosion profitant de discontinuités lithologiques ou structurales est encore net autour du bassin supérieur de la Méa (ex fig. 23). Au-delà, le bassin supérieur de la Tomi peut être considéré comme un début d'entaille à l'intérieur de la surface centrafricaine. Il est limité à l'ouest par une corniche cuirassée, localement interfluve Congo-Tchad (bassin Fafa) ; un début d'entaille dégage quelques barres quartzitiques SW-NE ou inselbergs granitiques (cf. Kaga Magandja, cote 670), mais ce petit bassin supérieur est également figé par l'induration ferrugineuse.

A 10 km au nord-est de Sibut, on retrouve un escarpement marqué dans le paysage avec le plateau des Kaga Bamara sur charnockite et Kaga Bangato qui, sur gneiss, domine de 150 m le piedmont de la rivière Karamba. Au-delà



Alindao NB 34-X  
 Photos  
 525 ← 519  
 530 → 533  
 602 ← 596

- butte témoin cuirassée ancienne
- Surface centrafricaine :**
- à induration moyenne
- à induration discontinue
- vallon peu incisé
- bas-fond mal drainé
- glaciais de piedmont
- entaille
- escarpement
- barres rocheuses quartzitiques
- F faille
- directions structurales

*Qm* = série de Mobaye : quartzites micacés dominants, micaschistes.

►► **Figure 52**  
Entaille de la surface centrafricaine par les affluents de la Bangui-Kété.

Le bassin de Bangui-Kété est dominé à l'ouest par le plateau de Bianga-Zoulouma, fragment de la surface centrafricaine. L'escarpement nord-sud est voisin de 21° 05' E, tandis que la ligne de partage des eaux avec la Ouaka se situe entre 20° 55' et 20° 58'. Le plateau présente une induration généralisée, mais plus ou moins accentuée. Il se situe à un niveau voisin de 600 m et est surmonté parfois de buttes-témoins de cuirasses anciennes (cf. butte Bondo, cote 691, 5° 11'-21° 02'). On y observe des directions structurales N 20° E s'incurvant progressivement vers N 0° E. Ces directions se retrouvent dans le réseau hydrographique à maille rectangulaire. Ce réseau, peu incisé, est souligné par une forêt galerie inondable, contrastant avec les directions des plateaux. Rivière type de ce réseau sénile, la Mokou longe l'escarpement en courant le risque d'être captée un jour - elle l'a d'ailleurs été plus loin en 4° 58'-21° 05' - par le recul du front d'érosion de petits affluents de la Bangui-Kété (Ongbo, Banga, Ngazi, Wandoulou). Ces derniers incisent la surface centrafricaine en utilisant les directions de fracturations conjuguées (N 70°-80° E et N 150° à 10° E) et aussi la différence de résistance entre les intercalations de micaschistes et les barres de quartzites micacés dominant dans la série de Mobaye (cf. « Système de la Bangui-Kété » (= Bangui-Kété) de J.L. MESTRAUD, 1953 ; ces barres orientées N 10° E sont ainsi mises en relief dans l'entaille qui s'étagé entre 600 et 480 m. A la base de l'escarpement subsistent des lambeaux de glacis cuirassés de piedmont. A proximité du lit marécageux de la Bangui-Kété, la vallée apparaît piquetée (points blancs sur les photographies aériennes) de termitières géantes (dues à *Bellicositermes rex* Grassé et Noirot). Ce paysage boursoufflé de « montagnes russes » avait frappé A. GIDE (1927) à Alindao, lors de son « voyage au Congo ». Il s'étend tout au long de la forêt dense humide dans les savanes périforestières guinéennes aussi bien au Zaïre, à travers la boucle de l'Oubangui, qu'en Lobaye et Ombella-Mpoko jusqu'à Yaloké (cf. VII. 8-2), ainsi qu'au long de la frontière camerounaise (VIII.2). La végétation correspondante a été décrite (Notice 100, p. 45) en certains endroits sous couvert de forêt dense. Selon R. LEROUZÉY (1968), ces « forêts avec termitières... correspondent incontestablement à d'anciens recrûs forestiers sur savanes ».

de la Kouma sur le 6° parallèle, **le rebord érodé de la surface centrafricaine est jalonné par un alignement de petits inselbergs granitiques** (cf. Kaga Tagbara cote 621, K. Yaouaza, K. Boukou...). **Des plateaux et crêtes quartzitiques leur succèdent autour de Grimari** (cf. K. Agiengio, K. Cow, K. Nbiga-cote 728 et K. Ngébé).

#### 4. Escarpement au centre-sud dominant la Ouaka

Au sud de l'axe routier Grimari-Bambari, **le plateau en voie de démantèlement entre les bassins Kandjia-Bamba et Ouaka se rattache à la surface centrafricaine**. Sa morphologie demeure tabulaire au-dessus de la Pandi (5° 35'-20° 15'). Près de Bangao, l'escarpement souligné par une corniche cuirassée, dépasse 100 m. A l'est de 20° 20', **la vallée de la Ouaka est profondément incisée** jusqu'à Bambari, à 150 km en amont, en raison de différenciations lithologiques et structurales. Ainsi, le secteur du bassin Dadé (de 5° 05' à 15' et de 20° 30' à 40') présente un **modèle de collines très disséquées** à sols ferrallitiques « pénévulés » (cf. unité 3 de A.G. BEAUDOU et M. CHEVAL, 1980).

Photo-interprétation et télédétection indiquent que, sur plus de 100 km, au long de 20° 40' E, l'incision de la Ouaka emprunte une **direction linéamentaire double** en V très aigu (à pointe située en 4° 59' et 20° 44'). Sa branche orientale, longeant la bordure occidentale du plateau induré de Bianga-Zoulouma (5° 24'-21°), représentant tabulaire de la surface centrafricaine, est jalonnée par une succession de petits torrents (Ngépa, Ngouakoubo, Agouzi...). Elle suit la direction des plis dans les quartzites. En revanche, sa branche occidentale, longeant d'abord la rive droite de la Ouaka lui est ensuite transverse (au sud de 5° 20'). Une telle fracturation avait été pressentie par G. BORGNEZ (1935) : « des causes extraordinaires telles que effondrements ou captures ont dû régir l'établissement de la vallée actuelle de la Ouaka ».

#### 5. Escarpement de la Wakini

**Lambeau méridional de la surface centrafricaine, le plateau de Bianga-Zoulouma**, traversé par la route Bambari-Alindao, est limité par diverses entailles : à l'ouest de la Ouaka, à l'est de la Bangui Kété, au nord de la Liwa (5° 41'-21° 45') au sud de la Wakini (4° 35'-20° 30') et du Minio (4° 40'- 20° 50')... Allongé en forme de J, il s'élève de 600 m près de l'Oubangui à 690 m au nord. Le tracé du réseau **hydrographique** sénile, peu incisé, à maille rectangulaire, est **influencé par la structure**, avec des portions rectilignes, suivies de coudes à angles droits : Ngépa, Yaoga, Ibi... La végétation arbustive y est clairsemée, les sols peu colorés et peu profonds, l'induration généralisée. Localement (cf. autour de 5° 27'-20° 51', 5° 23'-20° 57', 5° 19'-20° 56', 4° 48'-20° 41', 4° 40'-20° 37'), on y relève une curieuse morphologie pseudo-karstique avec de petites dépressions ovoïdes en grappes. Dans ce secteur de grès-quartzites, seul G. BORGNEZ (1935) déclare « les schistes à amphibole bien développés au sud-est de Bambari, renferment parfois encore une notable quantité de dolomites indiquant nettement l'origine de ces roches ».

**L'interprétation géologique de la région est discutée.** En 1958, F. FOGLIERINI et J.L. MESTRAUD rattachent le rebord méridional de ce plateau et son piedmont au « système de la Ouakini (= Wakini) » constitué de quartzites, quartzites sériciteux et séricito-schistes. Ce système surmonte en discordance la série supérieure détritique (quartzites et micaschistes) du Complexe de base de direction générale nord-sud alors que celle du système, individualisée par un moindre degré d'évolution métamorphique, est est-ouest (en fait N 70° E). En 1969, L. LECLERCO du CEA fait de ce secteur l'équivalent de la formation de Fouroumbala (cf. III). Les « grès de Kembé » forment de vastes entaillements sub-horizontaux au-dessus de la « série de Bougboulou » : schistes à intercalations de quartzites. Des failles N 60 à 70° E accompagnent le linéament de la lakélina. La carte de cet auteur s'arrêtant au 5<sup>e</sup> parallèle, jusqu'où les grès de Kembé se prolongent-ils vers le nord ? Selon J.L. POIDEVIN (1985), « au nord, les rapports entre Ouakini et formations du socle sont très mal caractérisés. Il semble probable que le Précambrien ancien de type quartzito-schisteux chevauche les unités de la Ouakini ». C'est possible mais où se situe un tel chevauchement ? On ne note aucune différence dans la morphologie de ce plateau, sinon que la direction SW-NE des plis dans la partie méridionale devient nord-sud dans la partie septentrionale.

Le rebord sud-ouest du plateau (cf. Kaga Badjia : 4° 40'-20° 31') domine par un abrupt de 200 m le piedmont oubanguien. L'escarpement est beaucoup plus complexe au nord. Autour de Bianga, le réseau hydrographique incise le plateau suivant un réseau complexe de fracturations conjuguées. De même à l'est, le bassin du Minio présente des replats intermédiaires. Le piedmont apparaît surmonté de reliefs résiduels dont les sommets peuvent être rattachés à la surface centrafricaine : cf. Kaga Magbada (596 m-4° 28'-20° 35') ; ce serait le prolongement mylonitisé de la série de la Ouakini le long de la direction de fracturation de la lakélina : Kaga Dakpa et K. Wakindji dont l'extrémité présente un lambeau d'aplanissement (618 m-4° 49'-21° 15'). Un autre lambeau tabulaire subsiste juste au nord (615 m-4° 53'-21° 90').

L'incision de la surface centrafricaine se poursuit vers le nord du bassin de la Bangui Kété jusqu'à 5° 40' (cf. Fig. 52). Des directions de fracturations N 160-170° E facilitent cette incision, dont le rebord est souvent dominé par des buttes-témoins résiduelles de cuirasse ancienne.

## 6. Escarpement au nord de Mobaye

Vers l'est, **la surface centrafricaine redevient intensément cuirassée au sud de 5° 20', sur la série d'Atta** (du nom d'un ancien village : 4° 30'- 21° 35') à micaschistes dominants. Le secteur de Pouloubou (5° 07'-21° 35') est jalonné de **buttes-témoins anciennes, 650 à 710 m**. Comme sur le complexe du Mbomou, un cuirassement généralisé de glacis en diverge entre 610 et 560 m. Le réseau hydrographique à maille rectangulaire, utilise les directions de fracturations conjuguées (N 80 et 150° E). Son incision, entre 550 et 480 m, est souvent marquée par une forêt vallicole semi-humide (cf. bassin du Gribi : 5° 08'-21° 32').

L'escarpement de la surface centrafricaine se retrouve à l'est d'Alindao. La piste de Mingala le suit vers 21° 25', entre 4° 50' et 5° N. **Au sud de la route Alindao-Kembé, cet aplanissement apparaît démantelé.** A partir de Langandi (4° 27'-21° 16'), la piste de Mobaye suit le revers de l'escarpement,

réduite. Le surpâturage a aggravé la dénudation ; aussi les directions structurales, curvilignes notamment, ressortent-elles clairement. **A l'est de l'étranglement des rapides de Mobaye, le rebord de la surface centrafricaine suit approximativement la limite des séries de Mobaye et d'Atta**, cette dernière sur schistes correspond ici à une entaille disséquée. Entre 4° 25' et 4° 40', l'escarpement voisin de 21° 30' est net. Contournant ensuite le bassin de la Mbari (4° 30'-21° 38'), il suit localement la ligne de partage des eaux avec la Kotto (portion E-W de la route Alindao-Kembé) puis **l'arête nord-sud de grès-quartzites** qui se prolonge jusqu'au seuil de Satéma.

## 7. Escarpement de Satéma vers Ouango

Cette région constitue le prolongement méridional des grès-quartzites de Kembé (cf. III.1.) et de la surface centrafricaine entre 550 et 600 m. Les secteurs déprimés du piedmont sous forêt dense humide masquent des **crypto-dolines** sur formations carbonatées (cf. cherts de Kassa). Entre les deux, collines et secteurs intermédiaires reposent sur la série de Bougboulou. Partant des rapides de Satéma, l'escarpement contourne vers le nord-est les bassins moyens du Dikpa (4° 22'-21° 45') et du Bingou (4° 32'-21° 48'). A l'est des chutes de Kembé (entre les cotes 435 et 425), le rebord de la surface centrafricaine devient peu distinct. Contournant les bassins déprimés karstiques de la Kotto inférieure et de la Mbaye, il suit approximativement la piste NW-SE qui relie Gambo à Ouango (Fig. 53, page suivante).

## 8. Escarpement de Motao sur le piedmont de la Sangha

A l'extrémité occidentale du pays, la surface centrafricaine domine de la même façon le piedmont de la Sangha qui assure la transition à la plaine sur alluvions récentes et anciennes largement développée au Congo. On a vu (Fig. 26) que profondément incisée à l'intérieur de la surface centrafricaine, la Sangha débouche sur le piedmont au confluent de la Yobé (cote 361). Une crête SW-NE de grès quartzites encadre chaque rive. L'escarpement la suit au nord-est jusqu'au plateau gréseux de Gadzi (530 m-3° 13'-16° 15'). Au sud-ouest l'escarpement tabulaire surplombe de près de 200 m le piedmont de la Sangha jusqu'à la Nyoué (2° 55'-16° 03'). Au nord, les niveaux de grès-quartzites deviennent subordonnés aux schistes argileux et phyllades, le plateau est disséqué en multiples colluvions et l'escarpement ne réapparaît qu'au-dessus du village de Motao (3° 12'-16°) dominé par une crête quartzitique alignée N 60° E. La rivière Yondo n'en descend que par une succession de deux chutes, dues à la virgation d'une arête quartzitique (3° 10' et 3° 09'-15° 56'). La Nyoué présente de même une chute (3° 13'-15° 50' 30").

Compris entre 560 et 480 m, **l'escarpement apparaît conditionné par la lithologie** (alignement ici ouest-est de barres résistantes de quartzites) **et la tectonique** (cf. sur la frontière camerounaise la fracture N 125° E : 3° 13'-15° 42'). Au Cameroun l'escarpement, faisant des indentations, se poursuit d'abord vers le sud puis à partir du 3<sup>e</sup> parallèle vers le sud-ouest jusqu'au niveau des chutes Chollet (2° 12'-14° 37') sur le Dja, frontière Cameroun-Congo. L'étude du réseau hydrographique souligne son adaptation à la lithologie. Il est sénile sur le plateau : cf. les deux affluents de la Nyoué qui longent l'escarpement en amont de la chute ou le marigot qui en suit le revers au sud de la frontière Cameroun-RCA. Le caractère accidenté, rajeuni s'observe sur les portions



► **Figure 53**

Entaille de la surface centrafricaine par le Mbomou près d'Ouango.

L'influence des structures géologiques sur le tracé des rivières centrafricaines apparaît clairement quand on examine, en aval de Bangassou, la morphologie des rapides d'Érikasa et de Gozobangui qui font passer le Mbomou de la cote 462 à la cote 400. Le chaos apparent de ces multiples écueils et récifs apparaît en photo-interprétation ordonnée sous la dépendance de deux directions de fracturations conjuguées N 10 à 20° E et N 70 à 80° E. Le prolongement plus ou moins curviligne de ces directions de fracturations, encadre les fragments tabulaires cuirassés de la surface d'aplanissement centrafricaine dont la butte de l'ancien poste militaire de Ouango constitue le dernier témoin centrafricain.

A ce sujet, on peut rappeler qu'en 1897, le passage de ces rapides par la mission MARCHAND Congo-Nil nécessita, notamment pour transporter le vapeur Faidherbe, la construction d'une piste de contournement de 34 km. Il fallut pour ce faire trois semaines aux 4 000 hommes mobilisés par le roi Bandia BANGASSOU !

Ce rebord de la surface centrafricaine correspond à la limite méridionale du complexe amphibolopyroxénique du Mbomou, passant aux faciès granitiques avec des faciès migmatitiques intermédiaires. Ces différenciations lithologiques en bandes incurvées du nord-ouest vers l'est, conformément aux directions de fracturations, facilitent le démantèlement de la surface centrafricaine. Les mêmes formations se retrouvent, de même que le modelé, sur la rive zaïroise (complexe amphibolitique et gneissique du Bomu avec des gneiss basiques et des amphibolo-pyroxéniques passant à des orthogneiss granitoïdes).

tière Cameroun-RCA. Le caractère accidenté, rajeuni s'observe sur les portions torrentielles des rivières qui dévalent l'escarpement en utilisant des directions de fracturation. Certaines buttes ont été ainsi isolées de l'escarpement.

On voit ainsi qu'il y a solution de continuité entre la surface centrafricaine et le piedmont de l'Oubangui-Sangha qui apparaît emboîté à l'intérieur de cet aplanissement.



## PIEDMONT DE L'OUBANGUI-SANGHA

A l'intérieur de la surface centrafricaine, on observe une entaille, laissant subsister des reliefs résiduels, faisant la transition à un aplanissement induré le piedmont oubanguien sur socle qui assure la transition à la plaine congolaise sur alluvions. Cet ensemble couvre respectivement 37 100 et 28 750 km<sup>2</sup>, un peu plus du dixième du territoire centrafricain.

### 1. Reliefs résiduels surmontant le piedmont centrafricain

Le piedmont oubanguien constitue un aplanissement imparfait. Il demeure surmonté de 200 à 300 m, dénivelée importante à l'échelle de ce pays, par des reliefs résiduels dont les sommets peuvent être rattachés, à la surface d'aplanissement centrafricaine. Quelques lambeaux cuirassés témoins peuvent y subsister (cf. coupe fig 38 *in* Y. BOULVERT, 1982c). Le plus élevé (730 m) allongé sur 60 km entre Lessé et Pama a été décrit (Fig. 50) avec l'escarpement de la surface centrafricaine dont il est difficile à dissocier. Entre Boali et Bangui les reliefs quartzitiques déchiquetés du Gboulén (734 m-4° 34'-18° 10') se raccordent directement aux glacis du piedmont tandis qu'une dépression basale sépare ceux qui encadrent le Gbakara (4° 29'-18° 22', cf. fig. IX A *in* Y. BOULVERT, 1976a).

Le plus important de ces massifs résiduels s'étend entre Bangui et Damara et se prolonge au Zaïre (cf. plateau de Lombo). Il apparut à l'explorateur A. NEBOUT (1891) comme des entrelacs de collines escarpées et de vallons accidentés et boisés. En photo-interprétation on y relève une succession ordonnée d'arêtes quartzitiques, se relayant parallèlement, et de dépressions schisteuses à réseau dendritique (cf. *id.* fig VII A et B). Un important lambeau cuirassé (de type banal haut glacis) domine la ville de Bangui (cf. Kaga Daouba Kasai, cote 646 cf. *ex* fig. 26 *in* Y. BOULVERT, 1989b) mais certaines collines sont surmontées de lambeaux témoins de cuirasse ancienne (type intermédiaire, cf. cotes 669-667-650). Cet ensemble paraît relevé sur sa bordure sud-ouest et progressivement affaissé vers le nord et l'est. Au milieu du domaine guinéen ces résidus de plateaux sont recouverts d'îlots témoins de savane soudano-guinéenne (cf. Y. BOULVERT, 1986a). Identifiant ces deux aplanissements à un même ensemble, P. WACRENIER (1960) notait : « la tectonique récente se traduit par des failles dont les plus marquantes sont celles de Bangui qui ont porté la vieille surface pénéplanée et cuirassée à un niveau beaucoup plus élevé à l'est de Bangui qu'à l'ouest. Ces failles font probablement partie de la même phase tectonique cassante que celle ayant provoqué la surrection du massif de Yadé et d'une partie du Cameroun, c'est à dire probablement du début du Tertiaire ». Il s'agit là en fait du rejeu de vieilles failles précambriennes qui se prolonge quelque peu si l'on en croit les tremblements de terre enregistrés à Bangui en 1892-1901-1946 et 1976. Au nord des

rapides de l'Eléphant (sur lesquels un site de barrage est étudié), un remarquable témoin tabulaire cuirassé (cf. *id.* fig. VIII B) porte des lakéré en lanières, d'orientation N 80° E concordante avec les crêtes grésio-pélimitiques qui en assurent le soubassement et se prolongent vers l'Oubangui, lui-même entrecoupé de seuils rocheux, soulignés par des barres de dolérites.

A 120 km au N-NE de Bangui, l'Ombella contourne, par une série de coudes à angles droits, un remarquable massif de granite circonscrit dit de la Libi (ou Libby). Cette accumulation de « pains de sucre », échelonnés entre 680 et 620 m, domine de près de 300 m le piedmont. Ce massif allongé de 30 km sur moins de 10, a la forme d'un haricot ; il est encadré par un réseau ordonné de fracturations N 10-20°, 80-90° et 40-50° E.

Plus à l'est, les contrastes de modelé sont accusés entre les deux bassins des rivières Tomi et Kouma dont la réunion forme la Kémo. Les coudes de la Tomi sont de vrais méandres alluviaux tandis que ceux de la Kouma sont encaissés et surimposés : faux méandres. La Kouma longe la base d'une crête appalachienne, allongée sur 60 km et dominant de 250 m le piedmont. Quelques lambeaux cuirassés banals la surmontent. Sa forme est contournée et elle se divise en plusieurs branches : Kaga Sérimbala (5° 35'-19° 10'), K. Broubanda (5° 39'-19° 41') que l'on interprète désormais (M. CORNACCHIA *et al.*, 1989) comme des écaillés de chevauchement des quartzites de la Baba sur migmatites.

## 2. Morphologie karstique : les crypto-karsts oubangiens

### 1. Premiers indices ponctuels

Dès 1896, des roches carbonatées furent identifiées dans le bas Congo par J. CORNET. Bien que les explorateurs, progressant à la boussole, eussent à souffrir de la multiplication des mares dans certains secteurs déprimés, et que certains aient souligné l'abondance locale d'huîtres, ils furent surpris, tel le docteur CUREAU (1901), de l'absence de formations carbonatées dans le bassin oubanguien. Peu après, L. LACON (1903) détecte « plusieurs gisements de calcaires dans la région de l'Oubangui » dont un « calcaire jaunâtre marmoréen » près de Fort-de-Possel ; H. COURTET (1905) indique la présence de calcschistes dans le cours de la Tomi. Entre Bangui et Mbaiki, G. BORGNIEZ (1935) relève des « roches dolomitiques » et V. BABEL (1935-1948) des roches qui « rappellent des dolomies ou des calcaires silicifiés ». A la suite de B. ADERCA (1950) sur la rive zaïroise, G. et J. GÉRARD (1952) individualisèrent une série cherteuse au seuil de Zinga et dans la Lessé (vers 3° 59'-18° 25').

Peu après, G. POUIT (1955b) puis Ph. WACRENIER (1964) mirent en évidence l'affleurement calcaire de la « série de Bobassa » (4° 09'-18° 36'), J.P. WOLFF (1962b) celui de la plantation Gallo (5° 05'-18° 34'). Un forage de E. BOUJUT (1958) rencontra le calcaire dans le quartier de Fatima à Bangui. Le besoin d'une cimenterie et la proximité de la capitale conduisirent à y multiplier les forages. Ces derniers recoupèrent de nombreuses cavités dont une supérieure à 25 m, indiquant une karstification importante. A partir de ces quelques observations ponctuelles, il était très difficile de circonscrire les secteurs d'extension de ces formations carbonatées ; on peut le vérifier en confrontant les diverses cartes géologiques de la région de Bangui : C. BIZARD et DUNEIGRE (CEA, 1958), Ph. WACRENIER 1960, J.P. WOLFF 1962c, Ph. WACRENIER et J.P. WOLFF, 1964.

## 2. Nouveaux indices dans la région de Bangui

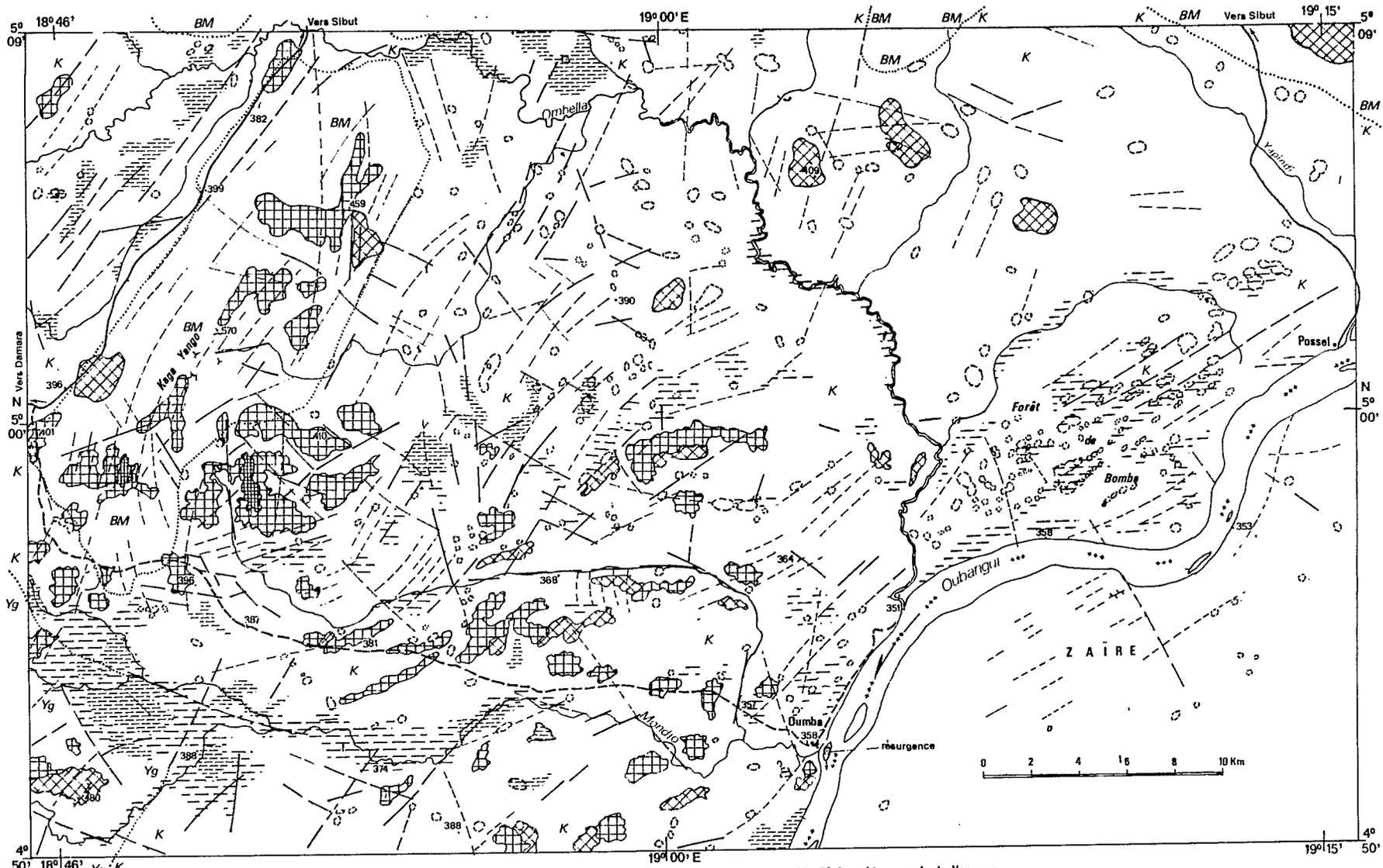
En vue de l'établissement de la carte pédologique (Y. BOULVERT, 1976), la région de Bangui donna lieu à une photo-interprétation poussée, de multiples itinéraires pédestres avec A. FORGET entre 1964 et 1970 et à de nombreuses analyses. On y observe des dépressions de forme ovoïde caractéristique, aussi bien au sud forestier (A. FORGET indiquait dans la savane Mpélé de « nombreuses petites dépressions peu profondes, particulièrement remarquables »), qu'au pied de l'escarpement de Boali ou au nord-est (Fig. 54). Au lieu d'une généralisation de sols ferrallitiques acides et désaturés sous forêt dense humide, nous signalions alors : « l'examen des résultats d'analyses de plusieurs profils de séquence... Mongounda, la Mboma, Bobangui et Séoundou révèle des valeurs de pH eau supérieures à 7 », des sols peu désaturés « et même parfois l'individualisation de traces de carbonates de calcium... A notre sens, l'explication de ces résultats est à rechercher dans une extension plus grande que prévue du calcaire de Bobassa ». Nos propos restaient très mesurés, les géologues contactés n'osant alors extrapoler l'extension des formations carbonatées.

Les effondrements karstiques ne sont pas seulement un mythe comme celui du lac des sorciers (cf. F.A. IPEKO-ETOMANE, 1973) ; c'est l'explication proposée (Y. BOULVERT, et J.N. SALOMON, 1988) pour le lac Manouélé ou des crocodiles. Un effondrement s'est produit en pleine ville de Bangui (D. LABROUSSE, 1977), d'autres ont été provoqués par le passage d'engins lourds près du terrain d'aviation de Bobangui (4° 02' 20"-18° 08') ou sur le ranch de la Mbali (4° 42' 30"-18° 15'). Les indices confirmant l'extension des formations carbonatées autour de Bangui se sont multipliés (G. PLIHON, 1983, M. CORNACCHIA et L. GIORGI, 1985-1986), notamment par les forages hydrauliques. Pour celui d'UCATEX des chutes directes d'outils témoignent de cavités importantes. La minéralogie de ces formations a été précisée (J.L. POIDEVIN 1985, M. CORNACCHIA et L. GIORGI 1986) mais leur position stratigraphique (sur ou sous le quartzite de Bangui) reste discutée. Morphologiquement ces aires karstiques correspondent à des secteurs déprimés, dominés par des reliefs quartzitiques.

## 3. Extension et caractérisation des « crypto-karsts »

Les reconnaissances pédologiques des années 70 avaient permis de repérer des secteurs karstiques dans le bassin oubanguien depuis Bayanga jusqu'à Zémio. En 1985, il fut décidé lors d'une nouvelle photo-interprétation systématique du pays, de répertorier toutes ces mini-cuvettes circulaires et de les reporter sur les fonds à 1/200 000, étant entendu qu'une forme isolée n'a pas la même valeur significative qu'un groupe en amas ou chapelets comme ceux de la forêt de Bomba (Fig. 54). La courbe enveloppe de ces formes en dolines donne l'extension maximale possible des formations carbonatées dont il faut bien entendu soustraire les secteurs inclus d'une nature géologique différente.

Pour L. JAKUCS (1977), l'originalité des karsts tropicaux humides réside dans la fréquence des « hums », cf. karsts à tourelles ou pitons célèbres en Chine, Viet-Nam, Cuba, Porto Rico... Au Cambodge, ils comportent au moins des collines ou coupoles (J. DEMANGEOT et B. SCHNEIDER 1971) et même au Congo, Gabon, Zaïre voisin (M. PETIT, 1975, Y. QUINIF, 1985) des buttes circulaires coniques. Aucun de ces reliefs résiduels n'est connu en Centrafrique dont il faut rappeler que les formations carbonatées datent du Protérozoïque supérieur. Les quelques affleurements ne peuvent s'apercevoir qu'en basses eaux ; la plupart sont épigénisés. Quelques rares produits de décalcification



Alluvions récentes
  K: Crypto-karst
  BM: Série de Boali-Mbaiki: (grès, quartzites, argillites)
  Yg: Série schisteuse de la Yangena

► **Figure 54**  
Crypto-Karsts de l'Ombella-Mondjo.

En amont du secteur accidenté des collines et des rapides de Bangui, le bassin inférieur et moyen de l'Ombella-Mondjo correspond à une plaine déprimée comprise entre 400 et 350 m. Le seul relief notable est constitué par un alignement N 30° E de mamelons quartzitiques (Kaga Yango, 570 m) qu'entourent des glaciers cuirassés, empruntés par la route Damara-Sibut. La végétation est une mosaïque forêt-savane : résidus de forêt lisière guinéenne au milieu de savanes périforestières et de dépressions marécageuses. Décrivant la région (Y. BOULVERT, 1976, cf. fig. VIIIc et IXe), nous notions : « à l'est de Damara, le réseau hydrographique prend un curieux aspect réticulé, anastomosé (autour de 4° 57'-18° 58'). A l'extrémité nord-est, en forêt de Bomba (autour de 4° 58'-19° 08'), il devient évanescant ». L'étude par photo-interprétation révèle la faible induration de cette plaine, et la multitude de dépressions ovoïdes correspondant à des crypto-dolines. En relation avec les directions structurales (N 60° E en forêt de Bomba), elles sont souvent alignées en chapelets. Même s'il est difficile de se déplacer à la boussole sans tomber sur un bas-fond marécageux, certaines de ces mares, entourées d'un anneau protecteur forestier restent invisibles au sol (cf. photo 5D à la fin de cet ouvrage. Le dépérissement des ligneux observé dans ces mares correspond à des fluctuations de la nappe phréatique. Au titre de curiosité géomorphologique, signalons une résurgence sur un îlot rocheux, en face d'Oumba. Le même modelé se retrouve de l'autre côté de l'Oubangui au Zaïre.

ont été repérés (cf. argiles montmorillonitiques de Fatima). Le plus souvent les formations superficielles ne se différencient en rien du milieu ferrallitique environnant. Ces formes de modelé se sont développées par tassement, soutirage, suffosion ou « piping », il s'agit donc de « paléo-crypto-karsts » (Y. BOULVERT, et J.N. SALOMON, 1988) ou s'ils sont encore actifs de « crypto-karsts ».

#### 4. Bassin Lésé - Lobaye - Congo

Ces crypto-karsts, largement développés dans les bassins de la Lésé et de la basse Lobaye, sont caractéristiques dans celui, marécageux, de la Ouanzingué (3° 12'-18° 12') où BRAUNSTEIN (1962 in Y. BOULVERT, 1986a) notait que le facteur édaphique jouait un rôle important dans la composition du peuplement forestier. Dans les années 30 (M. DENAEYER, 1928, E. ASSELBERGHS 1934), l'on reliait de part et d'autre de l'Oubangui les formations gréseuses de Gemena à celles de Carnot et de l'ibenga au Nord-Congo. Par la suite, les auteurs ont exagérément étendu le recouvrement alluvial récent sur le bassin du Congo. Après seul examen des cartes topographiques et des images Landsat, il nous apparaît que les « crypto-karsts » centrafricains se prolongent largement au Nord-Congo, comme le montre le réseau hydrographique orienté et encadré N 20-30° E des bassins Loubagni (3° 10'-18° 30') ou Ibenga (2° 50'-18°). D'ailleurs dès 1903, L. LACON (1903) décelait à Mondjimbo (vers 3° 10'-18° 39') du beau calcaire blanc puis noir.

Il en est de même dans le bassin de la Sangha où la carte géologique (J.P. WOLFF 1962a) indique un recouvrement alluvial récent au sud de 2° 40'. Pourtant, au milieu de la forêt dense, on observe dans le bassin de la Ndoki (autour de 2° 25'-16° 12'), une multitude de dépressions circulaires de 2 à 300 m : prairies marécageuses ou mares temporaires (soulignées par des craquelures à la surface du sol). Ce « crypto-karst » se poursuit depuis 2° 25' vers le S-SE jusqu'à Pikounda (0° 32') sur la Sangha, suivant un secteur allongé sur 220 km, 20 de large seulement (120 km<sup>2</sup> seulement en Centrafrique). Suggérée en 1974, une extension, à l'est du 16<sup>e</sup> méridien de la série schisto-calcaire de Sembé-Ouessou laissa incrédule nos collègues du Congo. Pourtant en 1928, M. DENAEYER estimait que le « système métamorphique à schistes calcaireux pouvait se rencontrer le long de la Sangha entre Bayanga et Ouessou mais aussi entre Pikounda et Liranga ». Désormais J.L. POIDEVIN (1985) admet qu'« une vaste aire karstique, probablement sur roches carbonatées, d'axe sensiblement nord-sud doit donc exister du Sud de la RCA au fleuve Zaïre, soit environ 400 km. L'abondance de fractures sub-méridiennes permet d'envisager une conservation en fossé d'effondrement ».

#### 5. Extension des crypto-karsts autour de Bangui

Des considérations morphologiques à défaut d'indices au sol nous amènent à considérer que le crypto-karst du piedmont de Boali se prolonge à l'ouest de 18° E dans les bassins supérieurs de la Mandjo et de la Lésé dont les changements de directions brutaux correspondent à des fracturations. A l'ouest du plateau de Boukoko, le petit bassin d'effondrement de la Loamé paraît karstique. Centré au lac Gommangodé (4° 07'-17° 39'), il s'allonge N-S depuis la piste Mbaiki-Boda jusqu'au confluent de la Loamé avec la Lobaye. A l'ouest de Bangui, ces secteurs karstiques *s.l.* couvrent 2 500 km<sup>2</sup> pour la Lobaye, autant pour la Lésé-Pama, 1 100 km<sup>2</sup> pour la Mbali-Mandjo. Celui de 400 km<sup>2</sup> de la Mpoko est relié par son affluent Youngou (4° 59'-18° 28') à ceux de 800 km<sup>2</sup> de la Baba et de l'Ombella moyenne. Le Gako (5° 09'-18° 30'), affluent du Baba présente une source pétrifiante. Le secteur karstique de l'Ombella inférieure (1 000 km<sup>2</sup>) prolonge celui de la Mondjo et de la forêt de

Bomba (Fig. 54). Il s'étend sur 250 km<sup>2</sup> au nord de la grande plaine inondable sableuse de Diguili qui, allongée sur 30 km au nord de la boucle de l'Oubangui, pourrait correspondre à un ancien lac régulateur, sinon à un simple bras mort.

### **6. Extension au long de l'Oubangui en amont de Kouango**

Le bassin inférieur de la Ouaka présente deux secteurs d'aspect karstique, l'un sur sa rive droite (5° 02'-19° 57'), l'autre sur celle de gauche (5° 01'-20° 02'). Il en est de même au sud-est de Kouango sur une dizaine de kilomètres en profondeur du côté zaïrois entre 20° 05' et 20° 30' ; d'ailleurs P.M. THIBAUT (1982) y signale une abondance de jaspes et cherts avec des intercalations carbonatées à plusieurs niveaux stratigraphiques. On ne peut manquer d'évoquer les grandes dépressions marécageuses zaïroises de la Lumba et de la Mondjo (plus de 50 000 ha), encadrées par des directions de fracturations conjuguées N 70° E et N 150°-160° E.

Ce crypto-karst se prolonge sur 570 km<sup>2</sup> au piedmont de la série de la Ouakini : marais de Mboko, Koumbala (4° 30'-20° 30'), plaine de Gouatchi (4° 32'-20° 57'), cf. bassin Mabi, Minio inférieure. A l'est du 21<sup>e</sup> méridien, on retrouve ces dépressions karstiques dans le bassin inférieur de la Bangui Kété : près du confluent avec l'Oubangui, bassin Wangi (4° 27'-21° 03') mais aussi bassins Machi (4° 40'-21° 18'), Pélé (4° 43'-21° 27'), Baraké (4° 40'-21° 01'), Boumani (4° 51'-21° 04'). Elles correspondent probablement aux intercalations carbonatées d'une extension de la série de Bougboulou.

La navigation commerciale qui autrefois atteignait Ouango en hautes eaux, ne pourra plus franchir les rapides de Mobaye, le seuil étant désormais fermé par un barrage construit par le seul Zaïre. Après l'entaille sur schistes d'Atta, les rapides de Satéma correspondent au seuil reliant les grès de Kembé à leur prolongement zaïrois : dorsales de Kota-Koli et de Gemena. Au-delà (entre 21° 50' et 22° 20', au sud de 4° 30') un secteur crypto-karstique s'étend sur 2 500 km<sup>2</sup> dans les bassins Mbrayé, Boté et Kotto inférieure. J.L. MESTRAUD (1953) y avait identifié les cherts de Kassa. Un petit lambeau s'observe au sud de Kembé (4° 32'-21° 57') ainsi que sur la rive zaïroise (4° 12'-22° 05') avec, semble-t-il, une extension au confluent Uele-Mbomou (4° 07'-22° 30'). Dans ce secteur, P.M. THIBAUT (1983) signale des formations gréso-pélitiques à intercalations carbonatées de l'Ubangien inférieur.

### **3. Indurations sur le rebord méridional de la surface centrafricaine et sur le piedmont oubanguien**

Dès 1976, nous insistions : « il ne faut pas confondre niveaux (types) cuirassés et surfaces d'érosion. Ainsi, les plateaux cuirassés qui fossilisent les surfaces d'aplanissement de la dorsale (= surface) centrafricaine et de Bangui (= piedmont oubanguien) se rattachent au même niveau haut-glacis. Ce dernier, considéré comme fin Tertiaire, constitue un des éléments majeurs du paysage ». Toutefois, il existe une différence essentielle : les glacis de piedmont, notamment tous ceux liés aux crypto-karsts, ne sont jamais surmontés de buttes-témoins de cuirasses anciennes, tandis que le rebord sud de la surface centrafricaine, tout comme les collines de Bangui, ou les reliefs intercalaires de Boda peuvent être surmontés, d'une cinquantaine de mètres, de témoins fortement indurés, des types « intermédiaire », « mixte » ou « très haut glacis ». A noter que, sur un glacis à proximité de la Lobaye, a été prélevée une cuirasse à composition « intermédiaire » (66 % Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 1,5 % résidu), mais il s'agissait d'une intrusion basique (dolérite de Batalimo). De

cette opposition entre types de cuirassement, on peut déduire que le pied-mont oubanguien est comme le piedmont tchadien postérieur à la surface centrafricaine.

Sur le piedmont oubanguien, les cuirasses de la base des versants se rattachent au type « moyen-glacis », de même que la carapace conglomératique à galets qui domine de quelques mètres le lit du fleuve. La terrasse de ce type, surmontée par la mission Saint-Paul à Bangui, montre plusieurs niveaux superposés, plus ou moins entrecroisés. L'abondance et les dimensions (2 à 3 cm) des galets quartzeux, parfaitement arrondis, témoignent de la force de l'érosion et de l'importance du transport à certaines périodes. Dans ces carapaces à goéthite le taux de résidu quartzeux varie de 20 à 50 %, plus surprenant le rapport  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  s'étale de 1,94 à 2,43,  $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$  de 0,22 à 1,68, témoignant de la variabilité des paléo-environnements. Selon M. CORNACCHIA et L. GIORGI (1986) : « ce dispositif (de terrasses) dont on ne retrouve aucun équivalent en aval, suggère l'existence d'un ancien verrou au niveau du seuil du Safari » (= rapides de Bangui). Pourtant, nous avons retrouvé ces terrasses à galets à Bobassa et Mongoumba, jusqu'à la frontière congolaise; on remarque seulement qu'en aval de Bangui ces galets sont mieux calibrés et de taille réduite centimétrique. A noter que de nombreux graviers et galets ont été observés sur les glacis au pied de l'escarpement de Boali.

En conclusion, le piedmont oubanguien, constitué de glacis cuirassés situés à la base de l'escarpement de la surface centrafricaine, et de secteurs déprimés crypto-karstiques, apparaît comme une succession d'entailles d'érosion ayant laissé subsister des reliefs résiduels importants, dont certains portent des lambeaux cuirassés anciens, pouvant être considérés comme des témoins de la surface centrafricaine. L'environnement ne fut pas toujours biostasique comme le montrent les accumulations de graviers et galets. En bordure de la forêt dense équatoriale, on ne peut manquer de s'étonner de la persistance d'un modelé de glacis cuirassés avec la séquence de couleurs rouge, ocre, beige, classique des milieux contrastés à saisons alternantes (Y. BOULVERT, 1976). Ce n'est qu'au sud de Bangui et à l'ouest de Berbérati que se développe modestement un modelé sans induration, avec interfluves polyconvexes et passage brutal des sols rouges aux sols gris sableux de bas-fonds. Le modelé polyconvexe en demi-oranges ne prend tout son développement qu'au sud du Cameroun, beaucoup plus humide de nos jours il est vrai. Cet argument morpho-pédologique va dans le sens d'une remontée récente de la couverture forestière dans le bassin de l'Oubangui.



**QUATRIÈME PARTIE**  
**PROBLÈMES DE GÉOMORPHOLOGIE**  
**CENTRAFRICAINE**



## INDURATION. PAYSAGES CUIRASSÉS EN CENTRAFRIQUE

### 1. Aperçu historique

Dans une note inédite (Y. BOULVERT, 1983d), nous avons donné un aperçu historique de la caractérisation des cuirasses en Centrafrique avant 1964, avec la découverte des paysages cuirassés par W. JUNKER (1889-1991), Dr CUREAU (1901), A. CHEVALIER (1907), les premiers prélèvements par J. DYBOWSKI (1893), L. LACQIN (1903)... Des géologues comme J. LOMBARD (1934-1937), G. BORGNIEZ (1934), E. POLINARD (1935) distinguent divers types de latérites et différents processus de « latéritisation » en liaison avec la roche, la position dans le paysage, le temps. Le plus souvent le revêtement cuirassé reste considéré comme un masque.

Arrivant en Centrafrique en 1964, nous avons rapidement constaté l'omniprésence de l'induration ferrugineuse, avant tout sous forme de « stone line » ou « nappes de gravats », souvent épaisses de plusieurs mètres. Cette induration en carapaces ou cuirasses est généralisée aussi bien sur les interfluves que sur les versants. Elle joue un rôle essentiel dans les paysages centrafricains en constituant sous l'aspect de plateaux ou de buttes cuirassés, de précieux repères morphologiques. Certaines cuirasses deviennent compactes au point qu'aucune végétation ligneuse puisse s'y installer, on observe alors ces clairières caractéristiques à herbes rases, parsemées de termitières champignons, dites lakéré, que l'on peut différencier suivant leur position dans le paysage ou leur aspect souvent révélateur du substrat. (cf. X.6.). Les prospections ultérieures devaient confirmer en Centrafrique la généralisation de l'induration ferrugineuse. Une gibbsitisation secondaire n'est pas rare à proximité des escarpements mais de véritables cuirasses bauxitiques restent exceptionnelles (cf. VI.7).

### 2. Extension

Des estimations chiffrées (Y. BOULVERT, 1987a) réalisées en liaison avec la carte pédologique du Centrafrique indiquent qu'à côté des nappes à gravats ou nodules ferrugineux qui s'étendent sur 240 000 km<sup>2</sup> soit 38,5 % du territoire, les sols indurés recouvrent 118 000 km<sup>2</sup> soit 19 %, près d'un cinquième du pays. Sur ce total, les buttes de cuirasses anciennes ferrugineuses (de types intermédiaire ou mixte), exceptionnellement bauxitiques n'en représentent que 0,6 % soit 3 500 km<sup>2</sup>, tandis que les lakéré, correspondant le plus souvent à des cuirasses secondaires de versants, s'étendent sur 23 100 km<sup>2</sup>, soit 3,7 %. On peut leur adjoindre les pellicules ferrugineuses sur grès de Singa soit 1 100 km<sup>2</sup> ou 0,2 %.

Les sols ferrallitiques indurés classiques du type haut glacis recouvrent 86 400 km<sup>2</sup> soit 13,3 %. D'après l'allure et la nature du matériau on peut les différencier en :

- cuirasses rouges sur roches métamorphiques (53 600 km<sup>2</sup> soit 8,6 %),
- carapaces ocre, à nombreux grains anguleux de quartz des piedmonts granitiques de Bamingui ou Paoua (20 500 km<sup>2</sup> ou 3,3 %),
- carapaces décolorées et discontinues des plateaux du Nord-Ouest centrafricain (3 800 km<sup>2</sup> ou 0,6 %),
- cuirasses pseudomorphiques à nombreux grains émoussés ou arrondis de quartz sur grès d'Ouadda ou de Kembé-Nakando (8 480 km<sup>2</sup> ou 1,4 %).

Les sols hydromorphes indurés ne représentent guère que 900 km<sup>2</sup> (0,1 %) mais il ne faut pas omettre en bas de pente au nord de 7° à l'ouest, 8° 30' à l'est, les sols ferrugineux tropicaux à cuirasse ou carapace (3 450 km<sup>2</sup> soit 0,5 %).

### 3. Répartition du cuirassement en Centrafrique

#### 1. En altitude

Il n'a pas été observé de cuirasses sur les reliefs résiduels au-dessus de 1 260 m. Sur 428 échantillons de cuirasses analysées, après prélèvement dans tout le Centrafrique, les cuirasses du plateau de la Lim-Bocaranga (entre 1 260 et 1 100 m) ne représentent que 2,3 % ; celles de la surface de Bouar (entre 1 100 et 900 m) 2,7 %. De la même façon, 3 % des cuirasses ont été prélevées entre 9 et 800 m, 10 % entre 8 et 700 m, 26 % entre 7 et 600 m, 29 % entre 6 et 500 m (cf. surface centrafricaine), 23 % entre 5 et 400 m (cf. piedmonts) et seulement 4 % au dessous de 400 m, l'induration étant très réduite dans les plaines tchadienne et oubanguienne. A cette différence près, l'histogramme ainsi obtenu recoupe approximativement celui des sols centrafricains (Y. BOULVERT, 1983).

Même si les cuirasses de type moyen et bas-glacis ont été prélevées essentiellement sur les piedmonts et si l'échelonnement en altitude des glacis est observé au niveau local de la séquence, **il n'existe pas de type de cuirasse caractéristique d'un aplanissement donné** : c'est ainsi que le type haut-glacis a été observé avec des différences d'altitude atteignant 860 m, tandis que **la plupart des cuirasses anciennes** (des types mixtes ou intermédiaires) **ont été prélevées sur la surface centrafricaine entre 600 et 550 m.**

#### 2. Dans l'espace

En première approximation, l'induration ferrugineuse paraît équitablement répartie entre l'Ouest (17 %) et l'Est (21 %) du territoire centrafricain. Plus précisément, elle dépasse 20 % à l'ouest de 15° E, entre 17 et 19° E et à l'est de 23° ; elle est surtout importante entre 5 et 7° N. En fait, infime sur certains degrés carrés (Mongoumba, Bayanga, Nola), le cuirassement dépasse 30 % sur dix degrés carrés : Batangafo, Bakouma, Bakala, Kaga Bandoro, Bouca, Kouki, Zémio et même 40 % sur Fodé, Rafai et Dembia, au sud-est.

La distribution de chaque type de cuirasse pourrait être détaillée. A titre d'exemple en allant de l'ouest vers l'est, la première butte de type ancien intermédiaire s'observe au sud-ouest de Berbérati (ex fig. 38), des témoins démantelés recouverts par la forêt dense colonisatrice subsistent sur dolérites de Yokadouma. Entre 16 et 17° E, quelques buttes anciennes dominent le plateau gréseux de Gadzi-Carnot. Entre Bozoum et Batangafo, d'autres buttes-témoins surplombent les dépôts du Continental Terminal. Au-delà, des

buttes du même type se retrouvent sur la surface centrafricaine : quelquefois au centre sur charnockites ou itabirites, plus souvent sur les revers surplombant les piedmonts tchadien ou oubanguien. A l'est des grès de Kembé-Nakando, ces témoins prennent une importance notable sur la série de Dialinga et sur le complexe amphibolo-pyroxénique du Mbomou, d'autant plus que l'on avance vers l'est : Bakouma : 0,4 %, Fodé : 1,1 %, Bangassou : 1,9 %, Rafai : 2,8 %, jusqu'à 6,4 % sur Dembia. Les derniers témoins jalonnent l'interfluve Congo-Nil. Toutes ces buttes se rencontrent entre 3 et 8° 30' N, surtout entre 5 et 7° N, en fait suivant un axe oblique Kouki-Rafai dans le domaine soudano-guinéen à deux saisons tranchées, sur la surface centrafricaine et la partie méridionale du piedmont tchadien.

#### 4. Essais de traitements informatiques des données sur le cuirassement centrafricain

##### 1. Traitements utilisés

De multiples auteurs ont étudié finement le cuirassement à l'intérieur d'un profil ou d'une toposéquence, mais **la variabilité du cuirassement à travers un territoire reste mal connu**. Lors d'un colloque Informatique et Biosphère (Montpellier, 1979) ont été présentés les résultats de traitements informatiques portant sur 428 cuirasses centrafricaines en confrontant les données de laboratoire, avec celles recueillies sur le terrain. Avec l'assistance de R. VAN DEN DRIESSCHE, les principaux programmes de traitement utilisés ont été tirés du « Bio Medical Computer Program » : STAB, MAX, BMDP-1F, 2D, 6D, 3S, TPA... A titre d'exemple, nous allons donner quelques résultats, tirés de ces traitements, sur les couleurs.

##### 2. Couleurs des cuirasses centrafricaines

La difficulté d'interprétation des couleurs de cuirasses résulte de leur diversité et de leur variabilité ; R. MAIGNIEN (1958) s'y est heurté précédemment. Trois variables ont été nécessaires pour coder chaque couleur Munsell suivant :

- la teinte (ou hue), correspondant à la couleur spectrale dominante R (red : rouge), Y (yellow : jaune) correspondant à la couleur spectrale dominante.
- la saturation (chroma) ou intensité de la couleur codée de 0 à 8.
- la clarté ou valeur (value), codée de 1 à 8, se rapporte à la luminosité relative de la couleur.

Sur un ensemble de 1 344 couleurs Munsell répertoriées, ce qui ne représente que trois couleurs principales par échantillon - leur diversité est telle que **les cinq couleurs les plus répandues ne représentent que 22 % du total** ; ce sont 2,5 YR 4/6 : 5,1 % ; puis 7,5 YR 5/8 : 4,7 % ; 2,5 YR 3/4 : 4,3 ; 7,5 YR 5/6 : 4,2 et 10 R 3/6 : 4,1 %. Les dix premières couleurs correspondent à 40 % du total ; il en faut 73 pour atteindre 99,9 % de l'ensemble.

Si l'on regroupe ces couleurs Munsell selon la dénomination, on obtient d'abord rouge très sombre (19 %), brun (17,5 %), rouge (17 %), brun rougeâtre (13 %), rouge sombre (12 %), rouge foncé (8 %), ocre (7 %), rouge pâle (6 %)...

Les tableaux croisés montrant la répartition de ces couleurs dans les différents « types » de cuirasses indiquent que **contrairement aux couleurs accusées (rouge sombre et violacé rouge) des cuirasses anciennes,**

**les cuirasses de glacis sont préférentiellement de couleurs neutres : brun pour le haut-glacis, ocre pour le moyen-glacis.** Le type bas-glacis (cuirasses vacuolaires de battement de nappe) est souvent jaune ou brun rougeâtre, rarement rouge.

**Les « teintes » peu accusées 7,5 YR et surtout 5 YR sont plus communes dans les cuirasses récentes, tandis que la teinte violacée 7,5 R est sept fois mieux représentée dans les cuirasses anciennes.** Plus précisément, le type intermédiaire se caractérise par des teintes extrêmes jaunâtre 10 YR ou violacé 7,5 R, le type mixte par ses teintes rouge-rosé 10 R-2,5 YR, le type haut-glacis par ses teintes moyennes rouge 2,5 YR et ocre jaune 7,5 YR, enfin le bas-glacis par ses teintes claires 5 YR et surtout 10 YR.

**Les valeurs élevées de « clarté » sont peu représentées ; les cuirasses anciennes paraissent plus sombres (clarté 3 et 4) que les glaciés récents à clarté moyenne 5 et 6 ;** on peut parler d'assombrissement des cuirasses en relation avec leur « ancienneté ». Par contre, les différences de saturation entre les types de cuirasses paraissent peu tranchées. Dans les cuirasses récentes, les valeurs élevées (6 et 8) de la saturation sont un peu plus répandues (57 %) que les valeurs faibles (0 à 4) ; dans les cuirasses anciennes ces pourcentages sont équivalents.

En conclusion, **les couleurs des cuirasses sont très diverses. Il n'existe pas de couleur caractéristique d'un type ou d'un niveau. Statistiquement toutefois, il apparaît que dans les cuirasses anciennes les valeurs de la saturation sont faibles de même que celles de la clarté, tandis que la teinte violacée s'individualise.**

### 3. Variation de la composition chimique élément par élément (cf. tableau 1)

**Tableau 1**  
Analyses totales triacides de 419 échantillons de cuirasses centrafricaines.

	Moyenne	Maximum	Minimum
Perte au feu totale	10,68	26,4	0,4
Résidu total	13,01	59,5	0,15
SiO <sub>2</sub> « silicates »	15,63	32,4	0,5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,42	60,0	0,6
Fe total en Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	39,71	84,0	6,0
TiO <sub>2</sub>	1,27	6,9	0,12
MnO <sub>2</sub>	0,22	21,2	0,001
CaO	0,19	9,62	0,03
MgO	0,10	0,47	0,01
K <sub>2</sub> O	0,19	1,54	0,01
Na <sub>2</sub> O	0,16	0,4	0,05
	99,58		
SiO <sub>2</sub> /R <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,64	1,6	0,01
SiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,64	72,0	0,07

On ne peut qu'être frappé de la **diversité des résultats analytiques suivant le matériau et le type de cuirasse**, et ceci aussi bien pour les éléments majeurs que secondaires qui peuvent atteindre 21 % Mn O<sub>2</sub> (échantillon ZÉMio 8), 6,9 % TiO<sub>2</sub> (BaTangafa XA 7) et même 9.6 % CaO (KOUki 4).

Ces valeurs extrêmes sont souvent liées. Ainsi le plus fort pourcentage de fer 84 % (FoDé 6) correspond à la plus faible valeur en  $\text{TiO}_2$  : 0,12. De même la valeur la plus élevée en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  : 60 % (NDÉlé: XB 11) correspond à la perte au feu maximale 26,4 % et à la plus faible teneur en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  : 6,0 %.

Plus importante que ces valeurs extrêmes est l'allure des histogrammes de la répartition de ces divers éléments (cf. Fig. 55). Certains sont unimodaux (goethite, kaolinite), d'autres bimodaux (la gibbsite est individualisée ou non), d'autres encore sont hyperboliques, ainsi illite et boehmite ayant rarement été détectées, la valeur nulle est la plus fréquente.

#### 4. Composition type des cuirasses centrafricaines

Un essai de reconstitution, à partir des analyses triacides, de la composition minéralogique des cuirasses a été tenté, en s'inspirant de la méthode de F. LELONG (1967). Une fois retirées les quantités d'illite déduites de l'éventuelle proportion de potassium, toute la silice combinée restante est attribuée à la kaolinite. L'alumine en excès est considérée comme de la gibbsite tandis que l'excédent d'eau (perte au feu) est attribué à la goethite et le reliquat éventuel de fer à l'hématite. Il s'agit bien évidemment là d'une approximation. Le calcul peut donner un excès d'alumine libre sans que l'analyse minéralogique ait permis de déceler de la gibbsite. On sait en effet que les goethites peuvent être alumineuses. C'est ainsi que **la composition de la cuirasse centrafricaine type** déduite des analyses triacides serait : kaolinite 32,5 %, goethite 31,2 %, résidu 13,4 %, hématite 10 %, gibbsite 7,5 %, ilménite 2,4 % et illite 1,9 %. Par contre, admettant connu ce résidu quartzeux, la composition tirée des analyses minéralogiques cette fois donne : kaolinite 35 %, goethite 26,8 %, hématite 14 %, gibbsite 8,3 %, illite 0,8 %, divers et boehmite : traces. Calculé à partir des analyses triacides, le pourcentage d'hématite paraît légèrement sous-estimé, celui de goethite surestimé.

#### 5. Compositions moyennes par type de cuirasse

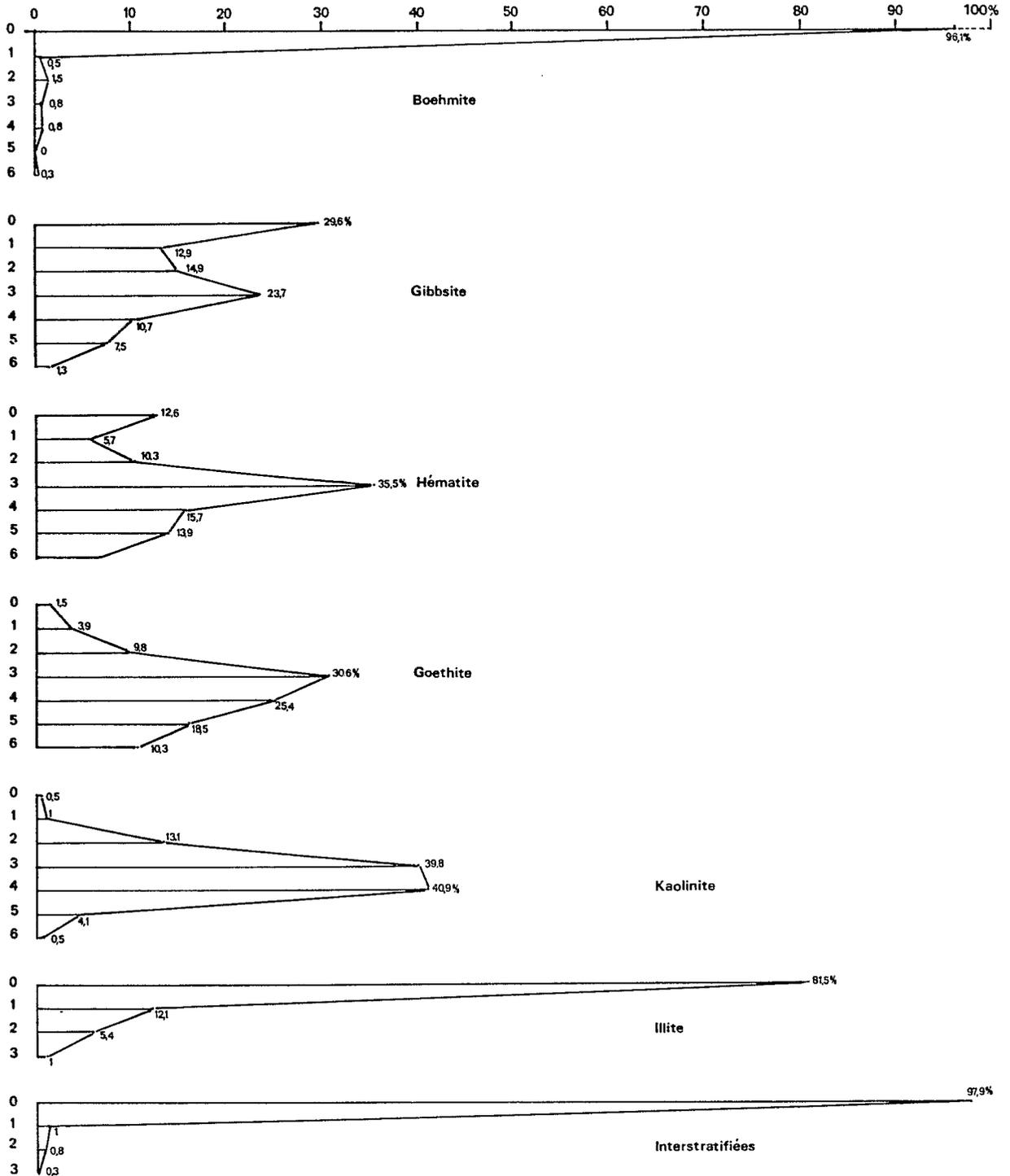
Le tableau 2 donne les compositions moyennes par type de cuirasse, déduite des analyses triacides ou minéralogiques. Les cuirasses bauxitiques, évidemment les mieux pourvues en gibbsite, le sont le moins en kaolinite et goethite. Les cuirasses intermédiaires les plus ferrugineuses sont les moins bien fournies en résidu et illite. C'est l'inverse pour les cuirasses du moyen-glacis qui sont par contre les plus démunies en gibbsite, hématite ainsi qu'ilménite. La faible induration des carapaces du bas-glacis correspond à une ferruginisation réduite et à une importante kaolinite résiduelle. Les cuirasses du haut-glacis sont des cuirasses banales de composition médiane, tandis que l'on relève l'importance relative de la gibbsite secondaire dans les cuirasses de type très haut-glacis. Selon D. MAZALTARIM (1989), **les valeurs élevées du rapport hématite/goethite + hématite traduisent l'ancienneté du cuirassement**. En moyenne ce rapport est de 62,5 % pour le type bauxitique, 51,5 % mixte, 30,4 % intermédiaire, 43,9 % très haut-glacis, 29,4 % haut-glacis, 23,7 % moyen-glacis et 12,8 % bas-glacis. La décroissance en est régulière sauf pour le type intermédiaire. Les valeurs relativement élevées en goethite y semblent faussées du fait des prélèvements généralement effectués en surface (les eaux météoriques y entraînant la constitution de goethite secondaire). On relève surtout, des cuirasses les plus anciennes vers les plus récentes, un gradient croissant en résidu et kaolinite mais décroissant en gibbsite, hématite, en règle générale en oxydes de fer, y compris l'ilménite.

**Figure 55**  
ANALYSES MINÉRALOGIQUES DE 350 CUIRASSES CENTRAFRICAINES.

Proportions des diverses observations de minéraux constitutifs (de 350 cuirasses centrafricaines)

0: absent 1: traces 2: un peu 3: présent  
4: assez important 5: important 6: très important

9 9



**Tableau 2**  
Composition moyenne des types de cuirasses centrafricaines.

1) D'après les analyses triacides :

Type	Nb. éch.	Résidu	Illite	Kaolin.	Gibbsit.	Hémat.	Goeth.	Ilmén.	Somme
Bauxitiq.	4	8,0	2,1	20,2	<b>45,2</b>	3,0	16,5	3,1	98,1
mixte	44	4,9	1,2	28,0	16,9	<b>17,4</b>	27,5	3,2	99,1
interm.	137	3,2	1,0	29,9	5,0	15,8	<b>40,8</b>	2,4	98,1
t.h. glac.	71	16,6	2,0	27,4	12,0	10,10	27,9	2,1	98,0
h. glacis	93	20,9	2,0	35,0	5,5	5,4	27,4	2,1	98,3
moy. glac.	58	<b>25,7</b>	<b>4,0</b>	36,9	2,3	1,3	24,8	2,0	97,0
bas glac.	20	18,0	1,7	<b>50,7</b>	3,2	1,5	18,8	<b>3,4</b>	97,3

2) D'après les analyses minéralogiques :

Type	Résidu	Illite	Kaolin.	Gibbsit.	Hémat.	Goeth.	Divers	Somme
Bauxitiq.	8,0	0,6	14,0	<b>45,5</b>	20,2	12,1	0,0	100,4
mixte	4,9	0,4	24,7	23,5	<b>24,0</b>	22,6	0,0	100,1
interméd.	3,2	0,4	31,5	5,6	16,4	<b>37,6</b>	0,0	94,7
t.h. glac.	16,6	0,6	26,8	16,4	17,4	22,2	0,0	100,0
h. glacis	20,9	0,5	40,6	3,6	10,0	24,0	0,0	99,6
moy. glac.	<b>25,7</b>	<b>2,1</b>	42,5	1,5	5,7	18,4	<b>1,1</b>	97,0
bas glac.	18,0	1,6	<b>60,9</b>	1,5	2,1	14,3	0,0	98,4

## 6. Compositions des cuirasses d'après le substrat

L'observation d'une cuirasse reposant directement sur roche est exceptionnelle, sur grès par exemple. En général, le substrat est identifié à partir des altérites ou d'un affleurement proche : granite, grès, roche basique. Trop souvent on ne peut que l'estimer d'après l'environnement ou la simple carte géologique.

### a. Intensité du cuirassement selon le substrat

En 1966, notre reconnaissance pédologique dans l'Ouham se concluait ainsi « **l'importance (du matériau originel) pour cette région paraît beaucoup plus forte que ne le laisserait supposer sa place au niveau de la famille dans la classification française** ». F. LELONG (1969) insiste en Guyane sur ce point : « le facteur roche-mère devrait être considéré comme l'un des critères essentiels pour la classification de ces sols ». Cela nous paraît encore plus vrai vis-à-vis de l'induration. Il est en effet possible de classer les divers substrats centrafricains en fonction de l'intensité de l'induration qui les masque. Les roches les plus intensément indurées, outre les intrusions basiques (roches vertes, dolérites) sont des itabirites. Viennent ensuite le complexe amphibolo-pyroxénique du Mbomou avec les séries de Dialinga et de Kouki. Charnockites et gneiss sont assez fortement indurés ; migmatites, quartzito-schistes et schistes épimétamorphiques suivent. Sur granites syntectoniques et gneissiques, l'induration est assez commune mais peu intense. C'est aussi le cas des quartzites, notamment à muscovite. L'induration est loin d'être négligeable sur les grès-quartzites de Kembé-Nakando et sur les grès d'Ouadda. Les alluvions récentes peuvent être indurées sur les bordures : carapace de battement de nappe. Le plus souvent les formations carbonatées correspondent à des dépressions marécageuses non

indurées. L'induration est très réduite sur les grès de Carnot et encore plus sur les formations néo-tchadiennes. Les granites batholitiques ou circonscrits affleurent en inselbergs ou dômes de flancs très peu propices à l'induration de même que les « sables rouges » du Continental Terminal.

b. Variabilité de la composition des cuirasses suivant le type de substrat (tableau 3)

**Tableau 3**  
Composition moyenne des cuirasses centrafricaines selon le type de roche en %, d'après les analyses triacides :

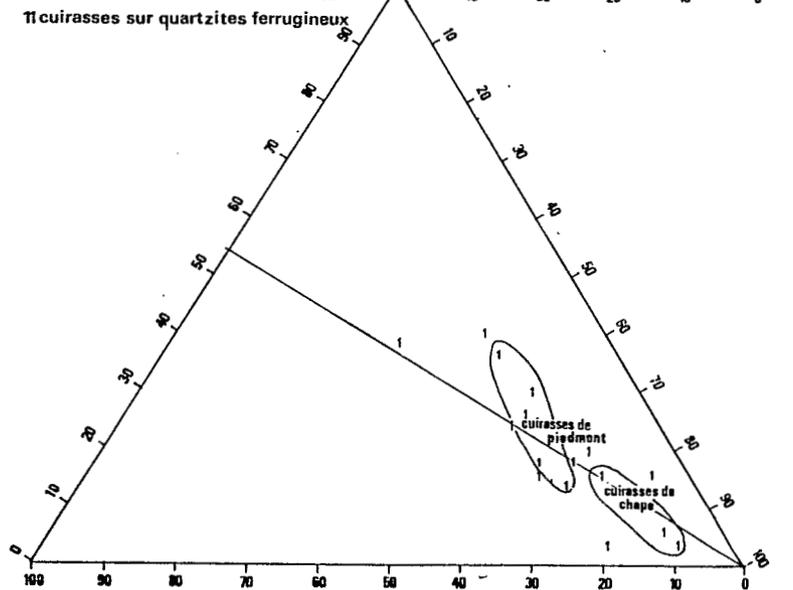
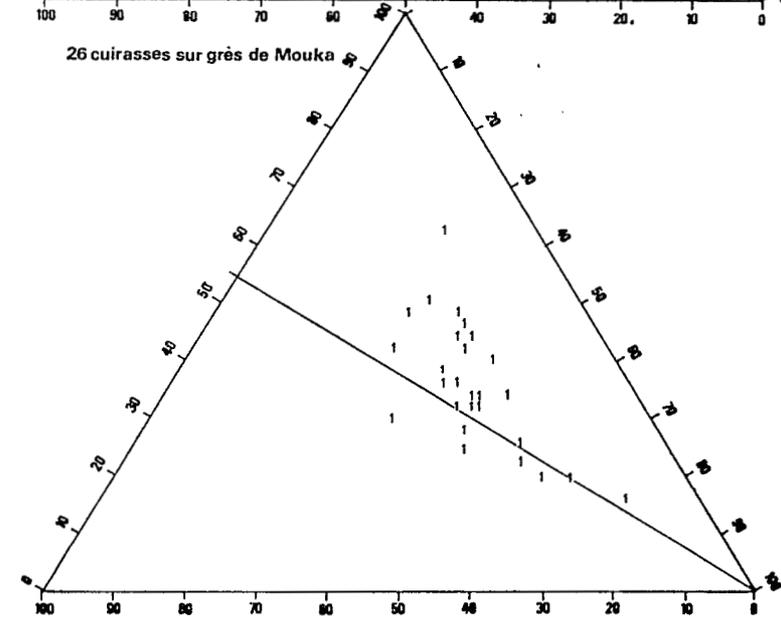
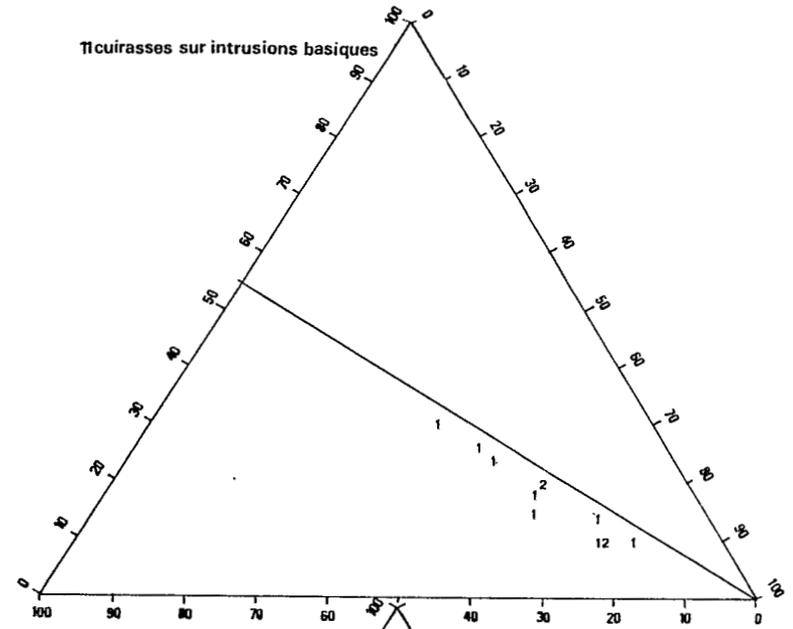
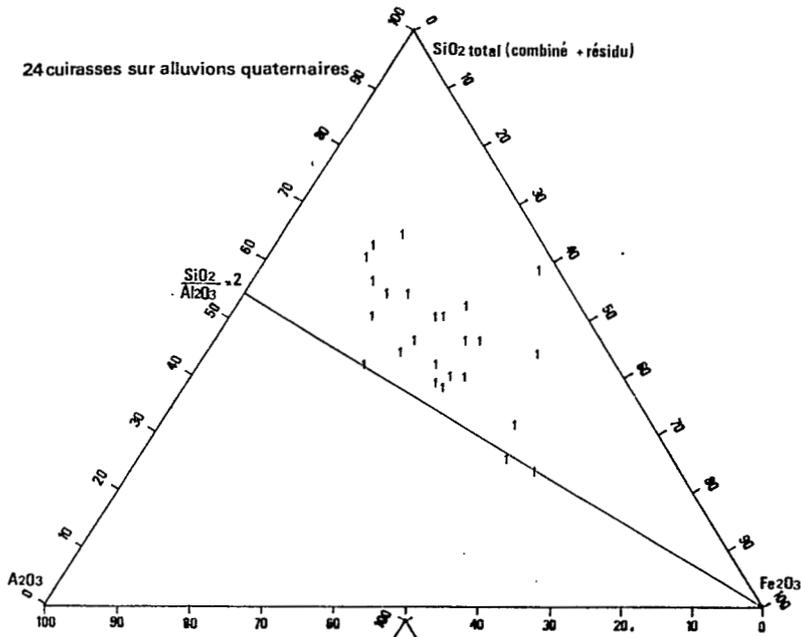
	Nbre échant.	Rés.	Illite	Kaolin.	Gibbs.	Hémat.	Goeth.	Ilmén.
Intrusions basiques	12	1,0	0,7	27,2	5,3	19,9	<b>46,1</b>	3,3
Amphibolo-pyroxénite	22	4,0	0,4	29,5	9,1	21,6	32,0	3,2
Série de Kouki	49	4,3	0,8	31,3	<b>12,1</b>	17,8	28,7	<b>4,8</b>
Amphibolite	27	7,1	1,5	32,1	9,0	3,9	41,6	2,6
Micaschite	17	7,8	2,1	31,8	8,8	11,2	33,2	2,7
Quartzite ferrug.	16	8,3	1,2	21,3	7,5	<b>22,7</b>	36,4	1,7
Complexe de base indifférencié	31	8,6	1,5	37,2	7,2	11,1	30,2	2,4
Charnockite	12	11,0	2,0	37,7	8,7	8,3	28,1	2,4
Quartzite Préc. Sup.	39	12,5	3,4	26,4	8,1	11,1	34,8	2,2
Grès Carnot	21	14	0,8	35,0	7,9	12,1	25,75	1,8
Gneiss	13	16,1	2,2	34,0	8,35	7,7	27,8	2,3
Grès Mouka	29	16,6	1,5	31,9	9,6	12,3	25,45	1,7
Quartzite Préc. infér.	29	17,4	2,0	27,1	7,5	10,9	31,8	2,35
Migmatite	14	18,3	3,5	30,6	8,3	7,0	28,3	1,7
« Continental Terminal »	17	19,2	1,6	<b>40,6</b>	4,6	2,85	26,7	2,7
Schistes épimétam.	5	20,5	<b>9,4</b>	26,8	8,7	8,9	21,6	2,5
Granite	49	22,1	1,7	31,5	9,1	4,3	27,1	1,8
Alluvions	26	<b>23,1</b>	3,7	35,8	3,8	1,35	25,6	2,6
	428							

Pour chaque substrat la composition moyenne des cuirasses centrafricaines a été calculée à partir des analyses triacides et minéralogiques. Le classement a été effectué d'après l'importance **du résidu quartzeux** dont il s'avère qu'il est **vingt fois plus élevé sur alluvions récentes et terrasses alluviales que sur intrusions basiques**. Ces dernières sont les mieux pourvues en goéthite, les cuirasses sur complexe amphibolo-pyroxénique le sont en hématite, celles sur schistes épimétamorphiques en gibbsite et également illite, celles dites sur Continental Terminal en kaolinite.

**Les différences de composition moyennes entre cuirasses peuvent être plus élevées suivant le substrat que d'un « type » d'induration à un autre.** Toutefois, deux points sont à noter : le nombre de prélèvements peut différer largement d'un substrat à l'autre. Par ailleurs, sachant bien que les cuirasses banales, type haut-glacis sont les plus communes, les témoins de cuirasses anciennes étaient recherchés lors des prospections. Sur 428 cuirasses analysées, 231 soit 54 % étaient anciennes, cette proportion différant largement d'un substrat à l'autre. On sait (cf. J. DELVIGNE, 1965 ; R. BOULET, 1970 ; J.C. PION, 1979) que les cuirasses développées sur roches

Figure 56

DIAGRAMMES TRIANGULAIRES : SILICE, ALUMINE ET FER TOTAUX SUIVANT LE SUBSTRAT.



basiques sont de préférence plus hautes dans le paysage et plus anciennes que les cuirasses sur roches acides. Effectivement les prélèvements sur intrusions basiques, complexe du Mbomou, série de Kouki, quartzites ferrugineux et micaschistes sont largement en faveur des cuirasses anciennes. Cette proportion s'inverse sur migmatites et granites. Sur « Continental Terminal » et alluvions récentes, bien sûr, n'ont pu être prélevées que des cuirasses récentes de glacis.

**Les cuirasses anciennes s'observent de préférence sur roches basiques.** Plus résistantes à l'érosion, **elles s'y conservent mieux mais elles pourraient également s'y former plus rapidement** : leur composition chimique en étant proche avec très peu de résidu quartzeux. Suivant le type de substrat les valeurs du rapport hématite/goethite + hématite varient très largement depuis 14,2 % sur alluvions et 49,3 % sur amphibolo-pyroxénites. On comprend bien l'opposition entre les cuirasses récentes sur alluvions et les cuirasses anciennes du Mbomou mais devant une telle diversité de résultats, **il est difficile de faire la part entre ce qui revient à l'influence du substrat et à l'évolution dans le temps. Ces facteurs sont interdépendants.**

#### 7. Diagrammes triangulaires fer-alumine-silice (combinée ou totale)

A partir de ces trois éléments, on peut, comme B. BOULANGÉ et *al.* (1973) l'ont montré, caractériser les domaines correspondant aux principaux types de cuirasses. Les cuirasses de type intermédiaire se regroupent autour du pôle  $Fe_2O_3$ , au-dessous de la ligne correspondante à la kaolinite (rapport  $SiO_2/Al_2O_3 = 1,18$ ). Le résidu quartzeux est faible et sa prise en compte ne modifie guère la répartition des points sur le diagramme  $SiO_2$  total par rapport à  $SiO_2$  combiné. En dehors du cas très particulier de l'échantillon bauxitique XB11, les autres cuirasses anciennes sont alumino-ferrugineuses ; on les dit « mixtes ». Renfermant peu de résidu quartzeux, elles se regroupent autour d'un pôle moyen : 30 %  $Al_2O_3$ , 50 %  $Fe_2O_3$ , 20 %  $SiO_2$  (cf. *ex fig.* 79-81). Les glacis renferment des quantités notables de résidus quartzeux ; l'utilisation de la silice totale fait passer leurs points représentatifs au-dessus de la ligne correspondant au rapport  $SiO_2/Al_2O_3 = 1,18$ , ce qui permet de les distinguer assez facilement des cuirasses anciennes. Par contre, les domaines des divers glacis se recouvrant les uns les autres, il n'est pas possible de les différencier de cette manière analytique.

Si l'on représente ce type de diagramme en fonction du type de roche, on observe des dispersions et des recouvrements similaires sauf dans des cas particuliers (cf. Fig. 56). Ainsi les cuirasses sur alluvions ou « Continental Terminal » se retrouvent nettement au-dessus de la ligne  $SiO_2/Al_2O_3 = 1,18$  car ce sont des cuirasses récentes de glacis renfermant du résidu quartzeux en quantité notable. De même, les cuirasses sur itabirites se regroupent autour du pôle ferrugineux, notamment les cuirasses de chape ; les cuirasses de piedmont s'en différencient par une composition moins ferrugineuse avec déjà un peu de résidu quartzeux.

Ainsi, **les cuirasses apparaissent comme un complexe qui, directement lié au substrat à l'origine, ne s'en différencie que très lentement**, en fonction des conditions de milieu climatique et topographique, **en évoluant vers deux pôles l'un ferrugineux, l'autre alumineux.**

#### 8. Essai de cartographie automatique du cuirassement

Chaque prélèvement ayant été parfaitement localisé en latitude et longitude, des essais ont été tentés de représentation cartographique automatique pour diverses variables, permettant de **visualiser d'un seul coup d'œil par**

**exemple l'intensité du cuirassement ferrugineux dans le Centre-Sud du territoire** (cf. *ex fig.* 83), sa décroissance progressive vers le nord, la complémentarité de l'intensité du cuirassement alumineux par rapport aux cuirasses ferrugineuses. Le programme utilisé a révélé ses limites ; il conviendrait à l'étude d'une région assez homogène dans laquelle la variation des diverses variables serait progressive et où les prélèvements seraient systématiques. Or, en Centrafrique ils ont été effectués en fonction de la lithologie, de la topographie, du modelé. Ils ont été ainsi multipliés sur les secteurs clés (série de Kouki), en cas d'étagement de cuirasses. Or, une toposéquence, le long de laquelle les différentes variables peuvent prendre des valeurs très diverses, n'est représentée que par un point sur une carte à petite échelle.

## 5. Remarques sur le cuirassement en Centrafrique

### 1. Autochtonie - Transports latéraux

En Centrafrique, sur des matériaux suffisamment fournis en éléments ferrugineux, l'induration est généralisée sur des pentes inférieures à 5 % sur les aplanissements mais aussi les glacis de piedmont ou les simples replats. Longtemps considérées comme un masque, la plupart des **cuirasses s'avèrent autochtones**, reflétant indirectement la nature et la composition du substrat qu'elles recouvrent.

Pour P. MICHEL (1973), les grands aplanissements étagés sont d'âges différents correspondant à leur induration. D. NAHON (1970-1971) envisage à l'intérieur d'une surface unique, la différenciation de faciès cuirassés par transferts latéraux en fonction de la topographie. Pour J.-C. LEPRUN (1979), il n'existe qu'une surface ondulée et des cuirasses de même âge, même si elles sont de nature différente en fonction du substrat. G. BEAUDET (1976-1981) décrit une surface de pénélplanation unique, disséquée à différents niveaux d'altitude. Au sujet des cuirasses du Mbomou, Y. TARDY et A. BEAUVAIS (1989) ne considèrent qu'une unique surface mais avec deux niveaux d'érosion séparés et deux cuirasses différentes par leur âge et leur degré d'évolution.

Même très ancien, un ensemble cuirassé continue d'évoluer en milieu tropical humide. Sous l'effet de l'eau, de la végétation et des animaux fouisseurs, la dégradation externe des plateaux cuirassés se poursuit : effet de coin des racines infiltrées dans les diaclases, chablis, terriers... Les cuirasses de plateaux évoluent surtout par la base, soumise aux fluctuations des nappes perchées. Elles s'enfoncent imperceptiblement sur place, leur évolution est autochtone. Il en est de même pour les cuirasses de versant qui peuvent en outre recevoir des apports de l'amont soit par gravité (blocs éboulés), soit par transport latéral. Ce dernier mode, décrit par certains auteurs (D. NAHON, 1971), a été nié par d'autres (J.-C. LEPRUN, 1979). F. COLIN *et al.* (1989) soulignent, à partir de la dispersion de filons aurifères, qu'il ne faut pas négliger dans les sols latéritiques, l'importance des déplacements latéraux et verticaux, par tassement, « creeping » ou activités biologiques : ils peuvent atteindre la centaine de mètres. Plus simplement on peut observer dans les altérites des filons de quartz que l'on retrouve fauchés dans la nappe de gravats sus-jacente (cf. profil OD59 : 6° 25' 30" - 17° 53').

L'essentiel des **transports latéraux** s'effectue par l'eau à l'échelle du versant d'ordre kilométrique. **L'étude géomorphologique permet de visualiser la résultante de tels transports ; la photo-interprétation systématique révèle l'existence de cuirasses étagées divergeant en**

**éventail autour des points hauts** (cf. fig. 8 à 11). **Des lissages soulignent la présence de dépôts ferrugineux superficiels** masquant les orientations structurales du cuirassement sous-jacent (cf. comparaison entre cuirassement du Mbomou et de Kouki). Les observations de terrain montrent que l'écoulement de surface peut, après la saison des pluies, se prolonger un certain temps sur ces lakéré de versant. Cependant, **l'essentiel de cet écoulement est hypodermique**, il s'opère dans les altérites de base. De multiples marigots prennent leur source juste à l'aval de ces cuirasses.

Les résultats d'analyses d'eau sont souvent décevants (cf. J.-C. LEPRUN, 1979). Les quantités de fer dissoutes dans l'eau filtrée paraissent minimales mais il ne faut oublier, ni le facteur temps, ni **l'importance du fer particulaire transporté par les fortes pluies d'orages et également véhiculé par les nappes**. Bien qu'anecdotique, l'exemple du forage réalisé sur le centre ORSTOM de Bangui en 1985 paraît significatif. La première analyse indiquait < 0,02 mg/l pour une eau, au goût ferrugineux, qui se troublait et obstruait les canalisations. L'analyse refaite sur échantillon non filtré et acidifié indiqua en fait 4,55 mg/l. Ce fer particulaire en grande majorité, ne doit pas être occulté dans un bilan géochimique : un tel forage au débit de 10 m<sup>3</sup>/h remonterait, en un an, 0,4 tonne de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, ce qui n'a rien de négligeable. Un tel mode de transport en suspension permet d'expliquer les revêtements et lambeaux cuirassés qui tapissent les écueils quartzitiques observés dès 1902 par A. CHEVALIER au milieu des rapides de l'Oubangui.

## 2. Evolution du paysage cuirassé

Certains auteurs (Y. TARDY 1989) ont proposé des schémas de l'enfoncement sur place de paysages cuirassés. Suivant ce modèle, les cuirasses d'interfluves alimenteraient un cuirassement de versant qui, de proche en proche, s'épaissirait par la base. Ainsi, l'évolution s'effectuerait dans le sens d'une fonte progressive sur place des interfluves au profit des cuirasses de bas de pente. Par inversion du relief ces dernières deviendraient elles-mêmes des cuirasses d'interfluves et ainsi de suite.

La rupture de pente, secteur de discontinuité séparant cuirasse de plateau et cuirasse de versant, constitue une zone de moindre résistance à l'érosion. On peut observer le **creusement de dépressions basales** coupant l'approvisionnement amont des cuirasses aval (cf. ex fig. 26 ou 46). Les cuirasses amont sont appelées à disparaître progressivement. Si l'érosion de ces dépressions se poursuit, les cuirasses de piedmont peuvent apparaître en relief relatif (cf. ex fig. 57). Nous ne savons pratiquement rien sur le temps nécessaire à de telles transformations.

Deux problèmes se posent : si l'évolution dans le temps des paysages cuirassés se traduisait par une succession verticale de cuirasses, devenant alternativement cuirasses d'interfluves et de bas de pente, celles-ci **devraient conserver des traces de cette succession d'enfoncements autochtones et d'apports allochtones**. Or, sur les paysages cuirassés aux caractères les plus tranchés (cf. série de Kouki), on met en évidence une **lithodépendance stricte sur les cuirasses d'interfluves** (lakéré en lanières parallèles dues au substrat schisteux).

Par ailleurs, l'évolution d'un paysage cuirassé sur place, telle qu'au cours des temps, les interfluves deviennent bas-fonds et réciproquement, suppose l'existence d'un réseau de drainage qui, tout en conservant la même maille, se déplacerait dans l'espace sans qu'il soit nécessaire que les interfluves se situent à la même côte en même temps. Ainsi, sur la série de Dialinga

(Fig. 15), l'incision de la vallée du Nzako au-dessous de 530 m est dominée par des buttes de cuirasses anciennes étagées entre 700 et 600 m. Par contre, A. BEAUVAIS et D. MAZALTARIM (1988) notent à propos des hauts-plateaux du Mbomou : « leur enveloppe dessine une vaste surface de 650 m d'altitude moyenne, légèrement inclinée vers l'axe principal de drainage, le Mbomou au sud ». De même, au sujet de la série de Kouki, nous indiquons (Y. BOULVERT, 1971d) : « ces plateaux peuvent être raccordés entre eux... mais ils sont très légèrement inclinés du sud-ouest vers le nord-est... leur pente est en moyenne de 1,3 ‰, (soit) une variation de 620 à 500 m sur une soixantaine de kilomètres ». Une régularité aussi remarquable ne manque pas d'être troublante : elle évoque un **ancien aplanissement unique disséqué par l'érosion**. On relève que dans ces trois paysages cuirassés, les interfluves sont adaptés à la structure, surtout **les réseaux hydrographiques sont directement liés au réseau de fracturation. Eux-mêmes adaptés à cette structure, ils ne semblent pas s'être déplacés dans l'espace**. Ph. FREYSSINET (1991) étudiant les latérites du Sud-Mali parvient à la même conclusion. Cet auteur montre, par méthode géophysique, que la topographie du front d'altération se superpose à la morphologie des surfaces cuirassées. Les dépressions de la morphologie correspondent à des points bas du front d'altération.

### 3. Persistance de modelé de glacis induré en milieu tropical humide

G. MILLOT (1980) oppose les aplanissements en longs glacis des socles dans les paysages à couverture d'altération montmorillonitique à ceux des paysages garnis d'une couverture kaolinique en zone tropicale humide. « On parle de paysage en « demi-oranges ». Nous sommes à l'opposé de l'aplanissement ». Quand les saisons deviennent contrastées, la forêt est remplacée par la savane et les sols ferrallitiques par les sols ferrugineux tropicaux lessivés...

En fait, **tous les intermédiaires** peuvent exister. En Centrafrique, le passage des sols ferrallitiques aux sols ferrugineux tropicaux s'opère progressivement en fonction de la topographie et du drainage, à partir d'une pluviométrie moyenne annuelle inférieure à 1 300-1 200 mm, la couverture montmorillonitique restant marginale et exceptionnelle (matériau basique). **Les sols ferrallitiques à kaolinite dominant avec un modelé de glacis cuirassé jusqu'à la limite de la forêt dense humide et même un peu au-delà** (Mbomou, Haute-Sangha). **Le modelé en demi-oranges** décrit par certains (A.G. BEAUDOU, 1971) au sud du Centrafrique nous paraît limité, marginal, sinon hypothétique près de Bangui, **on ne l'observe guère qu'au sud-ouest de Berbérati, sur la frontière camerounaise** au-delà de laquelle il devient caractéristique, avec une pluviosité accrue il ne faut pas l'oublier.



## ESSAIS DE CHRONOLOGIE DE LA MORPHOGENÈSE ET DE L'ÉVOLUTION PALÉOCLIMATIQUE EN CENTRAFRIQUE

Il n'est pas possible dans le simple cadre de cette notice de prétendre donner parallèlement à l'histoire géologique du Centrafrique, d'ailleurs remise en question, une chronologie de la morphogenèse et des paléo-climats du Centrafrique mais seulement quelques repères, quelques jalons. Cela reste d'autant plus difficile que, depuis le Précambrien, on ne dispose pas dans ce pays de dépôts marins ou volcaniques, de fossiles identifiés...

### 1. Rappel géologique sur le Précambrien centrafricain-Panafricain-Paléozoïque

Dans sa synthèse sur la géologie centrafricaine (1963-1982), J.L. MESTRAUD considère qu'au-dessus d'un complexe de base (cycle D antérieur à 2500 MA), les dépôts du groupe supérieur (cycle A antérieur à 600 MA) auraient été affectés de mouvements ayant provoqué essentiellement des « fractures et des plissements de couverture ». B. BESSOLES et R. TROMPETTE (1980) ont développé l'étude de la chaîne panafricaine (600 à 500 MA), zone mobile d'Afrique centrale, au nord du craton congolais. J.L. POIDEVIN (1985) a vu dans cette « chaîne Oubanguides-Sergipane » une structure majeure, tectonique de collision accompagnée par un épimétamorphisme (situé entre 630 et 590 MA), une migmatisation et une granitisation de grande ampleur. M. CORNACCHIA et L. GIORGI (1986) sont réservés : « rien ne permet d'envisager dans ce secteur l'existence d'une orogenèse correspondant à une véritable chaîne... » Dans sa thèse, J.L. POIDEVIN (1991) distingue désormais dans le Centre et l'Est du pays un domaine archéen avec les greenstones des Boufoyo et des Bandas reposant sur un socle ancien (complexe du Mbomou > 3,2 Ga), et dans l'Ouest un fossé protérozoïque N-S, comprenant notamment les granulites ou charnockites autrefois rattachées à la base du Précambrien.

Durant le Paléozoïque, l'Afrique était soudée aux autres continents dans la **Pangée**, située en position australe, **dont, en raison de sa massivité, le climat aurait été quasi désertique**, selon des simulations par ordinateurs en vue d'appréhender « le climat pangéen » (1989). La formation glaciaire sous-jacente aux grès de Carnot, non datée avec certitude, pourrait être rattachée à deux périodes glaciaires décrites par M. DEYNOUX (1980) et J. FABRE (1987) : calotte glaciaire de l'Ordovicien terminal - début Silurien vers 430-440 MA, ou glacier de Dwyka au Carbonifère terminal - Permien inférieur vers 270-280 MA. Les très fortes dénivelées de la surface topographique post-glaciaire sont la preuve qu'une **érosion intense** s'est exercée sur cette formation avant la sédimentation fluviale. Ceci implique un mouvement ascensionnel de cette surface probablement consécutif à la fonte des glaces : équilibre isostatique. J. FABRE estime que cette période marque « sans doute

aussi le début de la subsidence du bassin congolais ». J. CHOROWICZ et *al.* (1990) présentent un schéma structural nouveau selon lequel la cuvette centrale du Zaïre s'est formée au cours du Protérozoïque supérieur par déplacements relatifs NE-SW du bouclier du Kasaï et de l'Afrique centrale ; elle serait ainsi beaucoup plus ancienne qu'on ne le pensait.

## 2. Dérive du continent africain au cours des âges

Avec la théorie de la tectonique des plaques, différents modèles ont été testés pour **essayer de reconstituer les positions successives des Continents au cours du Mésozoïque et du Cénozoïque** : cf. A.G. SMITH et J.C. BRIDEN (1977). J.T. PARRISH et *al.* 1982 ont proposé, en se basant sur la distribution des bassins houillers et des évaporites, des modèles de la répartition des pluies durant ces ères géologiques. A partir de ces documents, nous allons tenter une **estimation des positions successives et des conditions climatiques qui ont prévalu dans l'actuel Centrafrique** (Fig. 57).

Au début du Trias, il y a 220 MA, le Centrafrique était englobé, loin de tout océan au cœur de l'immense Pangée entre 25 et 35° Sud, avec une pluviosité relativement faible 50-100. Ces auteurs estiment en effet l'intensité de la pluviosité par un indice relatif : < 50 : faible, 50-100 : relativement faible ou modéré, 100-200 : relativement forte, > 200 : forte (cf. Fig. 57). La dérive des continents se traduit pour l'Afrique par une lente remontée vers le nord, associée à une rotation du nord-est vers le nord, comme si inversement l'équateur était progressivement descendu d'un axe oblique joignant Mauritanie à Libye vers sa position actuelle. Au Pliensbachien (Jurassique inférieur), le Centrafrique se situait entre 7 et 15° S, au niveau de l'actuel Angola ; à la fin du Jurassique (au Volgien), l'indice de pluviosité demeure faible en raison de la massivité du continent de Gondwana, dont la dislocation à partir de 125 MA constitue un événement majeur.

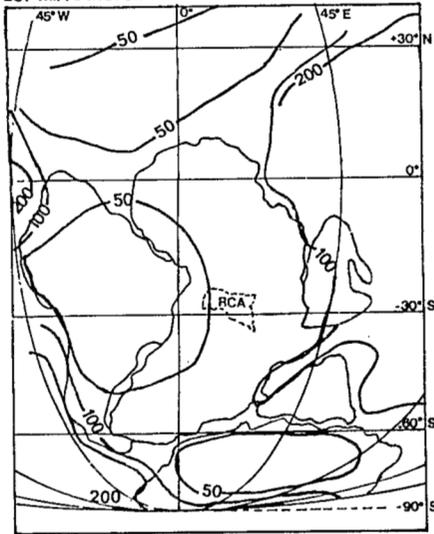
**L'ouverture progressive de l'Atlantique Sud améliore en Afrique centrale la pluviosité** qui atteint l'indice 100 au Cénomanién (mi-Crétacé). Au Maestrichien (fin Crétacé), tout le Centrafrique se trouve sous un régime tropical humide : indice proche de 200. Au **Lutétien** (Eocène moyen), l'Afrique prend approximativement son orientation actuelle avec un **Centrafrique centré sur l'équateur**, l'indice de pluviosité y est supérieur à 200 dans l'Ouest de l'actuel territoire centrafricain. Ces conditions équatoriales s'étendent à la majeure partie du territoire au Vindobonien (mi-Miocène) ; le Centrafrique prend progressivement une position nord-équatoriale avec des saisons devenant contrastées.

Y. TARDY et *al.* (1988) développent l'idée que des minéraux déshydratés tels hématite-boehmite sont liés aux saisons sèches de climats tropicaux chauds à saisons contrastées, tandis que des minéraux hydratés tels goethite-gibbsite paraissent liés aux climats moins chauds et plus humides. Ces cartes paléo-géographiques donnent une première estimation des grands traits du climat à la surface du globe ; ces différenciations climatiques se retrouvent de même dans la distribution géographique et la variation des compositions chimiques des cuirasses de ces territoires (Y. TARDY et *al.*, 1991). **Les cuirasses ferrugineuses ont une extension maximale dans les zones à climats chauds et saisons contrastées** qui favorisent le cuirassement et la nodulation hématitique. Les lambeaux rencontrés en zones forestières équatoriales n'en seraient que des témoins en voie de démantèlement de climats anciens

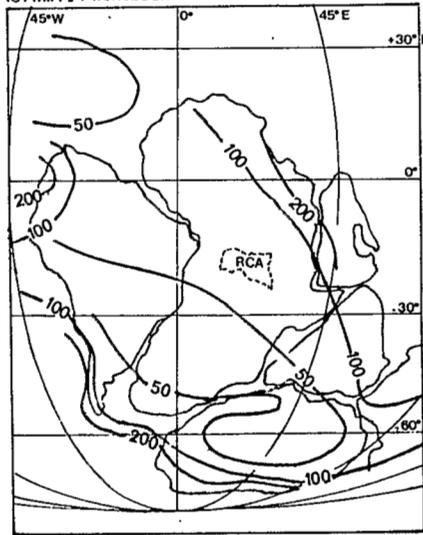
Figure 57

POSITIONS DU CONTINENT AFRICAIN PAR RAPPORT À L'ÉQUATEUR ET ÉVOLUTION DU CLIMAT DEPUIS LE TRIAS.

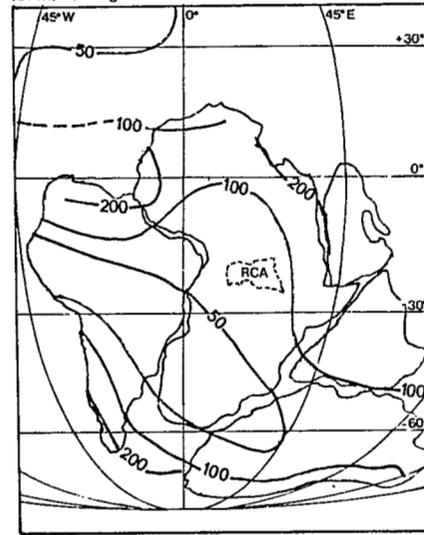
237 M.A. - Induen



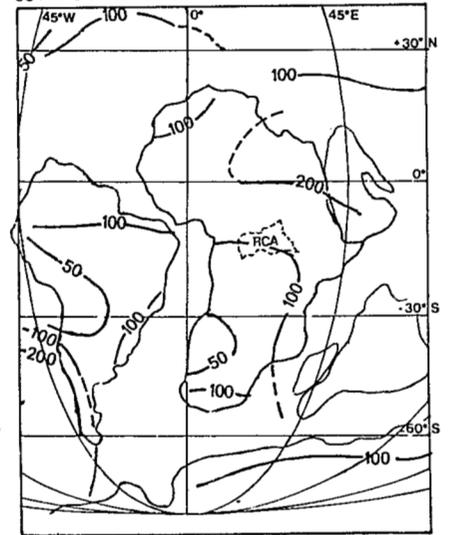
181 M.A. - Pliensbachien



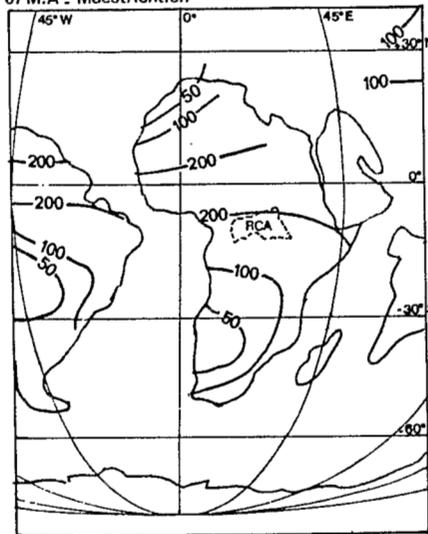
137 M.A. - Volgien



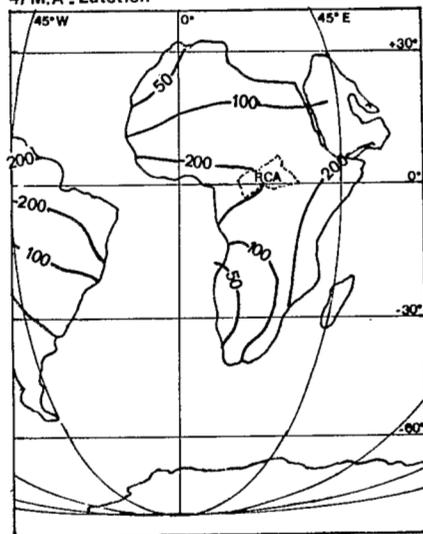
96 M.A. - Cénomannien



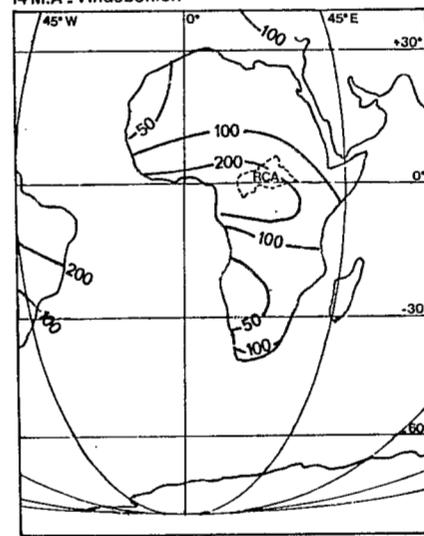
67 M.A. - Maestrichtien



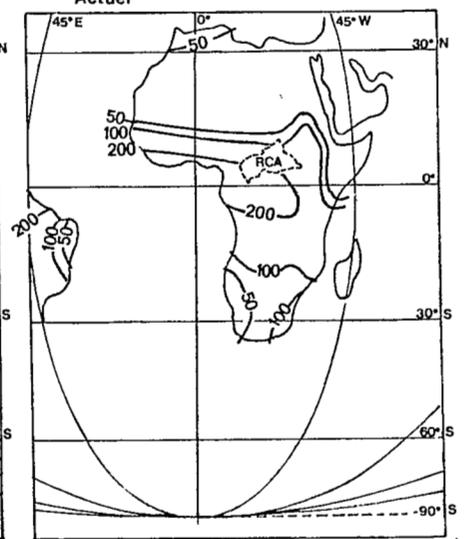
47 M.A. - Lutétien



14 M.A. - Vindobonien



Actuel



Indice de pluviosité: < 50: faible, 50-100: modérée, 100-200: assez élevée, > 200: élevée

(D'après J.T. PARRISH et al, 1982)

moins humides (cf. au sud du 4<sup>e</sup> parallèle les cuirasses de la Sangha et du Mbomou). Par contre, les **bauxites latéritiques se forment sous des climats équatoriaux ou tropicaux très humides**. A noter toutefois que R. BOULANGÉ (1984) indique parmi les facteurs de bauxitisation, une température élevée, une pluviosité forte 1 800 à 1 700 mm, avec une alternance annuelle d'une saison sèche et d'une saison humide.

Ces courbes de PARRISH ne sont encore que de grossières approximations ; elles permettent toutefois d'estimer qu'au Jurassique, la position du Centrafrique était trop méridionale et le climat trop sec pour qu'un cuirassement ait pu s'y développer, tandis que le Crétacé fut ici une ère de remontée de la pluviosité et de l'érosion. Après les soubresauts de la fin Crétacé, les conditions semblent avoir été réunies pour qu'à l'Eocène se développe en Centrafrique un cuirassement ferrugineux sous climat contrasté, tandis qu'un climat chaud et humide entraînait alors une bauxitisation en Afrique de l'Ouest et à l'extrémité nord de l'Amérique du Sud. Que s'est-il passé de l'Eocène supérieur au Miocène ? Sous un climat estimé alors équatorial, la bauxitisation ne s'est pas développée sur le Centrafrique, les conditions ne semblent pas avoir été les mêmes que celles qui avaient permis son développement en Guinée et Guyane. D'ailleurs, de nos jours, la forêt équatoriale ne s'étend pas à l'Afrique de l'Est (Kenya, Somalie).

**De la fin Eocène au Miocène**, sous climat humide, on aurait assisté en Centrafrique à une suspension ou à une destruction au moins partielle de l'induration ferrugineuse du début Cénozoïque. Ces « cuirasses anciennes » n'auraient persisté que dans les secteurs excentriques du pays (Nord Ouham, Mbomou) sur substrat favorable : schistes, argilites et surtout roches basiques. **A cette période humide aurait correspondu une reprise d'érosion et notamment le dépôt des « sables rouges » du Continental Terminal**. Développée sur l'Adamaoua camerounais, la bauxitisation semble avoir été très marginale dans l'Ouest centrafricain (buttes NW Ndélé, escarpement de Bouar, cuirasses pisolithiques sur grès de Carnot). L'induration ferrugineuse n'aurait pu se reconstituer que depuis le Pliocène, dès lors que la dérive des continents aurait fait passer le Centrafrique du domaine équatorial au domaine tropical à saisons contrastées. Cette induration ferrugineuse (dite initialement de la surface centrafricaine) se serait étendue à la majeure partie du territoire, son intensité variant en fonction du matériau. A noter que pour G. GRANDIN et M. THIRY (1983), la zone intertropicale est affectée par « une grande période de ferruginisation entre le Miocène supérieur et le Pliocène supérieur ».

A ce schéma d'ensemble, il ne faut pas omettre d'ajouter l'influence des fluctuations climatiques. L'induration, encore actuelle et active en Centrafrique entre 4 et 8° N, apparaît passive au nord du 8<sup>e</sup> parallèle : les résidus de cuirasses sommitales s'y démantèlent, le stock ferrugineux se reformant en bas de versant : sols ferrugineux à taches, concrétions et carapaces de battement de nappe. De même au sud du 4<sup>e</sup> parallèle, le cuirassement paraît en voie de démantèlement sous couvert forestier dense.

Cette idée de la rotation accompagnant la remontée progressive de l'Afrique vers le nord depuis le Trias est intéressante ; elle explique pourquoi, à la grande période de bauxitisation, les conditions climatiques ont permis cette transformation en Afrique occidentale et non centrale. Toutefois une difficulté subsiste : suivant ce schéma, on devrait observer, parallèlement au déplacement de l'Afrique par rapport à l'Equateur, des gisements de bauxite de plus en plus récents en passant de la Guinée au Gabon dont les conditions

climatiques actuelles devraient être favorables à la bauxitisation. En dehors de P. MICHEL (1973-1976) qui rattachait initialement ce type de cuirasse aux divers aplanissements : Jurassique, Crétacé, Eocène, les géologues (G. GRANDIN 1976-1983 avec réserves et surtout B. BOULANGÉ, 1970-1973-1984) s'accordent à dater de l'Eocène les bauxites d'Afrique occidentale. Il en est de même au Cameroun (S.E. BELINGA 1971-1972, B. HIÉRONYMOUS 1976-1980). Pourquoi n'observe-t-on pas dans ce pays de bauxites plus récentes, comme si les conditions favorables à la bauxitisation de l'Eocène ne s'étaient pas retrouvées par la suite ?

### 3. L'Afrique centrale au Crétacé

Au cours de la lente dérive vers le nord du massif continent de Gondwana, l'équivalent du Centre-Afrique semble avoir subi des conditions relativement arides au Trias-Jurassique, en tout cas il n'en subsiste pas de traces sédimentaires. Au Crétacé inférieur, le bloc sud-américain commence (à partir du sud) à se séparer du bloc africain (dès 130 MA selon J. BENKHELIL, 1986, à partir de 127 MA selon J.C. SIBUET et J. MASCLE, 1978). L'ouverture progressive de l'Atlantique Sud dut entraîner une augmentation corrélative de la pluviosité et donc une reprise de l'érosion, ce qui fait estimer à M. POPOFF (1988) un âge Néocomien-Barrémien pour les grès et conglomérats de Carnot et d'Ouadda, aussi bien que de la Mbéré au Cameroun. On a vu (cf. VI et VII) que l'écoulement et le transfert des sédiments fluviaux s'effectuaient du sud vers le nord suivant les deux gouttières, correspondant désormais aux plateaux gréseux de Carnot et d'Ouadda. Le passage des conditions arides à humides semble s'être opéré par à-coups selon Mme D. FAUCONNIER (1982).

Les contraintes exercées par cette ouverture de l'Atlantique Sud entraînent la réactivation d'anciens secteurs de faiblesse, l'ouverture de failles accompagnées de volcanisme, en premier lieu au Cameroun (B. GÈZE, 1943, J. GAZEL, 1956, M. LASSERRE, 1958-1969, P.M. VINCENT, 1968 à 1973, A. LE MARÉCHAL, 1971-1976). Ces auteurs y ont progressivement montré qu'un fossé précambrien comme celui de la Mbéré était actif au Crétacé. En effet, on y observe un conglomérat correspondant à une molasse qui traduit l'importance des mouvements tectoniques ayant précédé le début de la sédimentation. Ces derniers sont responsables de la première surrection de l'Adamaoua et donc de celle du massif de Yadé, coupant l'alimentation vers le nord de matériaux détritiques selon la gouttière de Carnot.

Une grande partie du plateau de l'Adamaoua mais aussi du fossé de la Mbéré est recouverte de coulées basaltiques qui fossilisent une surface post-crétacée (A.M. CHEVASSUS-AGNÈS, 1968). Aux dépens de ces basaltes altérés s'est formée à l'Eocène une cuirasse sommitale bauxitique (S.E. BELINGA 1971-1972). A.M. CHEVASSUS-AGNÈS considère que l'évolution tectonique de fossé s'est quelque peu prolongée de nos jours. Au-dessous de la couverture basaltique, elle signale des cuirasses étagées ou plutôt emboîtées en trois niveaux : 900-860 et 840 m, témoins d'une phase de stabilité tant tectonique que climatique. A l'est de 15° E, on assiste côté Centrafrique à une importante reprise d'érosion aux dépens de ce bassin suspendu, le fossé de la Mbéré se prolonge par un modelé d'érosion vive sans trace de glacis cuirassé. Etudiant la chronologie relative des formations cuirassées du Cameroun, P. FRITSCH (1976) note que depuis l'Eocène la surface cuirassée bauxitique de Minim-Martap a été flexurée et faillée. Dans ce fossé instable, il évoque quatre phases successives de cuirassement : les glacis quaternaires.

Les contrecoups de l'ouverture de l'Atlantique ne se sont pas fait sentir seulement au Cameroun, mais également au Niger (H. FABRE, 1966) ou au Tchad. Sous les formations néo-tchadiennes, P. LOUIS (1970) y a mis en évidence par méthodes gravimétriques un fossé profond dit de Doba (8° 39'-16° 51')-Birao, accident majeur qui se poursuit jusqu'au Soudan avec des liaisons possibles avec des faisceaux de failles NW-SE qui encadrent le Bahr-el-Ghazal et le Nil blanc : faille de l'Aswa ou fossé d'Abu Gabra (cf. S.E. BROWNE et J.D. FAIRHEAD, 1982-1983 ou R.B. SALAMA, 1985). Nous avons relevé le parallélisme de ces fracturations N 130-140° E avec l'escarpement de la surface centrafricaine sur le piedmont nilotique. Selon R. GUIRAUD (1985-1986-1991), le passage du Crétacé au Tertiaire est marqué par l'accentuation des fossés N 140° E du Soudan et du Niger oriental, des coulissages dextres au niveau des linéaments centrafricains, et des plissements des fossés du Sud du bassin du Tchad.

#### 4. Nouvelles données sur les fossés du Sud-Tchad-Nord-Centrafrrique

M. CORNACCHIA (1980-1984) a montré que les failles du Nord de la République centrafricaine (fossés de Doba-Birao et accident de Bozoum-Ndélé-Ouanda Djallé) sont « les éléments d'un ensemble de structures cassantes barrant le continent africain d'ouest en est, du golfe de Guinée au golfe d'Aden, leur jeu s'opère en décrochement ». P. MATHIEU (1983) a pu donner quelques précisions sur la sédimentation tchadienne à partir des travaux de la CONOCO. A ce jour, un seul forage pétrolier a été effectué début 1986 en Centrafrique non loin de l'Aoukalé (8° 53'-21° 13'). Selon un premier élément officiellement fourni par EXXON, ce forage avait rencontré de 0 à 680 pieds des sables du Quaternaire et Tertiaire indifférencié et de 680 à 8 125 pieds des roches détritiques du Crétacé indifférencié. Il apparaissait ainsi que **l'essentiel de la subsidence du fossé s'était effectué au Crétacé** avec 2 300 m de dépôts contre 200 m seulement ultérieurement.

Nous remercions les autorités centrafricaines d'avoir bien voulu (décembre 1989) nous communiquer le dossier de ce forage dans le but d'une meilleure connaissance de l'histoire géologique du Centrafrique. Les travaux de CONOCO puis EXXON (cf. M.L. TAYLOR et G.J. GENIK, 1987) ont mis en évidence **une suite de bassins faillés étroits et allongés datant du Crétacé inférieur au Cénozoïque** décrochés en graben losangiques (« pull-apart ») : bassins de Doba, de Doséo (du nom d'un affluent de l'Aouk avec un forage vers 9° 30'-20° 15') et du Salamat ; centré sur l'Aoukalé, ce dernier bassin s'allonge vers l'est depuis le Bahr Keita vers Birao et le Soudan (cf. Fig. 5). La direction principale de fracturation N 70° E, parfois N 50° E, est recoupée de failles secondaires N 100° E. Certaines de ces failles présentent des rejets supérieurs à 1 000 m et l'on observe des secteurs où l'épaisseur sédimentaire peut dépasser 6 000 m.

Le forage profond d'Aoukalé a permis d'établir une seconde fois en Centrafrique, après les lignites de Bakouma, des corrélations en utilisant la palynologie et la micropaléontologie (J.P. COLIN et R. JAN DU CHÈNE, 1986). C'est ainsi qu'ostracodes et dinoflagellées indiquent des dépôts lacustres assez profonds mais un environnement pauvrement oxygéné, tandis que les phyllopoques du fond du forage correspondraient à un environnement marécageux peu profond.

Ces données seraient à rapprocher de celles fournies au Soudan par les forages pétroliers du Bahr-el-Ghazal. Selon T.J. SCHULL (1988), les séries mésozoïques (cf. « Nubian sandstones ») y seraient encore plus complètes avec :

- un groupe argileux du Jurassique supérieur-Barrémien (d'épaisseur de l'ordre de 2 000 m),
- un groupe de grès argileux Aptien-Albien (2 000 m),
- un groupe gréseux Albien inférieur-Cénomaniens (1 500 m),
- un groupe de grès argileux Turonien-Sénonien inférieur (2 000 m),
- une couverture de grès paléocène.

## 5. Esquisse de l'évolution paléoclimatique du Centrafrique

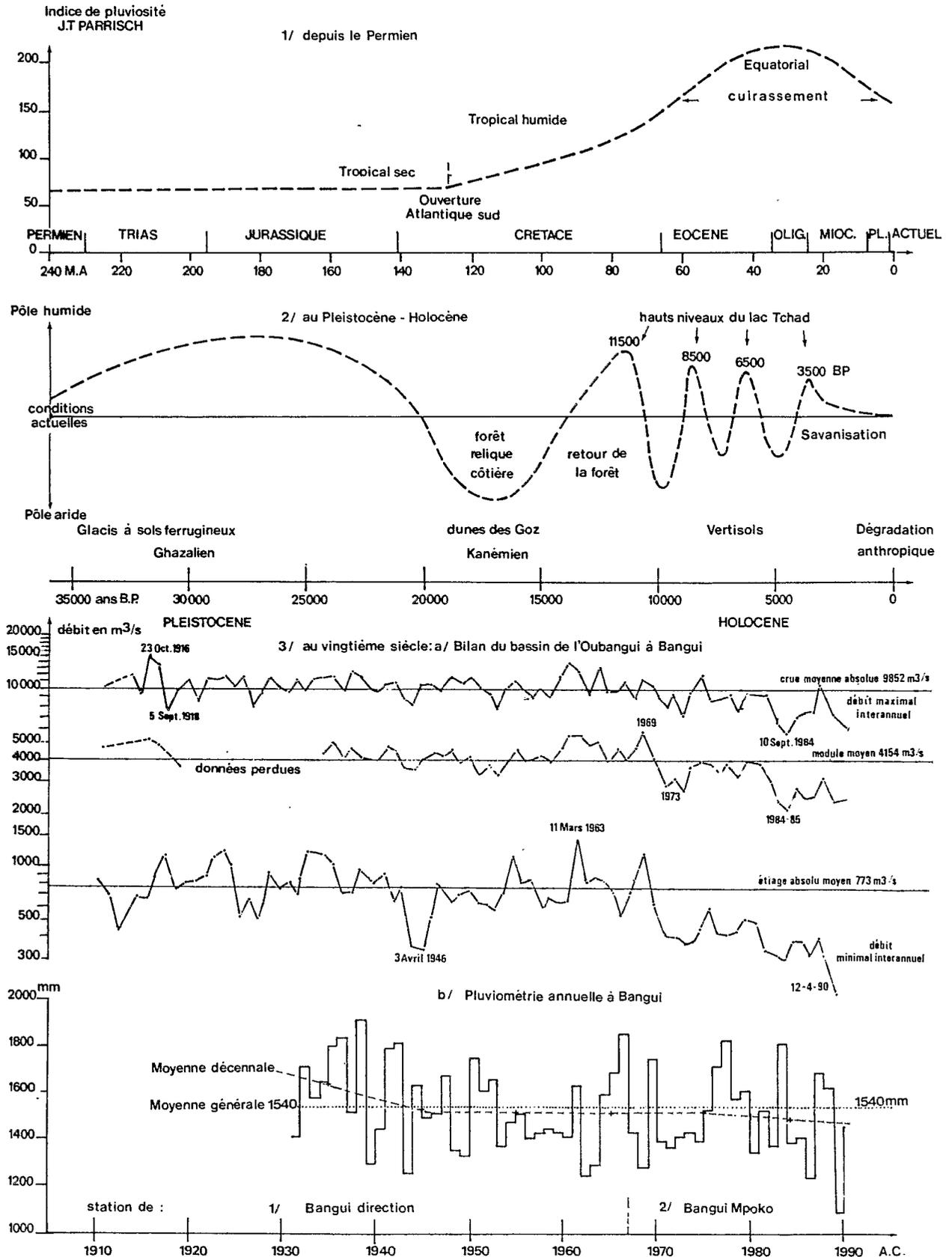
(Fig. 58)

En utilisant des pas de temps divers, on peut donner une première esquisse de l'évolution paléoclimatique globale du Centrafrique. A l'échelle géologique elle résulte de la dérive continentale qui fit remonter le Centrafrique vers le nord à partir du pôle sud. **Au Trias-Jurassique**, le climat tempéré puis tropical semble être **resté aride**. **L'évolution vers le Tropical humide résulte de l'ouverture de l'Atlantique Sud qui, outre le dépôt crétacé des sables fluviatiles de Carnot et d'Ouadda, entraîna un important cuirassement ferrugineux à l'Eocène**. Les conditions extérieures étaient alors en général acides et oxydantes ; localement elles ont pu être réductrices et fortement basiques, ce qui a permis l'individualisation des **phosphates** dans les lacs résiduels de la cuvette de **Bakouma**, non loin des lignites du Mpatou. La poursuite de la dérive continentale a correspondu à un **passage à l'équateur** du Centrafrique et donc à des **conditions très humides à l'Oligocène-Miocène**, tandis que la transition vers l'hémisphère nord au **Pliocène** s'est traduite par un climat tropical humide à saisons alternées ayant entraîné un **important cuirassement ferrugineux : les « glacis cuirassés »**.

A cette échelle géologique, il ne peut s'agir bien entendu que d'une résultante globale très schématique, les pulsations récentes du climat ne pouvant être perçues que depuis le Quaternaire récent. Pour le bassin tchadien, on caractérise entre 40 000 et 20 000 ans BP une période (Ghazalien) relativement plus humide que l'actuelle, suivie d'une période très aride entre 20000 et 15000 BP : (Kanémien) auquel correspondent les alignements dunaires des Goz. Parallèlement dans le bassin congolais (cf. R. LANFRANCHI et D. SCHWARTZ, 1990), le Maluékien (70000-40000 BP) fut une période climatique sèche à végétation ouverte avec une abondante industrie lithique en place au sommet des « stone-lines ». Les horizons meubles sus-jacents se mirent en place lors de la réhumidification qui a conduit au Njilien (40000-30000 BP). Le retour à ce climat plus sec est attesté pour le Léopoldvillien (30000-12000 BP) par la présence de nombreuses termitières fossiles de *Macrotermes bellicosus*, espèce de savane dont les édifices datent sans doute de la fin de cette période. Au Zaïre J. PREUSS (1990) précise pour cette phase plus sèche : entre 23000 et 17000 BP. Le retour à des conditions humides se produit à partir de 14000 ans BP, à la suite d'un réchauffement très rapide des continents constaté vers 13000 BP de l'Equateur jusqu'à l'Europe. P. ROGNON (1989) évoque entre 13000 et 12000 ans BP des crues exceptionnelles du Nil. Le retour d'une végétation humide forestière au sud, savanicole au nord s'opère avec un certain retard (hystérésis) vers 12000 ans BP (Kibangien).

**Figure 58**

ESQUISSE DE L'ÉVOLUTION CLIMATIQUE DU CENTRAFRIQUE À DIVERS PAS DE TEMPS.



On assiste ensuite à une succession de périodes humides et sèches. Il faut souligner que **les hauts niveaux connus pour le lac Tchad** (cf. J. MALEY, 1981 ; M. SERVANT, 1983) vers 11800 - 8500 - 6500 et 3500 BP, **correspondent à des pluviosités élevées sur la partie centrafricaine du bassin tchadien** : les quatre cinquièmes des apports du lac en proviennent. Un changement paléo-climatique important se situe vers 7 500 ans BP : des climats tropicaux à saisons contrastées ont alors remplacé des climats caractérisés par des pluies assez bien réparties sur toute l'année. On relève une évolution vers des sols lessivés, planosols, vertisols, avec apparition d'argiles noires à nodules calcaires. On a vu (XI.5) que l'un de ces nodules (SINGako 4) a été daté à 6 730 (+360 -350) ans BP.

La régression des forêts denses devant les défricheurs paraît un fait récent. Au Cameroun voisin, la datation la plus ancienne de charbon de bois indiquant la première interférence humaine avec la forêt date de 2500-3000 ans BP (H. KADOMURA *et al.*, 1986). Cette interférence s'est accélérée avec l'âge du fer, environ 2000 BP pour T. TAMURA (1990). Une datation au carbone 14 (n° 83 - M. FOURNIER, ORSTOM-Bondy, 1986) de charbon de bois prélevé dans une fosse pédologique (GADzi 27 : 4° 17' 30"-14° 48') sous vieille forêt indique 1580 + ou - 110 BP, datation remarquablement concordante avec celles obtenues sur le site préhistorique de Batalimo en Lobaye (1570 + ou - 220 et 1590 + ou - 90 BP).

J. MALEY (1981) a esquissé la courbe d'évolution des niveaux du lac Tchad au cours du dernier millénaire. Il indique des valeurs élevées de l'an 1000 à 1200 AD et de 1600 à 1700, un peu moins élevées de 1200 à 1400 et, par contre des déficits accusés vers 1420-1550-1760-1820-1910 et actuellement. Confirmant le tarissement complet du Chari à Ndjaména en mai-juin 1985, R. POUYAUD et J. COLOMBANI (1989) soulignent que l'avenir proche du lac Tchad dépend essentiellement des apports du Chari : une seule année de fortes pluies suffit à ramener le lac au niveau normal.

La variabilité est une caractéristique essentielle des climats tropicaux. A titre d'exemple la moyenne de la pluviométrie annuelle à Bangui est de 1 532 mm mais les valeurs extrêmes observées y sont de 1 092 mm (en 1989) et 1 911 mm (en 1938), une variation voisine du simple au double. Ch. BOUQUET (1984) déduit d'une comparaison des moyennes décennales en Centrafrique, une tendance à la « diminution progressive des totaux pluviométriques ». Le nombre d'années de mesures (depuis 1931) paraît insuffisant pour tirer des conclusions ; d'ailleurs la station de Bangui n'est pas représentative du pays en raison de son excentricité. Il nous a semblé préférable (Y. BOULVERT, 1987a) de **suivre l'évolution climatologique de la région à partir des débits de l'Oubangui disponibles depuis 1911** pour un bassin versant de 480 000 km<sup>2</sup>. Le module ou débit moyen calculé, estimé en 1971 à 4 443 m<sup>3</sup>/s, a du être révisé à la baisse : 4 153 m<sup>3</sup>/s en 1989 en raison d'une succession d'années déficitaires. Quant au devenir de la couverture végétale, le pessimisme de certains auteurs (cf. S.M. BERTA *et al.*, 1990) paraît exagéré. **Il semble que les conditions climatologiques actuelles permettraient une remontée vers le nord de la couverture forestière, contrebalancée par une anthropisation excessive autour des centres urbains.** Nous manquons de données chiffrées (cf. M. BENOIT, 1989) mais une dernière tournée de terrain en mars 1990 nous a confirmé un **développement notable des forêts denses semi-humides au cœur du plateau gréseux d'Ouadda.**

## 6. Essai de reconstitution de l'évolution du réseau hydrographique centrafricain

### 1. Interprétations divergentes

Deux interprétations différentes ont été proposées. Depuis la « découverte » de l'Uele (ou Ouélé) par G. SCHWEINFURTH en 1870, on a souvent supposé que les rivières de l'Est centrafricain se déversaient autrefois vers le bassin tchadien (cf. G. BORGNEZ, 1935, M. ROBERT, 1946, L. CAHEN 1954, B. BESSOLES 1962, J. MOEYERSONS 1975). Notamment L. CAHEN évoquait un réseau hydrographique fin Pliocène-début Pleistocène convergeant autour de Mbandaka (0° 04' N-18° 18' E) au confluent Ruki-Zaïre. On relève effectivement que de nombreux affluents de la cuvette zaïroise se dirigent vers le nord-ouest (cf. Lokoro, Lokolo, Luilaka, Yenye, Lukedi, Lomela, Tshuapa, Maringa...) tandis qu'inversement plusieurs affluents de l'Oubangui et de la Sangha (cf. Mpoko, Mbi, Pama, Lobaye, Topia, Mbaéré, Nana, Mambéré, Boumbé I et II, Kadei, Boumba, Ngoko, Ibenga, Motaba...) coulent vers le sud-est. Dans ce cas, selon M. PETIT (1990), la liaison Congo-Tchad se serait interrompue après le Pliocène sous l'effet conjugué de la tectonique et de la capture d'un petit tributaire du Stanley Pool par un drain atlantique. Pour A.C. VEATCH (1935), cette capture serait très récente, moins de 10 000 ans. Hormis l'hypothèse d'une cuvette endoréique (P. GIRESE, 1982), celle d'un seuil oubanguien implique que la surface centrafricaine ne pourrait être vieillie au-delà du Mio-Pliocène.

Pour les Tectoniciens, l'influence de la Tectonique est prédominante depuis le Protérozoïque supérieur. Selon J. CHOROWICZ et *al.* (1990), la cuvette centrale du Zaïre a été soumise à une période d'extension pendant le Protérozoïque supérieur, également réactivée en extension à l'Hercynien (fossé Carnot) et au Karoo. Un nouveau rejeu s'est produit au Jurassique supérieur ainsi qu'au Crétacé moyen. **L'extension néogène à actuelle est également sensible par l'activité séismique persistante tout autour de la cuvette** ; c'est ainsi que selon R. GAULON et *al.* (1990), « la zone de failles d'Assoua ou Aswa (au sud-ouest Soudan) représente une transformante intracontinentale majeure reliant les deux branches occidentale et orientale du système de rifts africains ». Comme le réseau hydrographique actuel est en grande partie surimposé, sa forme est probablement héritée de celle du réseau qui s'était installé au début du Cénozoïque.

### 2. Incidences des accidents crétacés sur le milieu

On a vu que les placages gréseux de Gadzi-Carnot et d'Ouadda étaient les témoins de deux anciennes gouttières par lesquelles les matériaux érodés du Nord du craton congolais étaient entraînés durant le Crétacé inférieur au N-NW vers des fossés transversaux au continent africain. La limite Crétacé-Cénozoïque fut marquée par des événements tectoniques qui eurent pour conséquences, outre l'émersion du bassin de la Bénoué, le soulèvement de l'Adamaoua, des plateaux de Bouar-Bocaranga ainsi que du massif du Dar Chala. **Un léger basculement de la dorsale centrafricaine suffit alors pour assurer un renversement des axes de drainage.** C'est ce qui explique le parallélisme N.NW-S.SE des rivières de l'Ouest centrafricain : la Boumbé I coule dans l'axe de la Sangha, la Nana-Mambéré dans celui de la Motaba, la Lobaye dans celui du Tokélé-Ibenga, la Mpoko dans celui de l'Oubangui (cf. à ce sujet l'hypothèse de A.J. WAUTERS du 18 mars 1900 in Y. BOULVERT, 1985d). C. CENSIER (1989) explique l'incurvation S.SW de la Mambéré par la résistance à l'érosion de la formation glaciaire sous-jacente.

L'affaissement de la cuvette congolaise se révèle au sud de 3° 30' : une ride souligne la bordure méridionale du bassin oubanguien dont elle explique la dissymétrie des formes. Elle correspond à l'interfluve frontalier Congo-RCA et se prolonge au Zaïre sur l'interfluve Uele-Zaïre. Sans cette ride la Lobaye prolongerait son cours sud-est en empruntant le talweg Tokélé-Ibenga, plus direct vers l'Oubangui que son tracé actuel surimposé au travers du plateau de Boukoko.

Plus à l'est sur ce niveau charnière, entre 3° 30' et 5° N, s'est établi au Cénozoïque un réseau hydrographique drainant la portion méridionale de la dorsale oubanguienne à la surface centrafricaine. Ce réseau a profité des discontinuités structurales et surtout de la résistance différentielle à l'érosion des composants du substrat. **C'est ainsi que l'Oubangui présente un tracé contourné qui emprunte de préférence les secteurs déprimés karstiques**, même s'il doit entre temps surimposer son cours au travers de formations résistantes : grès-quartzites de Kembé, de Mobaye, série de la Yangana.

Ainsi que cela a été développé (cf. XIII) cette incision apparaît d'abord comme une entaille, secondairement comme un aplanissement imparfait : le piedmont oubanguien entrecoupé de reliefs résiduels mais sans buttes de cuirasses anciennes. Entre les rapides qui soulignent les seuils rocheux, le cours de l'Oubangui a pu être jalonné de lacs de régularisation. Ce pourrait être le cas de la plaine de Diguili, à l'est de Possel, à moins qu'il ne s'agisse d'un simple bras mort de l'Oubangui ou d'une large dépression karstique comme les dépressions marécageuses de la Mondjo et du Lumba qui couvrent plus de 500 km<sup>2</sup> au Zaïre.

### 3. Complexité des profils des rivières centrafricaines

L'établissement des profils en long des rivières centrafricaines lors de l'étude oro-hydrographique de RCA (Y. BOULVERT, 1987a) a montré que ces profils sont souvent composites avec une succession de portions concaves parfois très aplanies, séparées par des ressauts légèrement accidentés (rapides) ou brutaux (chutes), le tout soulignant l'opposition entre aplanissements, entailles et escarpements. Les exemples de la Nana à Dompta (ex fig. 12), de la Bolé (cf. fig. 30), de la Méa à l'ouest de Sibut (ex fig. 23), de la Mokou près d'Alindao (cf. fig. 52)... montrent le contraste entre les portions des vallées séniles et celles rajeunies par l'érosion. On observe tous les intermédiaires entre des aplanissements plus ou moins parfaits et des entailles plus ou moins accentuées. Ainsi les surfaces du Nord-Ouest centrafricain surélevées et peu étendues forment des aplanissements réguliers dans leur partie sud (cf. bassin supérieur de la Lim ou plateau de Bouar-Baboua), incisés et plus ou moins démantelés au nord (cf. bassins de la Lim moyenne et de la Pendé supérieure). L'aplanissement de la surface centrafricaine est régulier sur le plateau de Bossembélé et dans les bassins amonts : Fafa-Kouma-Ouaka. Il est surtout remarquable à l'extrémité est du pays le long de l'interfluve Congo-Nil : les bassins supérieurs Mbokou-Bita-Vovodo y apparaissent sur plus de 30 000 km<sup>2</sup> figés, séniles. Il n'en est pas de même sur la portion des surfaces qui longe le plateau gréseux d'Ouadda. En raison des contrecoups du soulèvement du massif de Dar Chala, la surface centrafricaine y est légèrement disloquée, disjointe, d'où l'incision de certaines vallées : Kotto supérieure, Kaouadja, Woulou, Papa, Douyou...

Le contraste entre les deux grands plateaux de grès mésozoïques a été souligné. Sur le plateau d'Ouadda les vallées peu incisées, souvent engorgées sont entrecoupées de simples ressauts (cf. site de Mouka). Les entailles ne s'y

observent guère qu'au long de l'escarpement périphérique ou sur le quart nord-est soulevé avec le massif du Dar Chala (cf. bassins Koumou et Pipi). Au travers des grès de Carnot, le réseau hydrographique NW-SE est profondément incisé dans la moitié nord soulevée par contrecoup avec l'Adamaoua et les plateaux de Bouar-Bocaranga. Au nord-ouest, le plateau gréseux est disséqué en lambeaux par la Mambéré et ses affluents Nana, Paya, Limba. Au nord-est la vallée de la Lobaye est incisée jusqu'au socle avec ses affluents Toubaye, Baye, tandis que le réseau secondaire, souvent vif, entrecoupé de rapides, reste localement perché avec des chutes parfois remarquables. Ce modelé est en voie de rajeunissement tout comme la vallée moyenne de la Lobaye, incisée par surimposition au travers du plateau de Boukoko.

Au sud-est de la surface centrafricaine, les grès-quartzites de Kembé-Nakando constituent des reliefs résiduels résistant à l'érosion ; le réseau secondaire y est incisé et actif, notamment au long de l'escarpement sud-est (cf. chute d'Abourou) au-dessus du plateau du Mbomou, tandis que le collecteur principal : la Kotto, apparaît rajeunie, coupée tout au long de rapides et parfois de chutes. Lors de la description du plateau du Mbomou, l'on a insisté sur l'accroissement de l'induration ferrugineuse du sud-ouest vers le nord-est. Parallèlement on relève à l'est de 24° E un certain rajeunissement du modelé, signe d'un rétablissement de l'équilibre isostatique. A l'ouest, le Mbari mais aussi le Moï, la Ngaua... ont atteint leur profil d'équilibre, ce qui n'est le cas ni du Chinko, de la Ouara, ni même du Mbomou au cours entrecoupé de roches et de rapides. Leurs affluents sont incisés de plusieurs dizaines de mètres au milieu des cuirasses secondaires de versants avec des vallons en V aigus parsemés d'éboulis, signes d'un rajeunissement lent de ce modelé figé par un cuirassement intense. A l'est de cet ensemble, le tracé de la Ouara est transversal et surimposé aux grès de Morkia, tandis que l'amont de ces formations est parsemé de dépressions karstiques, parmi lesquelles divaguent les eaux du Chinko (dans son cours moyen), de la Bita, de l'Ali, de la Bakalé...

Au nord du pays, le piedmont tchadien paraît à peu près stabilisé en dehors des quelques reliefs résiduels quartzitiques ou granitiques. Le remplissage des fossés de Doséo et du Salamat s'achève : l'Aouk somnolent ne parvient pas à évacuer le remblaiement apporté par les affluents de gauche en provenance de l'escarpement des Bongo et du Dar Chala, d'où les épanchages deltaïques de la Masaberta et du parc Saint-Floris. **La subsidence de ce bassin se fait encore sentir** sur le secteur d'ennoyage du socle entre Ouham et Gribingui (Fig. 40-42) et surtout au Tchad voisin : **dépression du Mandoul.**

Ainsi, **le réseau hydrographique centrafricain peut être subdivisé en trois secteurs : celui accidenté, rajeuni des escarpements, entailles et reliefs résiduels, celui proche de l'équilibre et celui engorgé, sénile des aplanissements.** La forme, l'aspect du réseau hydrographique est largement conditionné par la tectonique et aussi par la lithologie en raison de l'érosion différentielle. Corrélativement à la subsidence des cuvettes congolaise, tchadienne, et nilotique (dépression du Bahr-el-Ghazal), il apparaît nécessaire en vue du rétablissement de l'équilibre isostatique, de faire la part d'un certain **soulèvement de la dorsale centrafricaine.** Il se ferait sentir à l'est **autour du massif du Dar Chala, légèrement dans le Mbomou (entre Rafaï et Zémio) et, d'une façon qui peut paraître surprenante, à l'ouest d'une ligne Paoua-Mbaiki,** aussi bien sur les aplanissements déchiquetés des plateaux du Nord-Ouest et de ceux de la surface centrafricaine qu'au travers du plateau gréseux de Gadzi-Carnot.

## LES APLANISSEMENTS CENTRAFRICAINS ET LEUR CONTEXTE

### 1. Contexte régional des aplanissements centrafricains

La description régionale achevée, il importe d'en dégager une vue d'ensemble et de la replacer dans son contexte. Faute de place (cf. *ex chap. II et III*) pour rappeler les études consacrées en Afrique aux aplanissements et au cuirassement, seuls quelques repères seront évoqués sur ce sujet.

**En Afrique centrale et orientale** les auteurs ont surtout privilégié l'**explication des aplanissements par succession de cycles érosifs**, dont ils ont parfois multiplié le nombre, au Zaïre notamment (cf. P. JONGEN 1957 à 1968). L.C. KING (1951-1967), chef de file de cette tendance, adopte la conception de l'évolution des reliefs par recul des versants parallèlement à eux-mêmes : pédiplanation. Il distingue ainsi la surface de Gondwana (Jurassique) dominant la surface fondamentale : Africaine I (début Tertiaire), suivie de deux cycles fin Tertiaire. Cet auteur admet d'ailleurs que la rupture des continents serait à l'origine de la formation de la surface africaine.

A l'inverse, N.N. OLEJNIKOV (1957) insiste sur les **remaniements tectoniques** : la cuvette congolaise lui apparaît comme la conséquence d'un tel affaissement. Les idées de KING ont été adoptées en Afrique occidentale par P. MICHEL (1973-1976) et au Cameroun par P. SÉGALEN (1967). On a vu que ce dernier distingue la surface gondwaniennne ou jurassique de Minim-Martap, 1 200 à 1 400 m, celle de Meiganga, 1 000 à 1 200 m, post-gondwaniennne ou crétacée, tandis que la surface intérieure, entre 600 et 800 m, Africaine I ou éocène, surmonte une dernière surface Africaine II ou pliocène, dont le niveau de base est fourni par la cuvette congolaise. Cet auteur estime que l'explication de ces surfaces étagées ne peut être trouvée dans la tectonique, les failles connues au Cameroun ne correspondant pas aux escarpements observés. Au Tchad, les auteurs se sont surtout préoccupés des sédimentations successives (cf. J. PIAS 1967-1970). Tout en récusant L.C. KING, G. GRANDIN (1976) considère comme d'origine climatique le développement des surfaces et des systèmes d'aplanissement, tout autant que le cuirassement et le démantèlement de ces aplanissements, les mouvements tectoniques ne sont aucunement nécessaires, ils n'ont pas d'effet inducteur.

La géomorphologie centrafricaine n'ayant guère donné lieu à des études spécialisées, P. BIROT (1970) se contente d'écrire : « nos connaissances sont très vagues en ce qui concerne les marges est et nord de la cuvette congolaise ». La plupart des auteurs évoquent seulement la **vaste pénéplaine centrafricaine**, cf. J.L. MESTRAUD (1953-1982), P. QUANTIN (1965), C. PRIOUL (1970) ; ce dernier toutefois ajoute : « ce pays ressemble à une selle ». D'autres parlent de **plateaux** : cf. C. MAISTRE (1895), G. BRUEL (1930), B. BORGNEZ (1935) ou R. SILLANS (1958). Seul, dès 1909, le commandant LENFANT évoque « le nœud

orographique du Yadé... la succession de paliers et d'escarpements qui le constituent ». Par la suite, J. DRESCH (1946-1950) aborde également la question des **niveaux étagés** : « on peut supposer que les crêtes allongées ou plateaux sommitaux représentent les témoins des plus vieilles surfaces, surtout prékar-roo ou prékalahari, que les immenses plates-formes en contrebas représentent la surface dite miocène, que les très larges vallées emboîtées représentent enfin la surface fin Tertiaire... ».

## 2. Liaison aplanissements-cuirassement

En Centrafrique, il est essentiel de **souligner la liaison étroite entre cuirassement ferrugineux et aplanissements** et, inversement, entre absence d'induration et escarpements ou entailles. Il apparaît ainsi que l'on peut suivre les limites des surfaces d'aplanissement par les corniches cuirassées surplombant les entailles ou escarpements en partant des plus spectaculaires : Boali, Bouar... De la même façon, la base d'un escarpement est délimitée par la limite supérieure du glaciis cuirassé de piedmont, ce dernier soulignant le passage à l'aplanissement inférieur, cf. fossé de Bozoum (X.2), bassin de la Nana (VIII.1). Un escarpement peut être différencié : au sud de Baboua, il est à deux niveaux avec replat intermédiaire (cf. IX.5). La piste Bocaranga-Baibokoum montre qu'un escarpement peut être encore plus complexe avec plusieurs replats éventuellement cuirassés (cf. IX.5 et 6). D'ailleurs, un interfluve secondaire, séparant les bassins amont de deux rivières différentes qui entaillent le même escarpement, peut correspondre à un glaciis induré incliné servant de **plan de raccordement entre deux aplanissements**, ce qui complique d'autant leur différenciation. C'est le cas (cf. IX.3) entre les surfaces 1 000 et 1 200 m qui se rattachent à un même ensemble.

Outre l'induration, on repère également les bordures des aplanissements, lorsque les portions des rivières peu incisées, engorgées, séniles font place à des tronçons rajeunis avec chutes, rapides mais aussi au réseau hydrographique dendritique des entailles (cf. fig. 52). Ces différences de modelé aident à délimiter les bordures d'aplanissement, les escarpements spectaculaires restant localisés. En les suivant de part et d'autre, on constate que les escarpements peuvent faire place à de simples entailles ; parfois les différences topographiques entre aplanissements deviennent minimales sinon inexistantes. N'a-t-on pas affaire dans ce cas au même aplanissement non plus disjoint, déboîté mais seulement gauchi, affaissé ? C'est le cas entre surface centrafricaine et piedmont tchadien au sud de l'Ouham, alors que ces deux aplanissements sont séparés de 2 à 500 m de part et d'autre de l'escarpement des Bongo et du massif du Dar Chala. Dans ce cas, les séparer par une limite paraît artificiel, subjectif (cf. X.1).

D'après ce que l'on peut estimer de l'évolution paléoclimatique du Centrafrique, il semble que l'induration, occultée sinon démantelée lors d'une période très humide (oligo-miocène), se serait reconstituée lors d'un retour à un régime tropical à saisons alternées : cuirasses pliocènes du type « haut-glaciis ». Au nord, la plaine correspondant au remplissage alluvial du bassin tchadien (formations néo-tchadiennes) n'est pas indurée en dehors du soubassement de quelques mares de décantation et des lakéré de battement de nappe sur les bordures. L'induration de ces carapaces ne peut être que récente : Quaternaire. On a vu enfin qu'en dehors de ces cas particuliers, les types de cuirasses reconnus en Centrafrique ne correspondent ni à des niveaux altitudinaux ni à des aplanissements caractérisés.

### 3. Liaisons aplanissements-tectonique

Des descriptions régionales qui précèdent, il résulte que le seuil qui sépare le bassin congolais des bassins tchadien et nilotique correspond sur le bouclier ou dorsale centrafricaine à un aplanissement dénommé « surface centrafricaine » qui s'étend sur plus de deux mille kilomètres du Cameroun vers le Nord-Est Zaïre. On en retrouve d'ailleurs des lambeaux au sud de la boucle de l'Oubangui (cf. XIII.1). Cet aplanissement nivèle les matériaux de remplissage de deux gouttières du Crétacé inférieur à moyen (cf. XV.3), correspondant de nos jours aux plateaux gréseux de Gadzi-Carnot et de Mouka-Ouadda. Il est donc au moins post-Crétacé-moyen, tandis que la surface de contact grès-socle, enterrée sous ces dépôts serait post-gondwanienne ou jurassique. De nos jours, elle ne peut être perçue que sur le pourtour du plateau ou par forages. Irrégulière et altérée, elle correspond souvent à un niveau de sources.

Plus ou moins gondolée et ensellée au centre au-dessous de 550 m, la surface centrafricaine se redresse sur les bordures au niveau 950, aussi bien à l'est en s'appuyant sur le massif du Dar Chala, qu'à l'ouest au contact avec le plateau de Bouar avec lequel elle communique par le seuil de Wen-Kolo (IX.5). Deux piedmonts sur socle encadrent cet aplanissement. Au nord, le piedmont tchadien, voisin de 400 m, est, (cf. XI.4), légèrement affaissé au centre par rapport à la surface centrafricaine, mais largement dominé à l'ouest par le plateau de Bouar, au-dessus du fossé de Bozoum et à l'est par l'escarpement des Bongo et le massif du Dar Chala. Quant au piedmont oubanguien, on suit assez bien sa limite avec la surface centrafricaine depuis les chutes de Ouango sur le Mbomou jusqu'à l'escarpement de Mbaiki. Il apparaît, en fait, comme une entaille imparfaite à l'intérieur de la surface centrafricaine dont, rappelons-le, des lambeaux se retrouvent au Zaïre. D'ailleurs le plateau gréseux de Gadzi-Carnot, doucement incliné vers le sud-est, fait place, sans piedmont intermédiaire, aux alluvions de la cuvette congolaise.

Les plateaux de Bouar-Baboua surplombent, de près de 300 m, aussi bien la surface centrafricaine dans les bassins Nana-Mambéré que le fossé de Bozoum et donc le piedmont tchadien mais cet escarpement s'adoucit progressivement au nord dans le bassin de la Pendé et au sud-ouest vers le Cameroun, la différence devenant insignifiante par le seuil de Wen-Kolo avec le plateau gréseux de Gadzi. De même, l'entaille de la surface de la Lim-Bocaranga ou 1 200 m, vive dans les secteurs d'attaque des rivières Nana, Ouham, Pendé devient insensible au niveau des glacis de raccordement séparant ces bassins comme il vient d'être dit.

Ainsi le schéma du recul des versants parallèlement à eux-mêmes développé par L.C. KING (1951-1967) ne paraît pas général. On ne l'observe en Centrafrique que sur de courtes distances même dans le matériau assez homogène des escarpements gréseux. Fortement influencée par le contexte structural, **la morphologie actuelle est la résultante de la dislocation et du basculement du bouclier centrafricain, contrecoup des accidents qui se sont produits lors de l'ouverture de l'Atlantique Sud** (cf. XV.3). Les divers « panneaux » territoriaux qui résultent de cette dislocation ont pu être gondolés, déboîtés, déjetés... La surface centrafricaine, bordure septentrionale du bassin congolais, apparaît encadrée de fracturations à l'échelle continentale (Iakéline, Bozoum, Ouanda-Djallé) ou même de fossés (Mbéré, Doba, Doséo, Salamat, Abu Gabra). Dès 1960, G. ROUGERIE, décrivant les paysages ivoiriens, évoquait une origine structurale : « à l'est du Fouta-Djalon plusieurs panneaux inégalement basculés... » Plus loin il ajoutait : « ce



Inversement, l'escarpement de Motao constitue la limite septentrionale des forêts denses sempervirentes à *Gilbertiodendron dewevrei*, de même que l'escarpement de Boali-Bozo suit approximativement la limite des domaines guinéen et soudano-guinéen. Sur les lithosols de ces escarpements, les réserves hydriques sont minimales, on peut y rencontrer des **reliques paléo-climatiques** tels des bosquets médio-soudaniens dans un contexte soudano-guinéen. Enfin, dans le cas de milieux contrastés, relativement à l'induration ou à l'engorgement des sols, la géomorphologie peut directement influencer la physionomie de la végétation. C'est le cas des crypto-karsts ou des secteurs d'envolement du socle sous les alluvions tchadiennes.

## 2. Influence de la géomorphologie sur la répartition des sols

**La distribution des sols centrafricains est directement liée à l'opposition géomorphologique entre les aplanissements et les escarpements** ou entailles. Aux aplanissements figés, souvent mal drainés, sont liées les indurations ferrugineuses et l'hydromorphie des sols. Inversement, incisions et entailles érodent les sols, dégagent les affleurements rocheux et, à côté de la kaolinite omniprésente, les minéraux altérables : illite ou interstratifiés. Les rares sols à smectites n'ont été observés que dans les entailles sur roches basiques (vertisols lithomorphes) ou sur les alluvions qui en dérivent (vertisols topomorphes).

**La morphologie des sols peut aider à la caractérisation du substrat.** Par exemple, la couleur des sols très pâle sur les sols les plus acides, l'est progressivement moins en passant des granites aux migmatites. Sans parler de la couleur et de la morphologie caractéristique des sols vertiques, une intercalation de sols très vivement colorés peut permettre de déceler une intrusion basique. On peut l'opposer à la morphologie sableuse, à réseau hydrographique très lâche, celle du démantèlement des Goz aussi bien que celle des larges interfluves polyconvexes des « koro » cénozoïques ou des grès mésozoïques.

## 3. Liaisons de la géomorphologie avec le substrat géologique

### a. Liaisons reconnues

Il n'est pas possible de reprendre ici l'étude détaillée sur « le substrat géologique et les types de modelé correspondants » (Y. BOULVERT, 1982d). La description régionale a suffisamment montré que, dans ce pays à affleurements réduits, les limites entre systèmes ou séries géologiques sont souvent fondées sur des critères morphologiques. La délimitation du complexe amphibolo-pyroxénique du Mbomou, de la série de Kouki, de celle de Dialinga, repose ainsi sur leur morphologie cuirassée.

A petite échelle, les secteurs granitiques se reconnaissent par des affleurements suffisamment importants : dômes de flancs ou inselbergs, les dos de baleine ne pouvant être perçus qu'à grande échelle. Le modelé y est souvent mou : interfluves polyconvexes peu marqués, dépressions concaves peu accusées, souvent mal drainées. Un liseré de lakéré en fer à cheval encadre les têtes de sources (cf. Bamingui, Nana Barya). Sur les photographies aériennes les affleurements de charnockites s'en différencient par un aspect particulier blanc, tacheté de gris clair : émergeant difficilement de leurs manteaux d'altérite ; les buttes cannelées striées dans le sens de l'allongement et recoupées de diaclases dans les directions conjuguées, ne sont jamais très élevées.

Les reliefs résiduels quartzitiques se distinguent par leurs barres allongées de type appalachien aux formes souvent contournées avec des virgations, des rebroussements (cf. massif du Dar Chala, de Bangbali ou Kaga Hellé dans le Bamingui). A l'intérieur du « système de la Bangui-Ketté », J.L. MESTRAUD (1952) avait distingué une série (de Mobaye) à quartzites mica-cés dominants et une série (d'Atta) à micaschistes dominants. Le plus souvent les quartzites sont inextricablement liés à des micaschistes. Seule l'analyse morphologique des paysages permet de préciser la lithologie de ces subdivisions. Ainsi, dans les secteurs les plus aplanis, l'absence de reliefs résiduels, l'intensité du cuirassement et surtout son aspect en bandes orientées, soulignées par des lakéré en lanières, suggèrent un substrat schisteux. C'est le cas autour de Pouloubou pour la série d'Atta mais également de part et d'autre de la Kotto pour le « facies de Kalaga » des « quartzites de Madongué ». Inversement une induration réduite et la présence de dômes résiduels correspondent à une prédominance de quartzites (cf. facies Côte des Singes de ces mêmes quartzites). Dans les entailles et secteurs accidentés, ces deux constituants se distinguent par leurs différences de résistance à l'érosion. Ainsi, de part et d'autre de la Ouaka, de grandes barres quartzitiques dominant tout d'abord. Elles font place en aval à un paysage disséqué par un réseau hydrographique dense sur micaschistes. Quand ces constituants sont étroitement imbriqués (cf. séries de Kocho, de Yangana), les crêtes quartzitiques se relaient parallèlement les unes aux autres en alternance avec des dépressions dont le réseau hydrographique est de type dendritique : micaschistes.

Les grès-quartzites se différencient par un modelé en dômes allongés, beaucoup moins effilés (cf. séries de Morkia, ou système de la Basse Kotto). Dans ce dernier système, le CEA distingue les grès-quartzites de Kembé-Nakando avec des intercalations de pélites, surmontant la série de Bougboulou à dominante pélitique et intercalations de grès-quartzites. De cette morphologie complexe, dominée par des reliefs résiduels quartzitiques, les pélites correspondant à des replats plus ou moins cuirassés, il résulte que le contact avec le modelé cuirassé, masquant le complexe amphibolo-pyroxénique du Mbomou n'est pas aussi tranché et rectiligne que celui des premières représentations cartographiques de J.L. MESTRAUD (1953).

#### *b. Problèmes posés par les études morphologiques*

Les études cartographiques à moyenne échelle accompagnées d'examen détaillés sur les secteurs clefs, ont permis d'acquérir une connaissance assez approfondie de ces **critères de reconnaissance morphologique**. **On a ainsi pu tenter une caractérisation lithologique de secteurs non ou mal cartographiés à ce jour**, en restant dans le cadre du milieu naturel centrafricain au-delà duquel ces critères risqueraient rapidement de n'être plus valables. On a ainsi vu (cf. X.8) que l'extension admise à ce jour du Continental Terminal devait être notablement réduite en Centrafrique. De même, l'interprétation géologique de la feuille Crampel-Est, non reconnue en 1964, a pu être présentée par photo-interprétation et recoupements de terrain (cf. II.4 et 5).

En dehors de sites exceptionnels comme le massif de Dar Chala, rares en 1964 (cf. carte J.L. MESTRAUD) étaient les secteurs où des failles avaient pu être décelées sur le terrain. La découverte en 1973 des premières images Landsat fut une sorte de révélation. Un relevé des linéaments (situation, longueur, orientation) fut effectué. Dans « Topologie ertsienne du Centrafrique » (1977-1978), nous notions : « sur un vieux socle précambrien réputé stable, les linéaments apparaissent en très grand nombre et le socle couturé de cica-

trices ». Certes les directions linéamentaires intègrent celles des fracturations, des anciens plissements, de la schistosité... Sur ce territoire de 620 000 km<sup>2</sup> la longueur de linéaments relevés était de 55 150 km soit 1 100 km par degré carré ou 90 m/km<sup>2</sup>.

Il est à souligner que **les linéaments s'observent sur tout le territoire. Sur les plateaux gréseux** de Gadzi-Carnot et de Mouka-Ouadda, on retrouve le prolongement des directions linéamentaires relevées sur le socle, **preuve d'un rejeu post-crétacé des directions précambriennes de fracturation**. En outre, des orientations linéamentaires sont relevées dans les secteurs rattachés alors au **Continental Terminal et même aux formations alluviales** néo-tchadiennes, signes de la faible épaisseur de ces dépôts.

C'est ainsi que fut révélée **l'importance du faisceau de failles de Bozoum**. Il apparaît légèrement curviligne : sa direction N 50° E à l'ouest sur Bozoum, s'infléchit à N 60° E au centre sur Miaméré-Grivai Pamia-Parc Saint-Floris jusqu'à 70° E sur Ouadda, Ouandja, Raméla à l'est. Ce faisceau se reliait ainsi aux accidents décrits par R. DELAFOSSE (1960b) dans le Nord-Est du pays, ses prolongements étant décelés sur ce qui était alors cartographié en Continental Terminal sur les feuilles Batangafo, Grivai Pamia, Ndélé. Développant ces observations, M. CORNACCHIA (1980) devait montrer qu'il s'agissait d'une structure majeure à l'échelle africaine ; il en estime le rejet horizontal à 40 km.

Confrontant l'interprétation des images-satellite à la photo-interprétation, il nous apparut (Y. BOULVERT, 1977d), comme à B. LABROUSSE (1978) que si « **les photographies aériennes reflètent la structure superficielle, les images ERTS intègrent les structures profondes** ». Elles donnent du recul et permettent de repérer les grands ensembles. De nombreuses structures circulaires ou curvilignes furent mises en évidence. Celle de l'Est de Dékoa (Fig. 12) si nette sur les photographies aériennes, ne ressort pas sur les images Landsat. Inversement, au sud de Kaga Bandoro, le rebroussement d'une grande barre quartzitique, paraît sur ces images se mouler sur une structure curviligne profonde. De même, un ensemble de petites failles, décalées les unes par rapport aux autres sur les photographies aériennes peut se révéler relié à la même direction linéamentaire.

Ainsi mis en évidence, le réseau linéamentaire s'avère d'une grande importance géomorphologique. Le tracé du réseau hydrographique centrafricain lui est en bonne part lié. Il permet également de comprendre la disposition, les contours du modelé centrafricain avec ses aplanissements, ses entailles.

On a vu que, sur des critères pédologiques et surtout morphologiques, il a été possible de montrer que des crypto-karsts, correspondant à des formations carbonatées ou dolomitiques, pouvaient s'étendre sur près de 18 000 km<sup>2</sup> dans le bassin oubanguien aussi bien sur la surface centrafricaine (cf. III.1, 5.5, 2, 6, 4) que sur le piedmont oubanguien (cf. XIII.2). Il apparaît que nos connaissances sur la géologie centrafricaine restent imparfaites. Les études géomorphologiques ont permis de soulever certains problèmes. Des forages suffisamment profonds seraient nécessaires pour vérifier certaines hypothèses émises. On ne peut que regretter que la multiplication des forages d'hydraulique villageoise ait été si peu utilisée à cet égard.

## 5. Place géologique et géomorphologique du Centrafrique en Afrique centrale

En 1977, la CGMW et l'UNESCO ont publié la feuille (2) Afrique-Centre-Nord de la carte géologique internationale d'Afrique. Sur cet état des connaissances (cf. Fig. 1), on relève l'hétérogénéité des acquis et leur disparité d'un pays à l'autre, d'où l'intérêt de telles synthèses pour essayer d'homogénéiser nos connaissances.

La géochronologie reste encore incertaine : les séries précambriennes y sont encore classées A et B, C et B, D et C et même PX (« roches métamorphiques d'âge indéterminé Précambrien ou Paléozoïque ») ou PX(A) (« Précambrien indéterminé rajeuni à 500-600 MA ») mais on peut espérer que la géochronologie fasse des progrès et que ces séries précambriennes puissent être classées avec précision (cf. J.L. POIDEVIN, 1991). Par rapport aux cartes précédentes (cf. carte tectonique de l'Afrique, 1971), le réseau des fracturations ayant rejoint au Crétacé s'étend désormais à travers l'Afrique centrale du Cameroun jusqu'au Soudan. On a vu qu'il explique une bonne partie de l'actuelle morphologie du Centrafrique.

La stratigraphie des formations sédimentaires mésozoïques et cénozoïques est encore imprécise : cf. grès nubiens. Le travail, réalisé par Cl. CENSIER (1989) sur les grès de Carnot, doit être étendu aux grès d'Ouadda, mais aussi sur leur extension congolaise afin de préciser ses rapports avec les sables batéké du Congo et les dépôts de la cuvette zaïroise. En Centrafrique, la formation de Carnot est bien crétacée et son recouvrement cénozoïque n'a pu être démontré (les « sables de Bambio » n'en sont pas différenciés stratigraphiquement). Les auteurs (J. LEPERSONNE et *al.*, 1974) de la carte géologique du Zaïre conviennent que leur **représentation cartographique de la cuvette congolaise est schématique et conventionnelle**. En effet, des formations mésozoïques ont pu être datées localement dans des fonds de vallées par des fossiles ; elles sont « généralement masquées par un manteau de terrains cénozoïques non datés... Tenant compte de ces faits et en l'absence de levés d'une densité suffisante, on a représenté conventionnellement le fond des vallées en Mésozoïque et tout le reste de la surface en Pliocène et Pléistocène ». On peut ajouter que le Crétacé inférieur (K1) apparaît sur la rive droite du Zaïre, le Crétacé moyen (K2) sur sa rive gauche ! « La distinction entre Holocène (A2) et Plio-Pleistocène (N<sub>2</sub>-Q<sub>1</sub>) est elle-même plus ou moins arbitraire : on n'a représenté en Holocène que les surfaces suffisamment vastes, compte-tenu de l'échelle de la carte, occupées par des alluvions encore partiellement ou complètement inondées ». Rappelons (cf. XIII.2, 4) que ces alluvions holocènes nous paraissent avoir été exagérément étendues dans les bassins de l'Oubangui et de la Sangha où l'examen de la carte IGN à 1 000 000 permet de déceler une extension de la morphologie crypto-karstique au long de ces deux grandes vallées.

Un travail de révision de l'extension du Continental Terminal, similaire à celui esquissé en Centrafrique, devrait être réalisé au Tchad. En effet, sur la carte géologique de ce pays (J.P. WOLFF 1964), reprise dans les synthèses africaines, les formations du **Continental Terminal recouvrent près de 75 000 km<sup>2</sup>**, l'équivalent de 6 degrés-carrés. En première approximation **cette extension devrait être divisée** par deux ou trois, en réinterprétant les cartes pédologiques et géologiques du Tchad à 1/1 000 000 (J. PIAS 1967b-1970) à la lumière des études pédologiques ORSTOM à moyenne échelle (C. MARIUS et J. BARBERY, 1964-1967 ; G. Bouteyre, 1965 ; G. BOCQUIER et J. BARBERY, 1968 ; P. AUDRY et P. POISOT, 1969 ; C. CHEVERRY et M. FROMAGET, 1970 ; J.F. VIZIER et M. FROMAGET, 1970).

Tout comme en Centrafrique, les dépôts du Continental Terminal sont peu épais : quelques dizaines de mètres au plus sous les interfluves des koros sableux. Ils ne dépassent la centaine de mètres qu'au-dessus des fossés d'effondrements mis en évidence par les géophysiciens (cf. XV.5) autour de Doba et de Baké (8° 08'-16° 55')-Biraou. Dès le début du siècle, les missions d'exploration avaient montré que le socle était en général proche de la surface : des seuils rocheux se succèdent tout au long du Gribingui. Des îlots résiduels granitiques sont connus autour de Niellim (9° 41'-17° 48') mais aussi sur Fianga (9° 39'-15° 44', 9° 24'-15° 16', 9° 37'-15° 02'), sur Moundou (8° 04'-16° 22') et sur Maro-Moussafoyo (8° 32'-18° 43').

Ph. WACRENIER (1953-1961) avait identifié trois niveaux dans le Continental Terminal tchadien. La série inférieure comprenant des grès ferrugineux, des sables beiges avec cuirasses fossiles et niveaux d'argilites n'a malheureusement pas été délimitée cartographiquement. Les grès ferrugineux de Pala ont été décrits (autour de 9° 22'-14° 55') sur la bordure occidentale de la cuvette. Entre les fosses de Doba et de Baké, les travaux géophysiques (P. LOUIS, 1970) avaient révélé l'existence d'un horst au niveau d'affleurement des **grès de Bébo** (8° 18'-19° 49'). Ces grès **mériteraient une étude** car ils semblent constituer un des rares **témoins émergés des dépôts de remplissage de ces fossés** ; ils devraient être comparés aux grès mésozoïques centrafricains. Selon G. BOUTEYRE et al. (1964), qui les avaient rattachés au Continental Intercalaire, ce sont des grès blancs fluviaux à stratifications entrecroisées : « ils se composent de lits alternés de sables moyens et de graviers de quartz très émoussés qui peuvent avoir jusqu'à 3 cm de diamètre... des marmites témoignent d'une érosion torrentielle inactuelle. Les grès sont affectés par un pendage 10gr E. On les suit de Bébo jusqu'aux bords de la Pendé... ».

La série moyenne des sables rouges est aisée à délimiter en raison de sa morphologie (larges interfluves sans réseau hydrographique) et de ses sols (sols ferrallitiques fossiles dont la couleur rouge tranche avec les sols ferrugineux tropicaux environnants) ; ces « koros » s'étendent sur près de 25 000 km<sup>2</sup> en encadrant les deux dépressions ou vallées de Doba et du Logone ainsi que de l'Ouham-Mandoul. Ils s'étendent en arc de cercle (Pala-Moundou-Goré-Moissala) sur le pourtour de la cuvette et suivant un axe ouest-est sur le 9<sup>e</sup> parallèle (Pala-Koumra-Singako).

La série supérieure cuirassée est également mal caractérisée. On observe certes des cuirasses sur matériaux dérivant du Continental Terminal en lisière des koros (cf. autour de 8° 50'-16° 30') mais il existe également des cuirasses de piedmont sur socle : autour des reliefs granitiques de Baibokoum jusqu'à Goré et Bédam (8° 01'-16° 19') ainsi que le long de la frontière camerounaise, de même autour de Niellim (vers 9° 37'-17° 45'). Au nord du 8<sup>e</sup> parallèle, sur la frontière tchadienne (entre Grande et Petite Sido), on observe le prolongement vers le nord de l'envoyage progressif du socle sous les alluvions tchadiennes : des liserés en auréoles y encadrent des témoins du socle. Il faudrait refaire une photo-interprétation systématique de ces cuirasses : si l'on y décèle des orientations structurales, ces cuirasses doivent être rattachées au socle et non au Continental Terminal.

Reliant tous les sols ferrallitiques au Continental Terminal (koros), les pédologues différencient les sols ferrugineux tropicaux suivant le matériau qui pour les uns (G. BOUTEYRE) est « remanié des koros » ou pour les autres (P. AUDRY, J. VIZIER) « dérivé du Continental Terminal ». De même, parmi les sols hydromorphes, ils distinguent ceux sur alluvions, argiles à nodules calcaires mais aussi sur « matériaux dérivés du Continental Terminal » (P. AUDRY,

J. VIZIER). **Ces sols subactuels nous paraissent correspondre aux formations remaniées et alluvions néo-tchadiennes ; ils sont quaternaires et non cénozoïques.**

Pour J. PIAS (1970), la fin des dépôts du Continental Terminal se traduit par la « surface bauxitique résiduelle de Koro ». Deux sites de cette région sont en effet dominés par une petite butte de cuirasse bauxitique : Koro (9° 07'-16° 40') et Bégangber (8° 09'-16° 09' 30"). Selon G. BOUTEYRE (1965), ce sont les « ultimes témoins d'une pédogénèse intense qui aurait marqué la fin du Continental Terminal ». J. PIAS compte « une surface bauxitique, au moins deux surfaces ferrallitiques et une surface de cuirasse ferrugineuse. La première la plus ancienne, la surface bauxitique de Koro s'est formée sur les dépôts les plus récents du Continental Terminal (série paléo-tchadienne supérieure) ». On considère pourtant généralement en Afrique centrale, ainsi qu'en Afrique de l'Ouest, que les témoins bauxitiques sont Eocène, c'est le cas pour les buttes gréseuses du Nord-Ouest de Ndélé (cf. VI.7, 2 ou XI.3), tout comme pour les basaltes de l'Adamaoua. Comme les cuirasses du Nord Centrafrique, **les buttes de Koro et Bégangber nous font penser à des îlots témoins de cuirasse ancienne sur socle ennoyé sous des dépôts fluviatiles du Continental Terminal.** Cette hypothèse mériterait d'être examinée sur le terrain, notamment à Bégangber qui ne se trouve qu'à 8 km de distance « d'arènes cristallines » du socle.

**Les sédiments continentaux se succèdent en Afrique** depuis des temps immémoriaux, en raison de la résistance à l'altération du squelette quartzueux : dépôts détritiques du Précambrien supérieur, produits de destruction de la chaîne panafricaine, dépôts glaciaires paléozoïques, puis fluviatiles mésozoïques, épandages du Continental Terminal, alluvions anciennes, subactuelles et récentes des cuvettes tchadienne ou congolaise. **A chaque période tout se passe comme si le stock précédent était démantelé, repris et transporté.**

## CONCLUSIONS

Au terme de cette présentation, le Centrafrique apparaît essentiellement comme un bouclier précambrien érodé ayant subi une **très longue histoire continentale**. Aucun témoin marin n'y est connu depuis les bouleversements de la fin du Précambrien : zone mobile ou chaîne panafricaine. **Le stock de matériel détritique accumulé alors, a été repris plusieurs fois** dans des contextes variés liés à la dérive des continents : formation glaciaire de la Mambéré au Paléozoïque, climat aride sinon désertique au Trias-Jurassique, plus humide au Mésozoïque et Cénozoïque : épandages détritiques de Gadzi-Carnot et de Mouka-Ouadda au Crétacé inférieur, ouverture et remplissage continental des fossés tectoniques de la Mbéré, de Doba, de Doséo et du Salamat au Crétacé moyen et supérieur, environnement continental des lignites et phosphates de Bakouma à l'Eocène, épandages détritiques des sables rouges du Continental Terminal à l'Oligo-Miocène....

La monotonie apparente de la « **pénéplaine oubanguienne** » doit être relativisée. On relève **l'opposition entre deux types de milieu**. **L'un aplani**, en dehors de quelques reliefs résiduels, est souvent **figé** par le cuirassement ; les cours d'eau, ayant atteint leur profil d'équilibre, y divergent dans une vallée alluviale. **L'autre est incisé, rajeuni**, avec des cours d'eau ramifiés, encaissés, entrecoupés de chutes et rapides ; l'érosion y dégage des affleurements rocheux (dômes de flancs ou simples dos de baleine sur granite) ou à défaut des altérites riches en minéraux altérables. L'importance de l'érosion différentielle est à souligner (cf. massif du Dar Chala), de même les contrastes des versants (cf. interfluve Congo-Nil).

En première approximation, **on peut distinguer plusieurs surfaces d'aplanissements** : surface de la Lim-Bocaranga (ou 1 200 m), de Bouar-Baboua (1 000 m), surface centrafricaine (700-550 m), puis piedmonts oubanguien ou tchadien (450-350 m). Il ne faut pas voir des marches d'escalier dans ces aplanissements, souvent gondolés, parfois déboîtés. La surface centrafricaine correspond ainsi à un ensellement, affaissé un peu au-dessous de 550 m dans sa partie centrale entre Kémo et Gribingui. Elle se redresse progressivement sur les bords à 700 m à la source du Mbomou au sud-est, 1 000 m à celle de la Kotto au nord-est. Vers l'ouest, une altitude comparable se retrouve au niveau du seuil de Wen-Kolo qui la relie à la surface de Bouar-Baboua. L'étude morphologique des plateaux du Nord-Ouest centrafricain a montré que s'ils évoluent, à la suite de fracturations, gauchissements, basculements, en deux aplanissements différenciés : surfaces de la Lim-Bocaranga et de Bouar-Baboua, ils appartiennent en fait à un **même ensemble relié par des « plans inclinés de raccordement »**.

L'on ne vérifie guère en Centrafrique, l'hypothèse de L.C. KING du recul des versants parallèlement à eux-mêmes ; en revanche **le rôle des fracturations paraît essentiel dans la différenciation des aplanissements**. Ainsi, le faisceau de failles de Bozoum-Ndélé-Ouandja Djallé guide la diffé-

renciation entre surface centrafricaine et piedmont tchadien. L'altitude de ce dernier restant comprise entre 500 et 400 m, on comprend que son raccord avec la surface centrafricaine soit insensible dans la partie centrale où il apparaît comme un simple gauchissement ou affaissement et qu'en revanche, avec le jeu des fracturations, les rejets soient importants au nord-est dans le massif du Dar Chala et au sud-ouest dans le fossé d'effondrement de Bozoum. L'histoire géologique de l'Afrique centrale montre que les derniers grands basculements s'y sont produits à la charnière du Mésozoïque et du Cénozoïque. D'importantes fracturations ont dirigé alors la mise en place des divers compartiments du socle, celle également du réseau hydrographique, laissant ensuite agir l'érosion différentielle en fonction de la lithologie et des directions structurales. Divers aplanissements ont pu ensuite au Cénozoïque être fossilisés par un cuirassement contemporain.

Une caractéristique essentielle de la géomorphologie centrafricaine résulte de la généralisation de l'induration ferrugineuse en liaison avec la latitude et un climat soudano-guinéen à deux saisons tranchées. L'induration au sens large (renfermant selon un degré d'induration décroissant des cuirasses, carapaces, nappes de gravats à nodules ferrugineux très développées sur le bouclier centrafricain), décroît progressivement sur les piedmonts et disparaît dans les cuvettes tchadienne, nilotique et congolaise. Le modelé en glacis cuirassés est généralisé dans les savanes centrafricaines jusqu'au contact avec la forêt dense humide et même au-delà (forêts du Mbomou et de Bilolo). Ce cuirassement est essentiellement ferrugineux, parfois aluminoferrugineux, très exceptionnellement bauxitique. Le modelé tropical humide dit « en demi-oranges » n'apparaît guère qu'à l'extrémité sud-ouest du pays, sur la frontière camerounaise.

Ces cuirasses sont d'âges différents. On distingue de vieilles cuirasses, sans quartz, à hématite, de couleurs accusées (rouge sombre ou violacé rouge) ; de type intermédiaire ou mixte, elles sont considérées comme cénozoïques. La majorité des cuirasses sont banales, de type dit « haut-glacis » avec quartz, goethite, rare gibbsite. De couleur neutre (brun, ocre) elles sont estimées fin Tertiaire-début Quaternaire. On rencontre également en limite de vallée ou de plaine alluviale des cuirasses récentes, dites de « battement de nappe » : type « bas-glacis ».

En dehors des « cuirasses de chape », moulant les arêtes d'itabirite, les cuirasses centrafricaines ne s'observent guère que sur des glacis à pente réduite. Une morphologie cuirassée typique en Centrafrique correspond aux lakéré ou bowé : la cuirasse proche de la surface est si compacte qu'aucune végétation ligneuse ne peut s'y installer, ces clairières ne portent qu'une maigre végétation d'herbes annuelles. Alors que les géologues considèrent souvent l'induration comme un masque, on peut établir une esquisse de typologie de la forme des lakéré en relation avec le substrat : les lakéré en lanières indiquent un substrat de roches métamorphiques orientées du type schistes, par contre des lakéré en auréoles en fer à cheval correspondent à des roches éruptives, type granite. Tandis que les directions de schistosité se repèrent par des lakéré en lanières, les directions de fracturation peuvent être révélées par des portions rectilignes des cours d'eau, parfois accompagnées de mylonites.

Si les surfaces d'aplanissement étaient d'autant plus anciennes qu'elles sont plus élevées, on devrait observer des cuirasses de plus en plus anciennes au fur et à mesure que l'on s'élève en altitude. En fait, c'est seulement à l'échelle locale de la toposéquence que les cuirasses les plus élevées

sont les plus anciennes. Des témoins des vieilles cuirasses ferrugineuses, type intermédiaire, éocène, sont assez bien conservés, sur la surface centrafricaine et le piedmont tchadien. En revanche, l'entaille oubanguienne est cénozoïque, ses interfluves cuirassés sont d'un type banal, haut-glacis, fin Tertiaire, qui recouvre la majorité des aplanissements centrafricains. L'induration ferrugineuse est très réduite sur les formations néotchadiennes dont la limite est soulignée par une cuirasse récente de battement de nappe (type bas-glacis).

La morphologie a révélé que l'extension en Centrafrique du Continental Terminal avait été surestimée tandis que celle des crypto-karsts sur formations carbonatées ou dolomitiques avait été sous-estimée : ils s'étendent sur près de 20 000 km<sup>2</sup> dans les bassins de l'Oubangui mais aussi du Mbomou. Outre ces crypto-karsts, les formations fluviales de Carnot et d'Ouadda constituent les principaux réservoirs hydrauliques du Centrafrique.

Le dégagement des formes par érosion différentielle est particulièrement remarquable sur les reliefs du Dar Chala et de Bouar-Bocaranga qui ont ressenti le plus fortement les effets du basculement fin Crétacé. Le relevé cartographique des vallées séniles hydromorphes et des vallées rajeunies par érosion, rend perceptible un relèvement de type isostatique.

Ainsi à l'intérieur de cet ensemble assez homogène, des critères de diversité géomorphologique joints aux variantes de sols, de climats et de végétation, permettent de différencier les diverses régions naturelles centrafricaines.



## **DOSSIER PHOTOGRAPHIQUE**

## RELIEFS DU NORD-OUEST CENTRAFRICAIN



**Photo 1A**

Surface d'aplanissement (1 200 m) de la Lim-Bocaranga. Dans le lointain on devine la vallée herbeuse peu incisée du Minim, au milieu de la savane soudano-guinéenne, dégradée par surpâturage. Vue vers le S-SE, prise du mont Ngaoui (1 410 m), chaos de boules de granite porphyroïde, point culminant du Centrafrique, sur la frontière camerounaise. 6° 45' N - 13° 58' E, le 18 avril 1975.



**Photo 1B**

Corniche cuirassée de type « haut-glacis » (échantillon Bocaranga 5) soulignant la bordure de la surface de la Lim-BOCaranga, vue du carrefour de Guenzi. Savane soudano-guinéenne à *Daniellia oliveri* et *Lophira lanceolata* avec *Amblygonocarpus andongensis*, *Parkia filicoidea*, *Erythrina sigmoidea*. 1 230 m - 6° 51' - 15° 26', le 1<sup>er</sup> nov. 1972.

**Photo 1C**

Mont Boulo (1 085 m),  
dôme de flanc grani-  
tique, dans l'entaille  
de l'escarpement de  
Boïna-Bogali (cf.  
Fig. 31), entre Bozoum  
et Bocaranga. Au pre-  
mier plan savane  
médio-soudanienne à  
*Monotes kerstingii*,  
*Burkea africana*, *Protea  
madiensis*, *Anogeissus  
leiocarpus*. Vers  
910 m - 6° 28' 30" -  
16° 07', le 17 déc.  
1974.



**Photo 1D**

Chutes de la rivière  
Ngou, dites chutes de  
Lancrenon, sur la  
frontière centrafricaine  
(à l'ouest, ici à  
gauche)-Cameroun (à  
l'est, ici à droite).  
Entaille des plateaux  
de Bouar-Bocaranga  
par le fossé tecto-  
nique de la Mbéré.  
Savane médio-souda-  
nienne. Vers 800 m -  
7° 08' - 15° 13',  
déc. 1964.





## SUR LE PLATEAU GRÉSEUX D'OUADDA

### Photo 2A

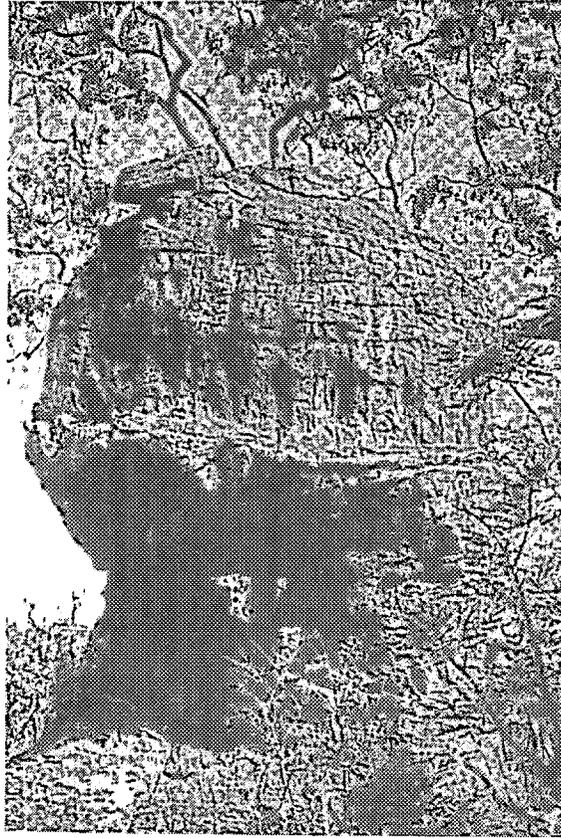
Ruisseau empruntant une ligne de fracturation qui entaille le plateau gréseux d'Ouadda dans le haut bassin de la Koumbala (échant. PATa 5). Vallon herbeux inondable, parsemé de termitières champignons au milieu d'une savane médio-soudanienne à *Anogeissus leiocarpus*. Vers 620 m - 8° 22' - 21° 14', le 4 avr. 1990.



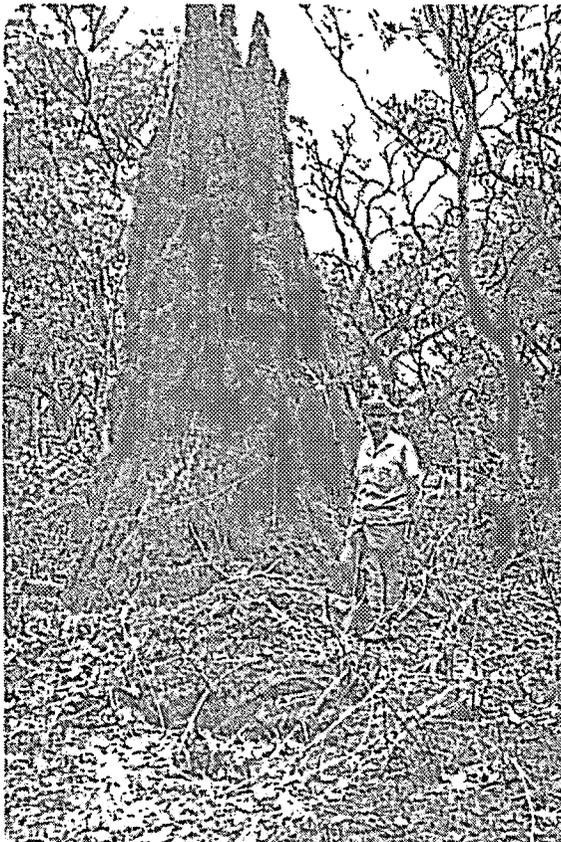
### Photo 2B

Marmites de géants de dimensions métriques, coalescentes ou non, vues du pont naturel des gorges de la Pipi, rivière diamantifère à 15 km au nord d'Ouadda. Noter les stratifications obliques. Vers 725 m - 8° 12' - 22° 27', le 22 fév. 1974.

**Photo 2C**  
 Altération différentielle  
 ruiniforme de grès  
 d'Ouadda en champi-  
 gnons. La roche est  
 creuse sous le joint de  
 stratification.  
 L'épaisseur est maxi-  
 male au niveau  
 conglomératique à  
 galets. Un bloc  
 demeure en équilibre  
 instable. Savane sou-  
 dano-guinéenne à  
*Burkea - Lophira*. Vers  
 550 m - 8° 36' - 21° 50',  
 le 3 avr. 1990.



**Photo 2D**  
 Termitière cathédrale  
 ou à clochetons (due à  
*Bellicositermes nata-  
 lensis* Hov). Elles  
 apparaissent particu-  
 lièrement élancées sur  
 le plateau gréseux  
 d'Ouadda, ici dans une  
 savane arborée médio-  
 soudanienne à  
*Monotes kerstingii* et  
*Anogeissus* entre  
 Manovo et Pata. Vers  
 750 m - 8° 07' - 21° 10',  
 le 22 mars 1976.



## RELIEFS DE L'EST-NORD-EST



**Photo 3A**

Escarpement gréseux des Bongos, bordant au nord le plateau gréseux d'Ouadda, au-dessus du piedmont tchadien sur socle granito-gneissique. Éperon séparant les bassins Goro et Gounda. Savane médio-soudanienne à *Isobertinia* - *Monotes* avec *Daniellia oliveri* (à droite). Vers 600 m - 8° 42' - 21° 38', le 3 avr. 1990.



**Photo 3B**

Glacis induré, parsemé de blocs de cuirasse sur le piedmont tchadien, ici dominé de reliefs résiduels quartzitiques (Kaga Vougo - 978 m). Savane soudanienne à *Terminalia macroptera*. Vers 600 m - 9° 32' - 22° 40', le 27 mars 1978.

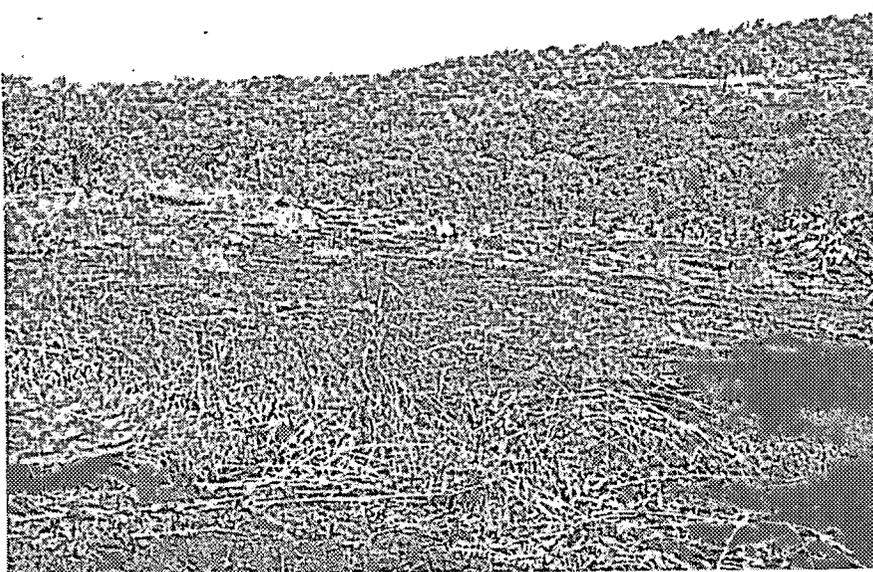
**Photo 3C**

Escarpement méridional (cf. échant. MOUka 3 et 4) du plateau gréseux d'Ouadda, masqué par une savane soudano-guinéenne à *Burkea - Daniellia* avec *Amblygonocarpus andongensis*, *Parkia filicoidea*, *Khaya senegalensis*, *Protea madiensis*. Au premier plan, glacis cuirassé de piedmont, de type haut-glacis (échant. MOUka 5), parsemé de blocs épars et de quelques termitières champignons. Vers 630 m - 7° 06' - 21° 43', le 13 mars 1975.

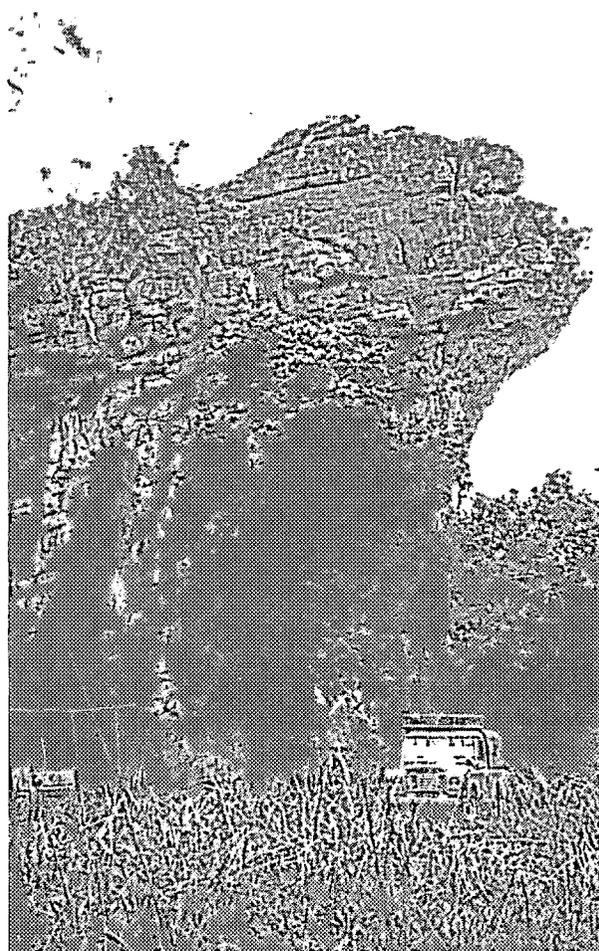


**Photo 3D**

Cuirasse de chape, dénudée, convexe, de pente 15 % vers le nord-est (échant. BaKAla 16). Elle est dominée (en arrière de la prise de vue), à la cote 690, par une arête d'itabirite, orientée NW-SE (cf. échant. Bakala 15, à 83,5 % de  $Fe_2O_3$ ). Un bloc réciduel est visible au premier plan à gauche. En bas de la toposéquence la forêt vallicole du Danisou est semi-humide, tandis que l'arête d'itabirite, symétrique de la première qui limite l'horizon, est masquée par une forêt dense sèche. Une cuirasse de versant, similaire à celle du premier plan, les sépare. Vers 660 m - 6° 11' - 20° 37', le 11 mars 1975.



## RÉGION CENTRE-NORD



**Photo 4A**

Relief résiduel quartzitique à stratifications obliques, sur la surface centrafricaine, à Gbaranga près des Mbrés. A gauche du surplomb, on devine l'entrée d'une grotte autrefois habitée (présence de cupules sur les parois). Savane soudano-guinéenne avec témoins de forêt dense semi-humide à *Anogeissus leiocarpus*. Vers 640 m - 6° 40' - 19° 50', le 17 mars 1976.



**Photo 4B**  
 Corniche cuirassée  
 surplombant la vallée  
 du Bamingui, sur le  
 piedmont tchadien.  
 Eboulis de blocs de  
 cuirasses, altérites  
 granitiques rosées,  
 appréciées de la  
 faune sauvage, ce  
 sont les « salines »  
 de Mandabalé, en  
 savane médio-souda-  
 nienne. Vers 410 m -  
 7° 32' - 20° 04',  
 le 6 mars 1974.



**Photo 4C**  
 Glacis cuirassé (cf.  
 échant. BosSangoa 6)  
 portant une maigre  
 végétation herbacée  
 déjà desséchée au  
 pied d'une butte de  
 quartzite ferrugi-  
 neuse. Cette dernière  
 porte une savane  
 médio-soudanienne  
 dégradée à *Ano-  
 geissus leiocarpus*,  
*Terminalia laxiflora*  
 avec *Parkia filicoidea*,  
*Dalbergia boehmi*,  
*Grewia mollis*. Vers  
 550 m - 6° 50' -  
 17° 29', le 22 oct.  
 1972.

## RÉGION CENTRE-SUD



**Photo 5A**

Glacis cuirassé au piedmont de la butte d'itabirite de Bogoin (740 m, cf échant. BOGangolo 2). « Lakéré » dénudé parsemé de blocs épars, quelques ligneux résiduels subsistent en profitant des diaclases pour enfoncer leurs racines d'où leur aspect aligné. Savane soudano-guinéenne à *Daniellia oliveri*, *Albizia zygia*, *Lophira lanceolata*. Vers 580 m - 5° 10' - 18° 23', le 17 fév. 1972.

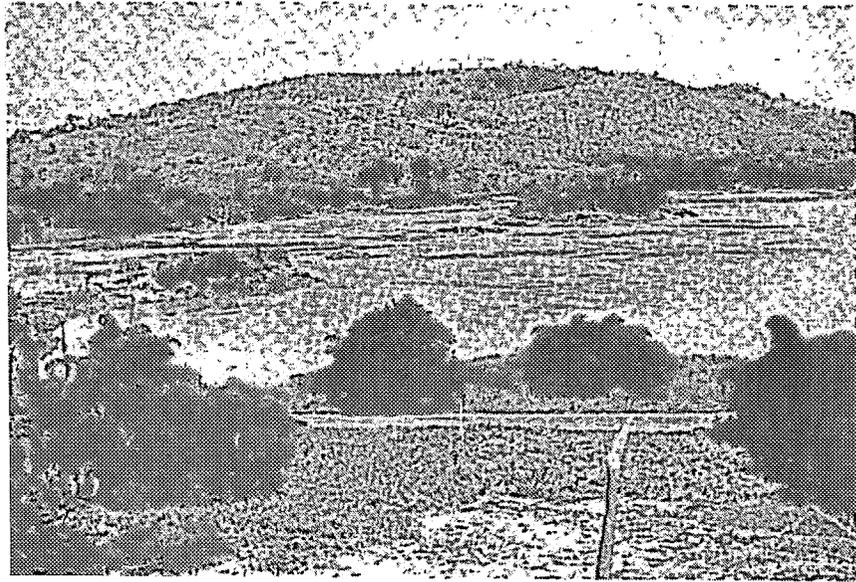


**Photo 5B**

Glacis cuirassé de piedmont oubanguien, de type haut-glacis (échant. BanGUj 82). Après le passage des feux courants, ces « lakéré » laissent apparaître leurs nombreuses termitières champignons, dues à *Eutermes fungifaber* Sjöst. Vers 395 m - 4° 28' - 18° 23', le 15 janv. 1975.

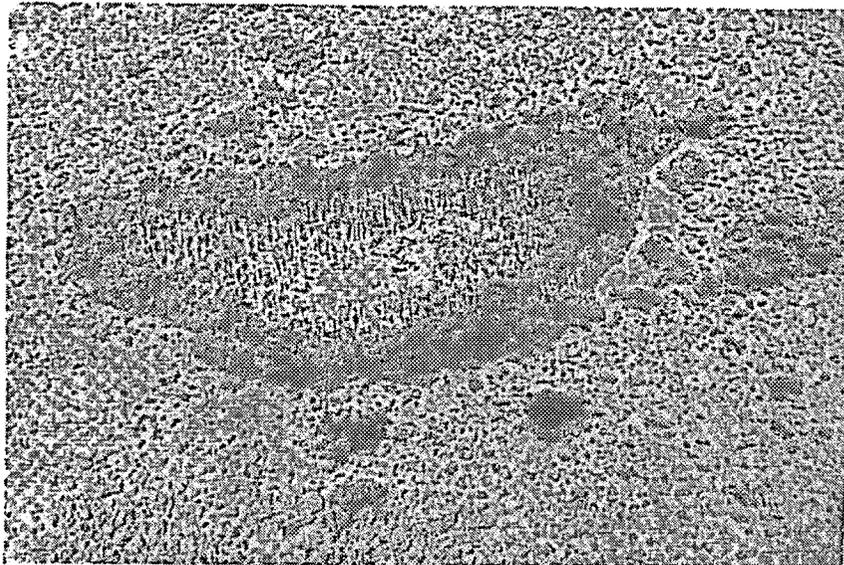
**Photo 5C**

Site des rapides de Bangui, vu de la moyenne corniche en saison des pluies. Au premier plan emplacement de l'ancien poste de Bangui. Il apparaît dénudé aujourd'hui, hormis quelques manguiers. La ligne d'écueils quartzitiques transversale à l'Oubangui, occasionne de forts remous en hautes eaux (octobre), ce sont les rapides de Bangui. Au fond, le poste zaïrois de Zongo et sa colline, entièrement recouverte par la forêt dense il y a un siècle. Vers 400 m - 4° 22' - 18° 35', juillet 1965.

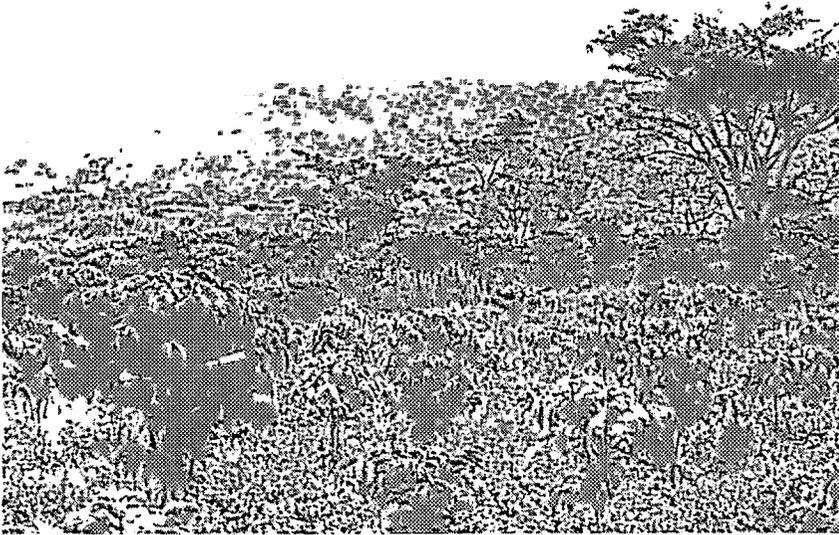


**Photo 5D**

Crypto-karst du bassin de la Mondjo, à l'est de Damara, sur le pied-mont oubanguien (cf. Fig. 54). Dans cette mosaïque forêt-savane périguinienne, la mare entourée d'un anneau de forêt inondable est invisible au sol. Noter le dépérissement des ligneux, corrélatif aux fluctuations de la nappe phréatique. Vers 570 m - 4° 55' - 18° 55', janvier 1977.

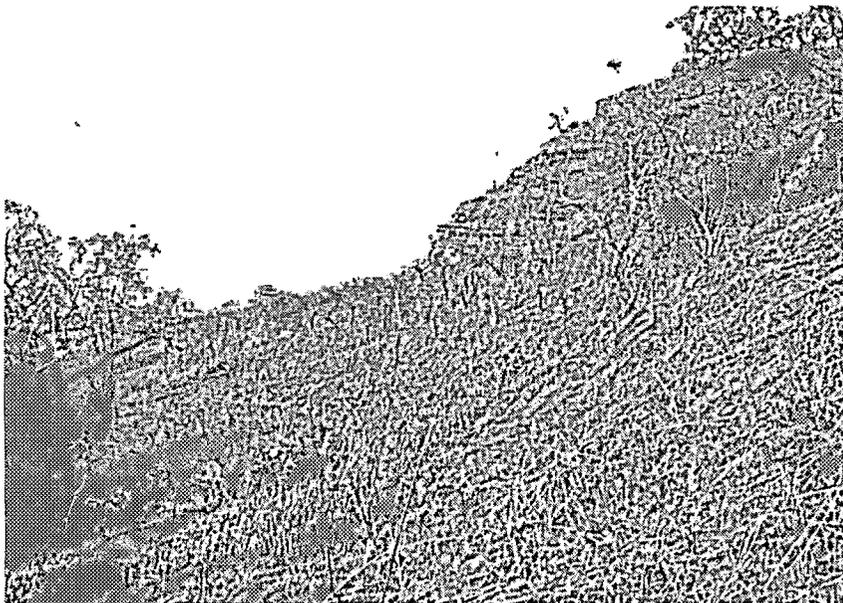


## RÉGION SUD-OUEST



**Photo 6A**

Toposéquence de Beyna-Bondio à 50 km au sud-ouest de Berbéati. A l'horizon, buttes-témoins de cuirasse ancienne hématitique, de type intermédiaire (échant. BERbéati 8). Vue prise du profil BER 3 : *Coffea robusta* en fleurs dans une savane guinéenne périforestière à *Pennisetum purpureum*. Vers 560 m - 4° 03' - 15° 34', le 8 déc. 1973.

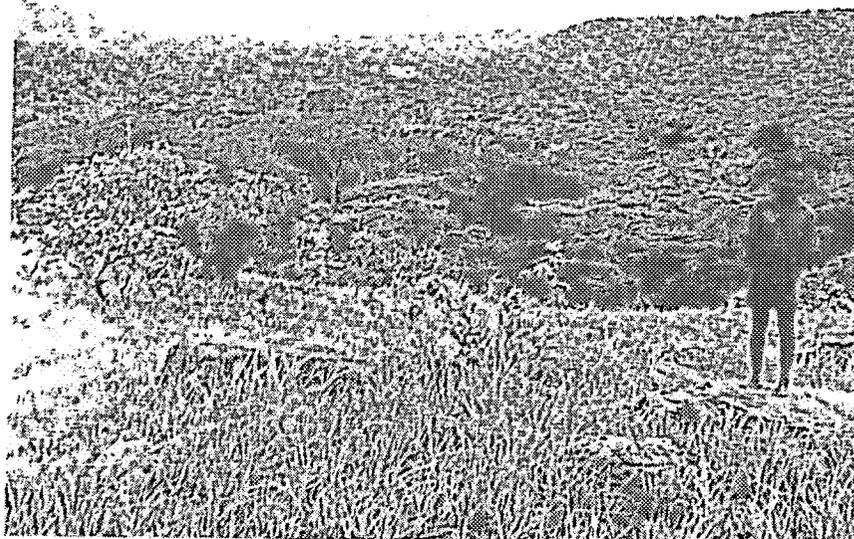


**Photo 6B**

Entaille du plateau gréseux de Gadzi-Carnot par la vallée de la Lobaye à Zaoroyanga-Bondio. Savane soudano-guinéenne à *Burkea-Lophira* après le passage des feux. Vers 600 m - 5° 10' - 16° 38', le 4 fév. 1970.

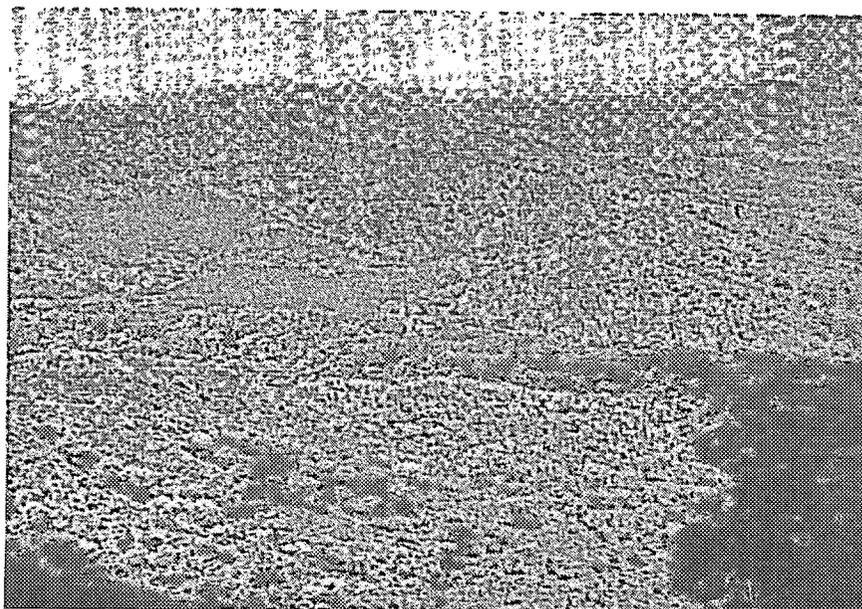
**Photo 6C**

Entaille de la surface centrafricaine par la vallée de la Sangha au nord-est de Salo. Au premier plan sur le plateau affleurent des grès-quartzites lités pré-cambriens (Série de Nola-Bolé) dans une maigre savane incluse, arbustive, périguinéenne. Le guide pygmée Aka donne l'échelle. Au second plan, le piedmont de la Sangha est recouvert par la forêt dense guinéenne. On devine au fond le cours de la Sangha. Vers 520 m - 3° 15' - 16° 10', le 11 av. 1975.



**Photo 6D**

Escarpement de la surface centrafricaine, à l'est de Boda, vu d'hélicoptère. Entaille par les affluents de la Pama et de la Lessé dans une mosaïque de dégradation forêt-savane périguinéenne. Vers 4° 30' - 17° 30', juin 1976.





## BIBLIOGRAPHIE

- Carte géologique internationale de l'Afrique à l'échelle de 1/5 000 000. Feuille 2 (Afrique Centre-Nord), CGMW/UNESCO, Paris 1987, comité de rédaction : J. SOUGY.
- Climat pangéen : Les ordinateurs recréent le climat d'un ancien super-continent, p. 11 *in Pour la Science*, Berlin-Paris, n° 144, octobre 1989.
- La dérive des continents. La tectonique des plaques, 1984. *Pour la science*, Berlin, Paris, 216 p.
- Rapport annuel 1970 au service des Mines. Commissariat à l'Énergie atomique (CEA). Direction des productions. Groupement Afrique-Madagascar. République centrafricaine.
- Rapport annuel 1971 au service des Mines. Commissariat à l'Énergie atomique (CEA). Direction des productions. Groupement Afrique-Madagascar. République centrafricaine.
- ADERCA (B.), 1950 - Etude pétrographique et géologique du district Congo-Ubangi. *Mém. Inst. Col. Belge, sect. sc. et médéc.*, 18 p. n° 4, 65 p., 1 carte.
- ASSELBERGHS (E.), 1934 - Sur l'extension du système du Karoo dans la région de Carnot (AEF) et dans la boucle de l'Ubanghi. *Bull. Sc. Belge géol.* t. XLIV, fasc. 3 : 328-342.
- AUBRÉVILLE (A.), 1947 - Erosion et Bovalisation en Afrique noire française. *L'Agron. Trop.* n° 7-8 : 339-357.
- AUBRÉVILLE (A.), 1948 - Etude sur les forêts de l'Afrique équatoriale française et du Cameroun. Section technique d'Agriculture tropicale. *Bull. Scient.* n° 2, Nogent-sur-Marne, 132 p.
- AUBRÉVILLE (A.), 1949 - Richesses et misères des forêts de l'Afrique noire française. Mission forestière AEF-Cameroun-AOF, 1945-1946, Paris, 251 p. et ill.
- AUBRY (A.M.), BOULVERT (Y.) et SÉCHET (P.), 1980-1981 - Un service offert aux pédologues. Représentation automatique élaborée d'un caractère spatial. *Cah. ORSTOM sér. Pédol.*, XVIII, 3-4 : 261-272.
- AUDRY (P.) et POISOT (P.), 1969 - Carte pédologique de reconnaissance du Tchad à 1/200 000. *Notice 33.* Niellim. ORSTOM, Paris, 114 p.
- AWALLA YASSIN (A.), KAHALIL (F.A.), EL CHASIE (A.G.), 1981 - Explanatory Note to the geological map of the Sudan as scale 1/2 000 000. *Bull.* n° 35, *Geol. and Min. Resources Depart.* Khartoum, Democratic Republic of Sudan, 1984, 63 p.
- BABET (V.), 1935 - Sur les Grès continentaux horizontaux de la Haute-Sangha (AEF), *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 5<sup>e</sup> série, t. V : 455-464.
- BABET (V.), 1948 - Exploration géologique et minière de la Haute-Sangha et de la région de Bouar-Baboua. *Bull. Serv. Mines AEF* n° 4, 110 p., 7 pl., 3 cartes.
- BAYLE DES HERMENS (R. de), 1975 - Recherches préhistoriques en République centrafricaine, *Recherches oubangiennes* n° 3, Libr. C. KLINCKSIECK, 343 p., 57 photos, 124 fig.
- BEAUDOU (A.G.), CHEVAL (M.), 1973 - Notice explicative. Carte pédologique de la République centrafricaine. Feuilles de Bambari et Bianga au 1/100 000, ORSTOM Bangui, 119 p. multigr.
- BEAUDOU (A.G.), CHEVAL (M.), 1980 - Géomorphologie p. 9-13 in carte pédologique : feuilles Bambari, Bianga, Mobaye, Bangassou, Rafaï, à l'échelle de 1/200 000, ORSTOM, Paris, 127 p. multigr.

- BEAUVAIS (A.) et MAZALTARIM (D.), 1988 - Etudes des cuirasses latéritiques dans la région de Dembia-Zémio en Centrafrique. *Pétrographie, Minéralogie et Géochimie. Sci. Géol. Bull.*, Strasbourg, 1 : 47-69.
- BEAUVAIS (A.), 1989 - Etude pétrographique et géochimique de profils d'altération latéritique cuirassée dans le Sud-Est de la République centrafricaine : 71-92, *Géodynamique*, vol. IV, n° 2, 1989, ORSTOM, Paris.
- BEAUVAIS (A.), 1991 - Paléoclimats et dynamique d'un paysage cuirassé du Centrafrique. Morphologie, Pétrologie et Géochimie. Thèse Univ. Poitiers 20-12-91, 317 p. multigr., 6 pl., annexes 101 p.
- BEAUVAIS (A.) et TARDY (Y.), 1991 - Formation et dégradation des cuirasses ferrugineuses sous climat tropical humide, à la lisière de la forêt équatoriale. CRAS Paris, t. 313, série II, p. 1539-1945.
- BELINGA (S.E.), 1972 - L'altération des roches basaltiques et les processus de bauxitisation dans l'Adamaoua (Cameroun). Thèse Doct., Paris VI, 510 p. multigr.
- BENKHELIL (J.), 1986 - Structure et évolution géodynamique du bassin intercontinental de la Bénoué (Nigéria). Thèse Doct. Nice, 231 p.
- BENOIT (M.), 1989 - La savane des Porou. Environnement et genre de vie d'un clan Dacpa (Centrafrique), ORSTOM, Paris, 133 p. multigr. + VIII annexes.
- BENOIT-JANIN (P.), 1960 - Les sols formés sur les grès de Carnot. *3<sup>e</sup> confér. inter-africaine des sols*, Dalaba 1959, vol. I : 459-462.
- BERTA (S.M.), MAUSEL (P.W.), HARRINGTON (J.A.) et GRAHAM (R.), 1990 - Multidate Image Analysis of Forest Degradation in Equatorial Africa. *Geocarto International*, 4 : 57-61.
- BERTHOUMIEUX (G.) et DELANY (F.), 1957 - Mission diamant dans l'Ouest-Oubangui. *Bull. Dir. Mines Géol. AEF*, n° 8 : 77-86, 1 fig.
- BESSELES (B.), 1955 - Notice explicative sur la feuille Yalinga-Ouest, carte géologique de reconnaissance à l'échelle de 1/500 000. *Publ. Dir. Mines Géol. AEF*, Brazzaville, Paris, 24 p.
- BESSELES (B.) et DELAFOSSE (R.), 1958 - Les grès de Mouka-Ouadda en Oubangui-Chari oriental. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 6<sup>e</sup> série, VIII : 91-103.
- BESSELES (B.), 1962 - Géologie de la région de Bria et d'Ippy (République centrafricaine). Contribution à l'étude de la migmatisation. *Mém. BRGM* n° 18, Paris, 205 p. avec nouvelle édition carte géologique 1/500 000.
- BESSELES (B.) et TROMPETTE (R.), 1980 - Géologie de l'Afrique : la chaîne panafricaine « zone mobile d'Afrique centrale (partie sud) et zone mobile soudanaise ». *Mém. BRGM* n° 92, Orléans, 401 p.
- BIGOTTE (C.) et BONIFAS (G.), 1986 - Faits nouveaux sur la géologie de la région de Bakouma. *Ch. Min. Rech. Min.*, n° 370 : 43-46.
- BIROT (P.), 1970 - Les régions naturelles du Globe, Masson, Paris, 380 p., 110 fig. et cartes.
- BIROT (P.), 1978 - Evolution des conceptions sur la genèse des inselbergs. *Zeit. Geomorphol.* n° 31 : 42-63.
- BIZARD (C.) et DUNEIGRE, 1958 - Géologie de la région de Bangui. Carte en 2 feuilles à 1/200 000. CEA - Mission d'Afrique centrale, groupe de recherche en Oubangui, inédit. Archives DMG-RCA.
- BOCQUIER (G.) et BARBERY (J.), 1968 - Carte pédologique de reconnaissance du Tchad à 1/200 000. Notice 32, Singako, ORSTOM, Paris, 114 p.
- BONHOMME (M.) et WEBER (F.), 1977 - Données géochronologiques par la méthode Rb/Sr, sur les séries précambriennes supérieures de la région de Bakouma (République centrafricaine). *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 100 : 125-133.
- BORGNEZ (G.), 1935 - Esquisse géologique de l'Oubangui-Chari occidental et des régions voisines. *Chron. Mine Colon.*, t. 44, p. 354-372.
- BOULANGÉ (B.), DELVIGNE (J.), ESCHENBRENNER (V.), 1973 - Descriptions morphologiques, géochimiques et minéralogiques des faciès cuirassés des principaux niveaux géomorphologiques de Côte d'Ivoire, *Cah. ORSTOM, série Géologie*, vol. V, n° 1 : 59-82.

- BOULANGÉ (B.), 1984 - Les formations bauxitiques latéritiques de Côte d'Ivoire. Les faciès, leurs transformations, leur distribution et l'évolution du modelé. *Coll. Trav. et Doc.* n° 175, ORSTOM, Paris, 341 p., 10 planches photo.
- BOULET (R.), 1970 - La géomorphologie et les principaux types des sols en Haute-Volta septentrionale. *Cah. ORSTOM, sér. Pédologie*, Paris, vol. VIII, n° 3 : 245-271.
- BOULVERT (Y.), 1966 - Reconnaissance pédologique dans l'Ouham. Contribution à l'étude du passage des sols beiges aux sols rouges. *Rapport de stage*. ORSTOM, Bangui, 2 fig., 106 p. multigr.
- BOULVERT (Y.), 1968 - Quelques aspects de l'influence de la topographie et du matériau originel sur la répartition des sols ferrallitiques, sols ferrugineux tropicaux et vertisols dans la région de Bossangoa au nord-ouest de la République centrafricaine. *Cah. ORSTOM, sér. Pédologie*, vol. VI, n° 3-4 : 259-275.
- BOULVERT (Y.), 1971a - Un type de modelé cuirassé. La série métamorphique de Kouki en République centrafricaine. Sols et Géomorphologie. *Cah. ORSTOM, sér. Pédologie*, vol. IX, n° 4 : 399-460.
- BOULVERT (Y.), 1971b - Relations entre sols et modelé sur socle précambrien et formations du Continental Terminal dans la région de Kouki (RCA) - Aperçu sur le cuirassement au contact socle Continental Terminal dans le Sud du bassin tchadien. ORSTOM-Bangui, 28 p. multigr.
- BOULVERT (Y.), 1974 - Types de sols et modelé sur amphibolites de l'Ouham (RCA). Influence du modelé sur l'évolution géochimique. ORSTOM, Bangui, 58 p. multigr.
- BOULVERT (Y.), 1975 - Notice explicative n° 58. Cartes pédologiques de l'Ouham (Rép. centrafricaine). Feuilles de Bossangoa, Bouca, Batangafo, Kouki à 1/200 000, ORSTOM, Paris, 152 p.
- BOULVERT (Y.), 1975-1977 - Carte géologique de RCA en 2 feuilles à 1/1 000 000. 1<sup>re</sup> révision de la carte BRGM en 1975, 2<sup>e</sup> révision avec J.L. POIDEVIN en 1977.
- BOULVERT (Y.), 1976a - Notice explicative n° 64. Carte pédologique de la République centrafricaine. Feuille Bangui à 1/200 000. ORSTOM, Paris, 116 p. + fig.
- BOULVERT (Y.), 1976b - Type de modelé cuirassé : importance morpho-pédologique des lakéré en lanières : 11-17. *Idem*. Intérêt morpho-pédologique des lakéré. Finesse, précision de la télédétection. Relations avec le tapis végétal : 18-29 in *Photo-interprétation* n° 4, Edit. Technip, Paris.
- BOULVERT (Y.), 1977 - Note concernant une remise en question de l'extension et de l'importance du Continental Terminal au nord-ouest de la Centrafrique, ORSTOM, Bangui, 18 p. multigr.
- BOULVERT (Y.), 1978 - Première approximation de la topologie erstienne de Centrafrique p. 62, in *Sixième réunion annuelle Science de la Terre*, Orsay, 25-27 avril 1978.
- BOULVERT (Y.), 1979 - Essai de traitement informatique des données sur le cuirassement centrafricain, p. 6 in *Résumés des Communications présentées lors de la réunion des groupes de travail « Traitement informatique des Données de sols »*, Informatique et Biosphère, Montpellier 4-5 janvier 1979, 15 p. multigr.
- BOULVERT (Y.), 1980 - Végétation forestière des savanes centrafricaines. : 21-46 avec 18 cartes, in n° 191 - *Bois et Forêts des Tropiques*. CTFT, Nogent-sur-Marne.
- BOULVERT (Y.), 1980 - Notes phytogéographiques régionales en Centrafrique, ORSTOM, 138 p., 23 fig., 9 tab.
- BOULVERT (Y.), 1982a - Notes géomorphologiques régionales en Centrafrique. ORSTOM, Bangui, 2 tomes, 296 p. + fig. et cartes.
- BOULVERT (Y.), 1982b - Notice explicative de la carte géomorphologique de RCA (1<sup>re</sup> version) + fig. et cartes. 1 - Le substrat géologique et les types de modelé correspondants, 47 p., 2 - Les surfaces d'aplanissement en RCA, 41 p. multigr. ORSTOM, Bondy.
- BOULVERT (Y.), 1983a - Carte pédologique de la République centrafricaine à 1/1 000 000. *Notice explicative* n° 100, ORSTOM, Paris, 126 p., 7 cartes, 19 fig., 32 tabl.

- BOULVERT (Y.), 1983b - Aperçu historique sur la caractérisation des cuirasses en Centrafrique, ORSTOM, Bangui, 12 p. multigr.
- BOULVERT (Y.), 1983c - Esquisse de l'histoire géologique de la République centrafricaine. ORSTOM, Bondy, 25 p. multigr.
- BOULVERT (Y.), 1985a - Aplanissements en Afrique centrale. Relations avec le cuirassement, la tectonique, le bioclimat. Problèmes posés. Progrès des connaissances. *Bull. Assoc. Géog. Fr.*, Paris, 4 : 300-309 + carte 1/5 000 000.
- BOULVERT (Y.), 1985b - Le problème de l'Oubangui-Ouellé ou comment fut exploré et reconstitué un réseau hydrographique à la fin du XIX<sup>e</sup> siècle. *Cah. ORSTOM, sér. Sciences humaines*, Paris, vol. XXI, n° 4 : 389-411.
- BOULVERT (Y.), 1985c - Le Milieu naturel centrafricain. Présentation à partir de cartes thématiques. Extraits et comptes rendus avec 3 cartes de RCA à 1/5 000 000 : 72-75 et 139-141, in *25<sup>e</sup> congrès international de Géographie - Actes du Congrès - Paris 1984*, 208 p. *idem.* in : *Annales Fac. Sci. Univers. Bangui* n° spécial 3. Actes de la 1<sup>re</sup> semaine scientifique 1985 paru en 1987, 96 p.
- BOULVERT (Y.), 1986 - Carte phytogéographique à 1/1 000 000. République centrafricaine. *Notice explicative* n° 104, ORSTOM, Paris, 131 p., 35 cartes, 17 photos, 5 tabl.
- BOULVERT (Y.), 1987a - Carte oro-hydrographique de la République centrafricaine à 1/1 000 000. *Notice explicative* n° 106, ORSTOM, Paris, 118 p., 10 cartes, 20 photos, 23 fig., 5 tabl.
- BOULVERT (Y.), 1987b - Inventaire du cuirassement centrafricain. Extension et importance. Problèmes posés : 93-106 in Séminaire sur les latérites : Sols, matériaux, minerais. Sessions 1 et 3, Actes du Sémin. 21-27 janvier 1986. Douala (Cameroun), ORSTOM, Paris, *Coll. Colloques et Séminaires*, 360 p.
- BOULVERT (Y.), 1987c - Aspects contrastés des versants centrafricain et soudanais au long de l'interfluve Congo-Nil, 16 p., 9 fig. Résumé : 171-172 in *The International Symposium of the Nile Basin*. 1-7 March 1987. University of Cairo, 273 p.
- BOULVERT (Y.) et SALOMON (J.N.), 1988 - Sur l'existence de paléo-crypto-karsts dans le bassin de l'Oubangui (République centrafricaine) : 37-48 in *Karstologia* n° 11-12.
- BOULVERT (Y.), 1990 - Avancée ou recul de la forêt centrafricaine. Changements climatiques, influence de l'Homme et notamment des feux : 353-366 in *Paysages quaternaires de l'Afrique centrale atlantique*. R. LANFRANCHI et D. SCHWARTZ Ed. Sc., *Collect. Didactiques*, ORSTOM, Paris, 535 p.
- BOULVERT (Y.) - Travaux cartographiques non imprimés, disponibles en tirage ozalid au Centre ORSTOM de Bangui (les préparations à 1/200 000 de la carte phytogéographique ont été faites au Centre ORSTOM de Bondy) :
- Cartes morpho-pédologiques à 1/200 000. Feuilles :
    - 1972 : Dembia.
    - 1973a : Bayanga, Berbérati, Bocaranga, Boda, Bodanga-Dawili, Gadzi, Mbaïki, Mouka, Nola, Parc Saint-Floris, Pata, Yokadouma, Zinga.
    - 1974c : Ancien Zémongo, Bakouma, Birini, Bouar, Bria, Djéma, Dobane, Fodé, Mbii, Mont Dangoura, Mont Kwango, Obo, Bambouti, Yalinga, Zémio.
    - 1975c : Batouri, Bétaré-Oya, Meiganga.
    - 1979c : Baïbokoum, Bozoum, Paoua.
  - Esquisses morpho-pédologiques à 1/200 000. Feuilles :
    - 1975d : Alindao, Bakala, Bamingui, Birao-Am Dafok, Bogangolo, Bossembélé, Grivai-Pamia, Haraze, Haute-Kotto, Mangeigne, Miaméré, Mont Abourassein, Ndélé, Ouadda, Ouandjia, Raméla, Sibut.
  - Cartes morpho-structurales à 1/200 000. Feuilles :
    - 1979d : Baïbokoum, Bozoum, Paoua.
    - 1986c : Bangui, Dembia, Mobaye, Mongoumba.
    - 1987f : Alindao, Bakala, Bakouma, Bambari, Bangassou, Batangafo, Bianga, Birao, Boda, Bodanga-Dawili, Bogangolo, Bouar-Baboua, Djéma, Dobane, Fodé, Grivai-Pamia, Haraze, Haute-Kotto, Kanga Bandoro, Mangeigne, Mbii, Miaméré, Mont Abourassein,

Mont Dangoura, Ndélé, Obo-Bambouti, Ouadda, Ouandjia, Parc Saint-Floris, Pata, Rafai, Raméla, Sibut, Yalinga, Zémio.

- 1988b : Bangana, Batouri, Berbérati, Birini, Bossangoa, Bossembélé, Bria, Gadzi, Haut-Chinko, Mbaïki, Mont Kouango, Mouka, Nola.

● Esquisses morpho-structurales à 1/200 000. Feuilles :

- 1988c : Bayanga, Yokadouma.

● Cartes thématiques diverses :

- 1973b : Cartes morpho-pédologiques :

- de Bakala-Roandji à 1/50 000.

- du massif de Dar Challa à 1/20 000.

- du secteur Bamingui à 1/200 000.

- 1986c :

- de la région de Dembia-Zémio à 1/100 000.

- 1986d : Esquisse géologique et structurale

- de la région de Bakala à 1/200 000.

- de la région de Koukourou-Youhamba à 1/200 000.

BOUQUET (C.), 1984 - Climat : 13-17 in Atlas de la République centrafricaine sous direct. P. VENNETIER, *Jeune Afrique*, Paris, 64 p.

BOUTEYRE (G.), CABOT (J.) et DRESCH (J.), 1964 - Observations sur les formations du Continental Terminal et du Quaternaire dans le bassin du Logone (Tchad). *Bull. Soc. géol. Fr.*, VI : 23-27.

BOUTEYRE (G.) et BARBERY (J.), 1965 - Carte pédologique de reconnaissance du Tchad à 1/200 000. *Notice 20. Koumra, Moundou*. ORSTOM, Paris, 110 p.

BOYER (Ph.), 1973 - Actions de certains termites constructeurs sur l'évolution des sols tropicaux. *Ann. Sci. Nat. Zool.*, Paris, 12<sup>e</sup> sér., tome XIV : 329-438.

BOYER (Ph.), 1975 - Etude particulière de trois termitières de *Bellicositermes rex* et de leur action sur les sols tropicaux. *Ann. Sci. Nat. Zool.*, 2<sup>e</sup> sér., tome XVII : 447-504.

BRAUD (M.), KAISER (R.), 1984 - Une expérience centrafricaine d'aménagement d'espace rural basé sur la lutte anti-érosive. *Machin. agric. tropical*, n° 87 : 47-53.

BRAUNSTEIN, 1962 - Prospections forestières en République centrafricaine. Secteur Ndolobo-Mingui, Lobaye - Serv. Eaux et Forêts. Bangui, 24 p. multigr.

BRUEL (G.), 1914 - Bibliographie de l'Afrique équatoriale française. Larose, Paris, 326 p.

BRUEL (G.), 1930 - L'Afrique équatoriale française. Larose, Paris, 256 p.

CAHEN (L.) et LEPERSONNE (J.), 1948 - Notes sur la géomorphologie du Congo occidental. *Ann. du Musée Congo belge*. 8e Série, Sc. Géol., vol. I, Tervuren, 95 p.

CAHEN (L.) et LEPERSONNE (J.), 1950 - Notice de la carte géologique du Congo belge et du Ruanda-Urundi. Inst. Roy. Col. belge. Commis. centrale de l'Atlas du Congo belge et du Ruanda-Urundi. Inst. Géog. Militaire, Bruxelles, 27 p. + cartes 1/5 000 000.

CAHEN (L.), 1954 - Géologie du Congo belge. H. Vaillant-Carmanne, Liège, 577 p.

CALLÈDE (J.) et ARQUISOU (G.), 1972 - Données climatologiques recueillies à la station bioclimatologique de Bangui pendant la période 1963-1971. *Cah. ORSTOM, série Hydrol.*, Paris, vol. IX, n° 4 : 3-26.

CENSIER (Cl.), 1985 - Sur l'origine du matériel détritique des formations fluviolacustres mésozoïques de l'Ouest de la République centrafricaine (Grès de Carnot) : 197-208 in 110<sup>e</sup> congrès nat. Soc. savantes, Montpellier, Sciences fasc. VI.

CENSIER (Cl.), 1987 - Sur la caractérisation des formations fluviolacustres mésozoïques de l'Ouest de la République centrafricaine (Grès de Carnot) par analyse minéralogique et exoscopique de leur matériel détritique. p. 34 in résumé Comm. *Conférence 1987 du PIGC-UNESCO* : n° 210 (Work group on Afr. Cont. Sedim.).

CENSIER (Cl.), 1989 - Dynamique sédimentaire d'un système fluvial diamantifère mésozoïque. La formation de Carnot (République centrafricaine). *Coll. Documents du BRGM* n° 205. BRGM, 1991, 568 pl. h.t.

- CHEVASSUS-AGNÈS (A.M.), 1968 - Contribution à une étude physique du fossé tectonique de la Mbéré à la hauteur du village de Djohong (Adamaoua-Cameroun). Fac. Bordeaux, 112 p. multigr. + annexe 21 p., 38 photos, 1 carte à 1/100 000.
- CHEVERRY (C.) et FROMAGET (M.), 1970 - Carte pédologique de reconnaissance du Tchad à 1/200 000. *Notice 40. Léré.* ORSTOM, Paris, 88 p.
- CHOROWICZ (J.), LE FOURNIER (J.), et MVUMBI (M.M.), 1990 - La cuvette centrale du Zaïre : un bassin initié au Protérozoïque supérieur. Contribution de l'analyse du réseau hydrographique. *CRAS*, Paris, tome CCCXI : 349-356.
- COLIN (F.), MINKO (E.) et NAHON (D.), 1989 - L'or particulaire résiduel dans les profils latéritiques : altération géochimique et dispersion superficielle en conditions équatoriales. *CRAS* Paris, tome CCCIX, série II : 553-560.
- COLIN (J.P.) et JAN DU CHÊNE (R.), 1986 - Paleontological analysis of well Aoukale-1, Salamat basin, Central African Republic, Exxon, 6 p. 3 fig., 9 pl. photo, 2 tab., annexes multigr.
- CORNACCHIA (M.), 1980 - Failles du Nord de la République centrafricaine (conséquences tectoniques). *Recher. Géol. en Afrique. Trav. CNRS*, Fasc. 5 : 76-80.
- CORNACCHIA (M.), DARS (R.), 1983 - Un trait structural majeur du Continent africain. Les linéaments centrafricains du Cameroun au golfe d'Aden. *Bull. Soc. Géol. France*, 7, tome XXV, n° 1 : 101-109.
- CORNACCHIA (M.), DARS (R.), 1984 - La tectonique cassante panafricaine et phanérozoïque en Afrique centrale : 211-216, in *Géologie africaine*, Tervuren.
- CORNACCHIA (M.), GIORGI (L.), LACHAUD (J.C.), 1985 - Note préliminaire sur l'hydrogéologie de la région de Bangui (RCA) : 331-342 in *110<sup>e</sup> Congr. nat. Soc. savantes*, Montpellier, Sci. fasc. VI.
- CORNACCHIA (M.) et GIORGI (L.), 1986 - Les séries précambriennes d'origine sédimentaire et volcano-sédimentaire de la République centrafricaine. *Mus. Roy. Afri. centrale*, Tervuren, Ann., série in 8<sup>e</sup>, Sci. Géol., n° 93, 51 p.
- CORNACCHIA (M.), GIORGI (L.), CARUBA (C.) et VIVIER (G.), 1989 - Existence d'une zone de suture sur la marge nord du craton congolais (secteur de Bangui, Centre-Ouest de RCA). *CRAS* Paris, tome CCCXVIII série 2 : 107-110.
- CORNET (J.), 1986 - La géologie du Bas-Congo. *Le Mouvement géographique*, Bruxelles, n° 10, p. 121 et n° 12, p. 151-152.
- COURTET (M.), 1905 - Observations géologiques recueillies par la mission Chari-Lac Tchad. *CRAS*, tome CXL, n° 3 : 160-162.
- CUREAU (Doct. A.), 1901 - Notes sur l'Afrique équatoriale. *Rev. gén. sc.* : 558-571 et 598-611, 26 fig., coupes, cartes, photos.
- DABIN (R.) et MAIGNIEN (R.), 1979 - Les principaux sols d'Afrique de l'Ouest et leurs potentialités agricoles. *Cah. ORSTOM, série Pédologie*, vol. XVIII, n° 4 : 235-257.
- DARNAULT (P.), 1931 - Mission de prospection des forces hydrauliques de l'Afrique équatoriale française. Rapport d'ensemble, Larose Edit., Paris.
- DARNAULT (P.), 1947 - Régime de quelques cours d'eau d'Afrique équatoriale et étude de leur utilisation industrielle, Larose Edit., Paris, 134 p.
- DAVID (N.) et Vidal (P.), 1980 - The Nana-Modé village site and the Prehistory of the Ubanguian-Speaking Peoples, *West African Journal of Archaeology*, 7 Ibadan : 17-56.
- DELAFOSSÉ (R.), 1960a - Notice explicative sur la feuille Ouanda-Djallé ouest. Carte géol. reconnaissance à l'échelle de 1/500 000. *Public. Dir. Min. Géol. d'AEF*, Brazzaville-Paris, 46 p.
- DELAFOSSÉ (R.), 1960b - Notice explicative sur la feuille Ouanda-Djallé Est. Carte géol. reconn. à l'échelle de 1/500 000. *Public. Dir. Min. d'AEF*, Brazzaville-Paris, 50 p.
- DELAFOSSÉ (R.), 1960c - Notice explicative sur la feuille Fort-Archambault Est. Carte géol. reconn. à l'échelle de 1/500 000. *Public. Dir. Min. Géol. d'AEF*, Brazzaville-Paris, 38 p.
- DELANY (F.) et Delorme (J.), 1956 - Etude préliminaire de la série argilo-gréseuse de la région diamantifère de l'Ouest-Oubangui. *CR XX<sup>e</sup> congrès géol. intern. Mexico, Commission Gondwana* : 65-72.

- DELANY (F.), 1957 - Rapport de mission dans l'Est-Oubangui. *Archives DMG-RCA*, 34 p. multigr., 34 pl. et graphiques.
- DELANY (F.), 1959 - Etude des grès de Mouka-Ouadda et des gisements diamantifères de l'Oubangui oriental. *Bull. Dir. Min. Géol. AEF*, n° 12 : 41-45.
- DELVIGNE (J.), 1965 - Pédogénèse en zone tropicale. La formation des minéraux secondaires en milieu ferrallitique. *Mém. ORSTOM* n° 13, Dunod, Paris, 178 p.
- DEMANGEOT (J.), 1961 - Pseudo-cuestas de la zone intertropicale. *Bull. Ass. Géogr. Fr.*, n° 296-297 : 2-16.
- DEMANGEOT (J.) et SCHNEIDER (B.), 1971 - Observations sur le Karst Cambodgien. *Bull. Assoc. Géogr. Fr.*, mai-juin, n° 389-390 : 283-287.
- DEMANGEOT (J.), 1976 - Les espaces naturels tropicaux, Masson, Paris, 190 p.
- DEMANGEOT (J.), 1986 - Les milieux « naturels » du globe. Masson, Paris, 2<sup>e</sup> édition, 253 p.
- DEMANGEOT (J.), 1987 - Végétation et pluviométrie dans les régions tropicales : 1457-1460 in *Historiens-Géographes* n° 315.
- DENAEYER (M.) et CARRIER, 1928 - Esquisse géologique de l'Afrique équatoriale française, du Cameroun et des régions voisines. *CRAS*, Paris, 15 oct. 1928, tome CLXXXVII, p. 658-660.
- DONNET (N.), 1971 - Les formations sableuses rouges dans les grès de Mouka-Ouadda et de Carnot (République centrafricaine). Etude morphologique. *Mém. Maîtrise Géogr. phys.*, Reims, 9 p. multigr.
- DONNET (N.), 1978 - Contribution à l'étude géomorphologique d'un contact roche-couverture gréseuse en zone tropicale humide. Le Nord et le Nord-Est du plateau de Carnot en Centrafrique. *Thèse 3<sup>e</sup> cycle*, Reims, 257 p. multigr.
- DORLODOT (L. de), 1926 - Présentation de quelques échantillons de roches du système schisto-calcaireux de la Gada. *Ann. Soc. Géol. belge, Publ. rel. au Congo belge*, 49, c. 9 à 12.
- DORLODOT (L. de) et MATHIEU (F.F.), 1930 - Géologie des rives de l'Uele, de Pioka à Niangara. *Ann. Soc. Géol. Belge, Publ. rel. au Congo belge*, 53, c 49 à 62.
- DRESCH (J.), 1946 - Notes de géomorphologie congolaise. *Bull. Ass. Géogr. Fr.* n° 181-182, nov.-déc. : 116-123.
- DRESCH (J.), 1950 - Les régions naturelles : 73-94 in Afrique équatoriale française sous la direction d'E. GRENIER. *Encyclopédie coloniale et maritime*. Paris, 530 p., 348 photos, 44 cartes, 36 planches et graphiques.
- DRESCH (J.), 1960a - Les reliefs résiduels de socles cristallins. 18<sup>e</sup> Congrès Int. de Rio de Janeiro : 151-154.
- DRESCH (J.), 1960b - Remarques sur les surfaces d'aplanissement et les reliefs résiduels en Afrique tropicale. 18<sup>e</sup> Congrès Int. Rio de Janeiro : 213-219.
- FABRE (J.), 1987 - Les séries paléozoïques d'Afrique : une approche. *Journal of Afric. Earth Sci.*, vol. VII, n° 1 : 1-40.
- FAUCONNIER (D.), 1982 - Etudes palynostratigraphiques de cinq coupes dans le Crétacé du Cameroun (bassin de Campo), inédit, *archives BRGM*, Orléans.
- FAURE (H.), 1966 - Reconnaissance géologique des formations sédimentaires post-paléozoïques du Niger oriental, *Thèse Doct. Mém. BRGM* 47, 630 p.
- FOGLIERINI (F.) et MESTRAUD (J.L.), 1958 - Notice explicative sur la feuille Bangui-Est. Carte géologique de reconnaissance à l'échelle du 1/500 000, *Publ. Dir. Mines Géol. AEF*, Brazzaville, 30 p.
- FOUREAU (F.), 1902 - De l'Algérie au Congo par le Tchad, Masson, Paris, 170 p., fig., 1 carte.
- FOUREAU (F.), 1905 - Documents scientifiques de la mission saharienne (mission Fourreau-Lamy), Paris, 2 vol., 1210 p., 30 pl., 16 cartes, 1 atlas.
- FOURNIER (F.), 1960 - Climat et érosion, PUF, Paris, 201 p.
- FRANQUIN (P.), DIZIAIN (P.), COINTEPAS (J.P.), BOULVERT (Y.), 1988 - Agroclimatologie du Centrafrique. *Collect. Init. Doc. Techniques* n° 71, ORSTOM, Paris, 522 p.

- FREYSSINET (P.), 1991 - Géochimie et minéralogie des latérites du Sud-Mali. Evolution du paysage et prospection géochimique de l'or. *Doc. BRGM n° 203*, 277 p., 8 pl. photo, ann.
- FRITSCH (P.), 1969 - Note préliminaire sur la morphologie du piémont nord de l'Adamaoua dans la région de Kontcha (Cameroun). *Ann. Fac. Sci. Cameroun*, n° 3 : 101-111.
- FRITSCH (P.), 1976 - Chronologie relative des formations cuirassées et analyse géographique des facteurs de cuirassement au Cameroun : 113-132 in *Trav. et Doc. 33*, CEGET-CNRS, Bordeaux, 414 p.
- GAC (J.Y.) et PINTA (M.), 1973 - Bilan de l'érosion et de l'altération en climat tropical humide. Estimation de la vitesse d'approfondissement des profils. Etudes du bassin versant de l'Ouham (RCA). *Cah. ORSTOM, série Géologie*, Paris, vol. V, n° 1 : 83-96.
- GAC (J.Y.), 1980a - Géochimie du bassin du lac Tchad. Bilan de l'altération, de l'érosion et de la sédimentation. *Trav. et Doc. n° 213*, ORSTOM, Paris, 251 p. + cartes géol. à 1/2 000 000.
- GAZEL (J.) *et al.*, 1956 - Carte géologique du Cameroun à 1/1 000 000. *Atlas du Cameroun*, ORSTOM Yaoundé, 10 p.
- GENIK (G.J.), SHEARER (D.L.), TAYLOR (M.), CORDER (M.), WOMACK (G.), STROLLO (S.), ANDERSON (G.), 1987 - Geological well report, Aoukalé-1, Exxon, Houston, 11 p. + annexe, multigr.
- GENIK (G.J.), 1992 - Regional framework structural and petroleum aspects of rift basins in Niger, Chad and the Central African Republic (C.A.R.). *Géologie africaine. Coll. Géol.*, Libreville, Recueil des comm., 6-8 mai 1991, p. 39-53, 12 fig.
- GÉRARD (G.) et GÉRARD (J.), 1952 - Stratigraphie du Précambrien de l'Oubangui-Chari occidental. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 6<sup>e</sup> série, tome II : 467-483, 2 fig.
- GÉRARD (J.) et MESTRAUD (J.L.), 1958 - Rapport de fin de mission 1958 sur la coupure Zémio-Djéna. *Géologie. Archives DMG-RCA*, 112 p. multigr. + 12 cartes.
- GÉRARD (J.), 1963 - Notice explicative sur la feuille Bossangoa-Est. Carte géologique de reconnaissance à l'échelle du 1/500 000. *Publ. BRGM*, Brazzaville, 62 p.
- GÈZE (B.), 1943 - Géographie physique et géologie du Cameroun occidental. *Mémoire du muséum d'Histoire naturelle*, Paris, 17 : 1-272.
- GIDE (A.), 1927 - Voyage au Congo, Carnets de route, NRF Gallimard, Paris, 249 p.
- GILLET (H.), 1964 - Agrostologie et Zoocynégétique en République centrafricaine. In *Journal Agri. Trop. et Bot. Appl.*, vol. XI, n° 7-9, Paris : 267-330.
- GIRESE (P.), 1982 - La succession des sédimentations dans les bassins marins et continentaux du Congo depuis le début du Mésozoïque. *Soc. Géol., Bull.*, Strasbourg, 35, 4 : 183-206.
- GRANDIN (G.), 1976 - Aplanissements cuirassés et enrichissement des gisements de manganèse dans quelques régions d'Afrique de l'Ouest. *Mém. ORSTOM n° 82*, Paris, 275 p., XII planches photo.
- GRANDIN (G.) et THIRY (M.), 1983 - Les grandes surfaces continentales tertiaires des régions chaudes. Succession des types d'altération. *Cah. ORSTOM, série Géologie*, Paris, vol. XIII, n° 1 : 3-18.
- GRASSE (F.) et NOIROT (Ch.), 1959 - Rapports des termites avec les sols tropicaux. *Rev. Géomorph. dynam.*, X<sup>e</sup> année, n° 1-2/3-4 : 35-40.
- GROSSARD (Lt. Col.), 1925 - Mission de délimitation de l'AEF et du Soudan anglo-égyptien. Librairie Larose, Paris, 343 p. + 10 cartes.
- GUIRAUD (R.), 1985 - Tectonique post-hercynienne en Afrique du Nord et de l'Ouest : 185-224 in *Evolution géologique de l'Afrique*, CIFEG, Paris, 4.
- GUIRAUD (R.), 1986 - Tectonique, sismicité et volcanisme de la plaque africaine depuis le Méso-Cénozoïque. INQUA, Dakar, Symposium, Changements globaux en Afrique : 179-182.
- GUIRAUD (R.) et MAURIN (J.C.), 1991 - Le rifting en Afrique au Crétacé Inférieur. Synthèse structurale, mise en évidence de deux étapes dans la genèse des bassins, relations avec les ouvertures océaniques péri-africaines. *Bull. Soc. Géol. France*, tome 162, n° 5 : 811-823.
- HERR (Doct.), 1896 - La mission Clozel : 309-321 in *Ann. de Géogr.*, Paris.

- HIÉRONYMUS (B.), 1976 - Apport de la minéralogie et de la géochimie à la connaissance de la formation et de l'évolution de certaines bauxites du Cameroun : 167-184 in *Trav. et Doc.* n° 33, CEGET-CNRS, Bordeaux, 414 p.
- HIÉRONYMUS (B.), 1980 - Bauxites latéritiques et bauxites karstiques. Divergences examinées au moyen de quelques modèles africains et provençaux. *Congr. Nat. Soc. Sav.*, 105, Caen, 2 : 167-177.
- HURALT (J.), 1967 - L'érosion régressive dans les régions tropicales humides et la genèse des inselbergs granitiques. Etudes de photo-interprétation n° 3, IGN, Paris, 68 p. + 30 planches.
- HYDE (H.P.T.), 1946 - Rapport de mission 1945-1946 dans la région de Ndélé-Ouanda Djallé-Birao, inédit, Archives DMG-RCA
- IPEKO-ETOMANE (F.A.), 1972 - Le lac des sorciers (légende recueillie à Damara) : 28-34 in n° 10 : *L'Afrique littéraire et artistique*, Paris.
- JACQUIER (Capit. E.), 1911 - Mission du capitaine JACQUIER dans l'arrière-pays des sultanats du Haut-Oubangui et sur la frontière du Soudan anglo-égyptien. 1<sup>er</sup> octobre 1910 - 21 février 1911, Service hist. des troupes de Marine, Versailles, 166 p., multigr. + 1 carte 1/500 000.
- JAKUCS (L.), 1977 - Morphogenetics of karst regions. A. Hilger, Bristol, 284 p.
- JAUNATRE (A.), 1970-1971-1972 - Rapport annuel 1969 (1970-1971) au service des Mines. CEA. Dir. des Product. Groupem. Afri. Madag., inédit. Archives DMG-RCA.
- JONGEN (P.), 1957 - Genèse des sols de pédiplaines en Ubangi (Congo belge). *Pédologie*, Bruxelles, VII : 133-146.
- JONGEN (P.), VAN OOSTEN (M.), EVRARD (C.) et BERCÉ (J.M.), 1960 - Cartes des sols et de la végétation du Congo belge et du Ruanda-Urundi, 11-Ubangui. *Notice explicative*, INEAC Bruxelles, 82 p. + cartes.
- JONGEN (P.), 1964a - Etudes pédologiques en Ouham-Pendé. Reconnaissance pédologique. Europrède RCA II (contrat n° 55). Rapport n° IV, 3<sup>e</sup> partie, Bruxelles, 15 p.
- JONGEN (P.), 1964b - Etudes pédologiques en Ouaka (Reconnaissance pédologique + Etude pédol. de détail, 28 + 22 p. + annexes). Rapport annexe Europrède (contrat n° 55). Rapport n° IV, 2<sup>e</sup> partie, Bruxelles.
- JONGEN (P.), 1964c - Etudes pédologiques en Basse-Kotto. Reconnaissance pédologique, 29 p. + esquisse 1/500 000, études pédol. de détail : Guilo, Gouatchi, Alindao. Rapport annuel Europrède (contrat d'étude n° 55). Rapport n° IV, 4<sup>e</sup> partie, Bruxelles.
- JONGEN (P.), 1968 - 22-Ubangui. A - Notice explicative de la carte des sols. INEAC, Bruxelles, 39 p., VIII tabl. avec 10 cartes pédologiques à 1/100 000.
- JOUANNEAU (J.M.), LAPAQUELLERIE (Y.), LATOUCHE (C.), TASTET (J.P.), 1989 - Microgranulométrie, minéralogie, géochimie des matières en suspension : 33-45 in *Campagne Oubangui-Congo* (novembre 1988). Note d'information n° 2 PIRAT-INSU/ORSTOM, Montpellier, 49 p.
- JUNKER (Dr. W.), 1889-1891 - Reisen in Africa, 1875-1886. Nach seinen Tagebüchern unter der Mitwirkung von R. Buchta herausgegeben von dem Reisendem (3 vol. de 540, 560 et 740 p. avec illustrations et 25 cartes). E. Hölzel, Wien und Olmutz, traduit en anglais par A.H. KEANE, 1890 : *Travels in Africa during the years 1875-1886* (3 vol. de 522, 477 et 566 p.), Chapman and Hall, London.
- KADOMURA (H.) *et al.*, 1986 - Last quaternary environmental changes in Southern Cameroun : 217-219 in INQUA-ASEQUA. Dakar symposium 21-23 avril 1986. Changements globaux en Afrique durant le Quaternaire. Passé-Présent-Futur. *Trav. et Doc.* 197, ORSTOM, Paris.
- KILIAN (C.), 1931 - Les principaux complexes continentaux du Sahara. *CR Som. Soc. Géol. Fr.*, vol. IX : 109-111.
- KING (L.C.), 1951 - South African Scenery. A text book of geomorphology. 2<sup>e</sup> édition. Edinburgh and London, 308 p.
- KING (L.C.), 1954 - La géomorphologie de l'Afrique du Sud. Recherches et résultats. *Ann. de Géog.* n° 336 : 113-129.

- KING (L.C.), 1967 - Morphology of the Earth, a study and synthesis of world scenery. Oliver and Boyd, Edinburgh and London, 2<sup>e</sup> édit., 726 p., 250 fig.
- KORABLEFF (G.), 1937 - Carte géologique Cameroun-Oubangui Chari. Chron. Mines Col., Paris, n° 60 : 126-128, 1 carte géol. 1/4 000 000.
- KORABLEFF (G.), 1940 - Contribution à l'étude de la géologie et de la géologie appliquée de l'Oubangui-Chari oriental et du Cameroun sous mandat français. Thèse lib. soc. et écon., Paris, 192 p. + cartes 1/4 000 000.
- LABROUSSE (B.), 1977 - Note sur la présence d'une doline à Bangui. ORSTOM, Bangui, 2 p. multigr. avec photo.
- LABROUSSE (B.), 1978 - Etude structurale et géologique de l'Empire centrafricain. ORSTOM, Bangui, 84 p. multigr. + carte 1/1 000 000.
- LACON (L.), 1903a - Observations sur la géologie du pays de l'Oubangui au Tchad. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (47) III : 484-496.
- LACON (L.), 1903B - Sur la géologie du pays de l'Oubangui au Tchad. *CRAS*, tome CXXXVI : 1591-1593.
- LAGEAT (Y.), 1978 - L'érosion différentielle dans les roches cristallines, l'exemple de la région de Barberton dans le Transvaal oriental, république d'Afrique du Sud. *Géogr. Phys. Quat.*, vol. XXXII, n° 2 : 105-117.
- LAL (R.), 1988 - Soil erosion research methods. *Inter. Soc. of Soil Sci.*, Wageningen, 244 p.
- LANFRANCHI (R.) et SCHWARTZ (D.), 1990 - Paysages quaternaires de l'Afrique centrale atlantique. ORSTOM, Paris, *Collect. Didactiques*, 535 p.
- LANG (J.) et al., 1986 - Le Sidérolithique du Tertiaire ouest-africain et le concept du Continental Terminal. *Bull. Soc. Géol. France*, (8), tome II : 605-622.
- LASSERRE (M.), 1958 - Etude géologique de la partie orientale de l'Adamaoua (Cameroun Central). Thèse Univ. Clermont-Ferrand, 206 p. multigr., 1 carte h.t.
- LASSERRE (M.), 1969 - Remarques sur la géologie du Cameroun. *Ann. Fac. Sci. Clermont-Ferrand*, 41 : 32-33, 5<sup>e</sup> coll. Géol. Afr.
- LAVREAU (J.) et LEDENT (D.), 1976 - Etat actuel de l'étude géomorphologique du complexe amphibolitique et gneissique du Bomu (Zaire et République centrafricaine). Mus. Roy. Afr. Centr., Tervuren (Belg.), Dépt. Géol. Min. - Rapport annuel 1975 : 123-141.
- LAVREAU (J.), 1977 - Résultats géologiques d'une étude par télédétection orbitale de la région frontalière Sudan-Uganda-Zaire. Mus. Roy. Afr. Centr., Tervuren (Belg.), Dépt. Géol. Min. - Rapport annuel 1976 : 101-106.
- LECLERCQ (L.), 1968 - Notice explicative de la carte pédologique au 1/200 000 de Bakouma. CEA, Direct. des Product. Groupement Afrique-Madagascar. 54 p. multigr.
- LECLERCQ (L.), 1969 - Exploration de la série de la Ouakini avec carte à 1/200 000, Rapport annuel 1968 au service des mines. CEA, Direct. des Product. Groupement Afrique-Madagascar, 12 p. multigr.
- LELONG (F.), 1967 - Détermination quantitative par voie chimique des constituants minéralogiques des produits argileux d'altération tropicale. *Bull. Groupe Fr. des Argiles*, tome XIX, fasc. 1 : 49-67.
- LELONG (F.), 1969 - Nature et genèse des produits d'altération des roches cristallines sous climat tropical humide (Guyane française). *Sciences de la Terre*. Mém. n° 14, Nancy, 186 p., 24 fig., 28 tabl., 4 pl. h.t.
- LENEUF (N.), 1959 - L'altération des granites calco-alcalins et des granodiorites en Côte d'Ivoire forestière et les sols qui en sont dérivés. ORSTOM, Paris, 212 p., 15 pl. h.t.
- LENFANT (C.), 1909 - La découverte des grandes sources du Centre de l'Afrique. Rivières de vie - Rivières de mort : Nana, Ouam, Penné, Hachette, Paris, 267 p., 115 illustr., 2 cartes 1/2 000 000.
- LE MARÉCHAL (A.) et VINCENT (P.M.), 1971 - Le fossé Crétacé du Sud-Adamaoua (Cameroun). *Cah. ORSTOM, série Géologie*, III, n° 1 : 67-83.
- LE MARÉCHAL (A.), 1976 - Géologie et géochimie des sources thermominérales au Cameroun. Thèse Doct. *Trav et Doc.* n° 59, ORSTOM, Paris, 176 p. + 2 cartes h.t. 1/1 000 000.

- LEPERSONNE (J.), 1971 - Les formations katangiennes (Lindien) de la région Niangara-Gwana-Zemio (Congo septentrional). Mus. Roy. Afr. Centr., Dépt. Géol. et Min., Rapport annuel 1970 : 67-71.
- LEPERSONNE (J.), 1974 - Notice explicative de la carte géologique du Zaïre au 1/2 000 000. Rép. du Zaïre. Dépt. Mines, Direct. Géol. Kinshasa, 67 p.
- LEPRUN (J.C.), 1979 - Les cuirasses ferrugineuses des pays cristallins de l'Afrique occidentale sèche. Genèse - transformations - dégradations. *Thèse Doct. Mém. Sc. Géol. Strasbourg*, 58, 224 p.
- LEROUX (M.), 1983 - Le climat de l'Afrique tropicale. The climat of Tropical Africa. Edit. Champion, Paris, 633 p., atlas bilingue, 250 pl.
- LETOUZEY (R.), 1968 - Etude phytogéographique du Cameroun. Ed. P. Lechevalier, Paris, 511 p.
- LETOUZEY (R.), 1982 - Végétation p. 20-24 (carte 1/3 250 000) in Atlas de la république unie du Cameroun. *Jeune Afrique* Paris, 72 p.
- LETOUZEY (R.), 1985 - Notice de la carte phytogéographique du Cameroun au 1/500 000. Inst. Cart. Inter. Végétation, Toulouse, 5 fasc., 240 p.
- LOIR (E.), 1913 publié en 1918 - Carte géologique de l'Afrique équatoriale au 1/5 000 000, Larose édit., Paris.
- LOMBART (J.), 1934 - Remarques sur la structure des latérites en Oubangui-Chari (AEF). Chron. Mines Colon. n° 30 : 288-289.
- LOMBART (J.), 1937 - Les altérations superficielles en Afrique équatoriale française. Chron. Mines Colon. n° 60 : 168-171.
- LOUIS (P.), 1960 - Essai de prospection géophysique dans l'Ouest de la République centrafricaine. ORSTOM, Bangui, 16 p. multigr.
- LOUIS (P.), 1970 - Contribution géophysique à la connaissance géologique du lac Tchad. Mém. 42. ORSTOM, Paris, 312 p. + coupes gravim. et cartes.
- LUCAS (Y.), 1982 - Géomorphologie et hydrographie p. 7 à 13 in *Carte pédologique, feuille Paoua*, ORSTOM, Paris, 127 p. multigr.
- MAIGNIEN (R.), 1958 - Le cuirassement des sols en Guinée (Afr. occidentale). *Mém. Serv. Géol. Als. Lorraine*, 16, Strasbourg, 239 p.
- MAINGUET (M.), 1972 - Le modelé des grès. Problèmes généraux. IGN, Paris, 2 tomes, 657 p. 107 planches.
- MAINGUET (M.), 1975 - Considérations sur les formes superficielles d'enrichissement en fer et le cuirassement des grès de Mouka-Ouadda (RCA). *Trav. et Doc. de Géogr. Trop.* n° 22, CEGET-CNRS, Bordeaux : 163-170.
- MAINGUET (M.), 1976 - Quelques aspects de la détection et de l'insertion spatiale des phénomènes de cuirassement sur les images aériennes et satellite : 209-229 in *Trav. et Doc.* n° 33, CEGET-CNRS, Bordeaux, 414 p.
- MARIUS (C.) et BARBERY (J.) - Carte pédologique de reconnaissance du Tchad à 1/200 000 :  
 - 1964 : Notice 18, feuille Moussafoyo. ORSTOM, Paris, 49 p.  
 - 1967 : Notice 29, feuille Fort Archambault. ORSTOM, Paris, 40 p.
- MARLIAC (A.), 1989 - Le Post-néolithique en région sahélo-soudanienne : exemples camerounais. Thèse Doct., Paris I, 983 p.
- MARTIN (D.), 1967 - Géomorphologie et sols ferrallitiques dans le Centre-Cameroun. *Cah. ORSTOM, Sér. Pédol.*, vol. V n° 2 : 189-218.
- MATHIEU (Ph.), 1983 - Le Post-Paléozoïque au Tchad p. 146-149 in Lexi. stratig. inter. n° 1 : Afrique de l'Ouest. Introd. géol. et termes stratig., J. Fabre (édit.), Pergamon.
- MAZALTARIM (D.), 1989 - Géochimie des cuirasses ferrugineuses et bauxitiques de l'Afrique occidentale et centrale. *Thèse doct.* Univ. L. Pasteur, Strasbourg, 263 p., 127 fig., 58 tabl., 1 vol. d'annexes.
- MESTRAUD (J.L.), 1953 - Note explicative sur la feuille Bangassou-Ouest. Carte géol. de reconnaissance à l'échelle du 1/500 000. *Publ. Dir. Mines Géol. d'AEF*, Brazzaville, Paris, 27 p.

- MESTRAUD (J.L.), 1960 - Rapport de fin de mission 1959 sur la coupure Zémio-Djéma. Géologie. Archives DMG-RCA, 55 p., 14 cartes.
- MESTRAUD (J.L.), 1964 - Carte géologique de la République centrafricaine à 1/1 500 000, édit. BRGM.
- MESTRAUD (J.L.) avec BESSOLES (B.), 1982 - Géologie et ressources minérales de la République centrafricaine (Etat des connaissances à la fin de 1963). *Mém. BRGM* n° 60, Orléans, 186 p.
- MIAUTON (J.D.), 1980 - Bakouma. Genèse et géologie d'un gisement néoformé continental phosphato-uranifère. Thèse 3<sup>e</sup> cycle. Nancy, 161 p. multigr.
- MICHEL (P.), 1973 - Les bassins des fleuves Sénégal et Gambie. Etude géomorphologique, thèse de doct. *Mém. n° 63, ORSTOM Paris*, 2 tomes, 752 p., 9 planches, 6 cartes couleurs (thèse parue en 1970 en 3 tomes multigraphiés de 1169 p.).
- MICHEL (P.), 1976 - Cuirasses bauxitiques et ferrugineuses d'Afrique occidentale. Aperçu chronologique. : 11-32 in *Géomorphologie de reliefs cuirassés dans les pays tropicaux chauds et humides. Trav. et Doc. géogr. trop.* n° 32 CEGET-CNRS, Bordeaux.
- MILLOT (G.), 1980 - Les grands aplanissements des socles continentaux dans les pays subtropicaux, tropicaux et désertiques. *Mém. hors série. Soc. géol. de France*, n° 10 : 295-305.
- MODAT (Capit.), 1912 - Une tournée en pays Fertyt. Com. Afri. Franç., Paris, 207 p., 5 cartes.
- MOEYERSONS (J.), 1975 - Les surfaces d'aplanissement et les cycles géographiques dans le Nord du Zaïre. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, T. 98 : 439-448.
- MORIN (S.), 1980 - Géomorphologie p. 13 à 45 in Atlas de la république unie du Cameroun. *Edit. Jeune Afrique*, Paris, 72 p.
- MORIN (S.), 1989 - Hautes terres et bassins de l'Ouest-Cameroun, étude géomorphologique. Thèse Univ. Bordeaux III, 2 t., 1190 p., 1 atlas, 17 cartes h. t.
- NAHON (D.), 1970 - Nouvelles observations sur les faciès d'altérations anciennes au Sénégal et en Mauritanie. *Trav. Lab. Sci. Terre, St Jérôme, Marseille, (A)*, n° 2, 50 p., 14 fig., 9 planches.
- NAHON (D.), 1971 - Contribution à l'étude de la genèse des cuirasses ferrugineuses quaternaires sur grès : exemple du massif de Ndias (Sénégal occidental). *Rapport Dépt. Géol. Fr. Sci. Univ. Dakar, Sénégal* n° 31, VII, 81 p., 18 fig.
- NEBOUT (A.), 1892 - La mission Crampel. *B. Soc. normande de géogr.*, n° 14 : 217-247.
- NGANGOM (E.), 1987 - Relations tectonique-sédimentation continentale dans le fossé de la Mbéré-Djerem, Sud-Adamaoua (Cameroun) p. 76-77 in *Conf. 1987 du PIGC-UNESCO* n° 210.
- OLEJNIKOV (N.N.), 1957 - « O proishozhenii osnovnyh cert rel'efa i gidrografi coskoy seti bassejna Kongo » (Sur l'origine des principaux traits de relief et du réseau hydrographique du bassin du Congo). *Voprasy Geografii*, 40 : 119-127.
- OLIVRY (J.C.), 1986 - Fleuves et rivières du Cameroun. Monographie hydrologique ORSTOM n° 9, Paris, 733 p.
- OLIVRY (J.C.), BRICQUET (J.P.) et THIÉBAUX (J.P.), 1989 - Bilan annuel et variations saisonnières des flux particuliers du Congo à Brazzaville et de l'Oubangui à Bangui : 5 à 28 in *Note d'information n° 3. Opérations grands bassins fluviaux PIRAT-INSU/ORSTOM, Montpellier*, 124 p.
- PARRISH (J.T.), Ziegler (A.M.), and Scotese (C.R.), 1982 - Rainfall patterns and the distribution of coals and evaporites in the Mesozoic and Cenozoic. *Paleogeogr., Paleoclimat., Paleoecol.*, 40 : 67-101.
- PARRY (D.E.) et WICKENS (G.E.), 1981 - The Qozes of Southern Darfur Sudan Republic. *The Geographical Journal*, London, vol CXLVII, n° 3 : 307-320.
- PETIT (M.), 1975 - Les paysages du calcaire dans la vallée du Niari et de la Nganga : 109-141 in *Trav. et Doc. Géogr. Trop.* n° 22. Etude de Géomorphologie (Congo, Côte d'Ivoire, Guyane, RCA, Sénégal). CEGET-CNRS, Bordeaux, 251 p.

- PETIT (M.), 1990 - Les grands traits morphologiques de l'Afrique centrale atlantique : 20-30 in *Paysages quaternaires de l'Afrique centrale atlantique*. R. Lanfranchi et D. Schwartz. (éd.) *Coll. Didactiques*, ORSTOM Paris, 535 p.
- PEYRE DE FABRÈGUES (B.), 1981 - Etude phyto-écologique et cartographie du Parc National Manovo-Gounda-Saint-Floris (RCA) C.T.F.T. Nogent-sur-Marne/LEMVT, Maisons-Alfort, Rapport final, 146 p. multigr. + 9 cartes à 1/100 000.
- PIAS (J.), 1967a - Chronologie du dépôt des sédiments tertiaires et quaternaires dans la cuvette tchadienne (Rép. du Tchad). *CRAS*, Paris, t. 264, sér. D : 2432-2435.
- PIAS (J.), 1967b - Les formations tertiaires et quaternaires de la cuvette tchadienne (Rép. du Tchad). Présentation de l'esquisse géologique au 1/1 000 000 : 425-429 in *Cong. Panaf. Préh. Et. Quat.*, 6, Dakar.
- PIAS (J.), 1970 - Les formations sédimentaires tertiaires et quaternaires de la cuvette tchadienne et les sols qui en dérivent. *Mémoire ORSTOM n° 43*, Paris, 407 p.
- PION (J.C.), 1979 - L'altération des massifs cristallins basiques en zone tropicale sèche. Etude de quelques toposéquences en Haute-Volta. *Thèse Doct. Sci.*, Strasbourg, 220 p. multigr.
- PLIHON (G.), 1983 - Identification de gisements calcaires pour cimenterie. Rapport de fin d'étude de reconnaissance, GEOARMOR, 28 p. multigr. + annexes. Archives DMG-RCA.
- POIDEVIN (J.L.), 1979 - Echelle stratigraphique des formations précambriennes du Centrafrique (ECA). *10<sup>e</sup> Colloque Géol. Afric. Montpellier*, 25-27 Avril 1979, résumé p. 12.
- POIDEVIN (J.L.), ALABERT (J.) et MIAUTON (J.D.), 1981 - Géologie des séries du Précambrien supérieur de la région de Bakouma (RCA). *Bull. BRGM*, Sect. IV, 4, 1980-1981 : 313-320.
- POIDEVIN (J.L.), 1985 - Le Protérozoïque supérieur de la République centrafricaine. *Mus. roy. Afr. Centr., Ann. in 80, Sc. Géol. n° 91*, 75 p.
- POIDEVIN (J.L.) et PIN (C.), 1986 - 2 Ga U-Pb zircon dating of Mbi granodiorite (Central African Republic) and its bearing on the chronology of the Proterozoic of Central Africa. *J<sup>al</sup>. of African Earth Sciences*, vol. V n° 6, pp 581-587.
- POIDEVIN (J.L.), 1991 - Les ceintures de roches vertes de la République centrafricaine (Bandas, Boufoyo, Bogoin, Mbomou). Contribution à la connaissance du Précambrien du nord du craton du Congo. *Thèse Doct. Clermont-Ferrand*, 14 fév. 1991, 458 p. multigr.
- POLINARD (E.), 1935 - Constitution géologique et pétrographique des bassins de la Kotto et du Mbari dans la région de Bria-Yalinga (Oubangui-Chari). *Mém. Inst. Roy. Col. belge*, Bruxelles, section Sci. Nat. et Médic., tome IV, fasc. 3, 133 p., 22 fig., 13 pl., 1 carte à 1/400 000.
- POPOFF (M.), 1988 - Du Gondwana à l'Atlantique Sud : les connexions du fossé de la Bénoué avec les bassins du Nord-Est brésilien jusqu'à l'ouverture du Golfe de Guinée au Crétacé inférieur. *J<sup>al</sup>. of African Earth Sciences*, vol. VII n° 2 : 409-431.
- POUIT (G.), 1955a - Etude du calcaire de Bobassa. Rapport mensuel, mars 1955, inédit, Archives DMG-RCA.
- POUIT (G.), 1959 - Notice explicative sur la feuille de Fort-Crampel-Ouest. Carte géologique de reconnaissance à l'échelle du 1/500 000. *Publication Dir. Mines Géol. d'AEF*, Brazzaville. Paris, 23 p.
- POUYAUD (B.) et COLOMBANI (J.), 1989 - Les variations extrêmes du lac Tchad : l'assèchement est-il possible ? *Ann. de Géogr.* n° 545 : 1-23, 13 fig.
- PREUSS (J.), 1990 - L'évolution des paysages du bassin intérieur du Zaïre pendant les quarante derniers millénaires : 260-282 in R. Lanfranchi et D. Schwartz (éd.), op. cité.
- PRINS (P.), 1909 - Les troglodytes du Dar Banda et du Djébel Méla. : 11-26 in *Bull. géogr. hist. et descriptive*, Paris.
- PRIOUL (C.), 1970 - Les régions de relief. Notes de géomorphologie centrafricaine, Univ. Bangui, 4 p. multigr.
- QUANTIN (P.), 1961 - Les Sols rouges et jaunes intertropicaux du Sud-Est de la République centrafricaine. ORSTOM, Bangui, 96 p., 3 cartes, 7 croquis.
- QUANTIN (P.) et COMBEAU (A.), 1962a - Relation entre érosion et stabilité structurale du sol. *CRAS*, tome 254 : 1855-1857.

- QUANTIN (P.) et COMBEAU (A.), 1962b - Erosion et stabilité structurale du sol. *Publ. de l'AIHS, Collect. de Bari* : 124-130.
- QUANTIN (P.), 1965 - Les sols de la République centrafricaine. *Mém. ORSTOM n° 16*, Paris, 113 p. + 1 carte 1/5 000 000.
- QUINIF (Y.), 1985 - Une morphologie karstique en zone intertropicale : les karsts du Bas-Zaïre : 43-32 in *Karstologia*, n° 6.
- RICHARD (R.), 1934 - La trombe et le grain orageux du 27 mai 1932 à Bangui (AEF). *Ann. Phys. Glob. de la FOM*, p. 126.
- ROBERT (M.), 1946 - Le Congo physique. Vaillant-Carmanne, Liège, 449 p.
- ROUGERIE (G.), 1960 - Le façonnement actuel des modelés en Côte d'Ivoire forestière. *Mém. IFAN n° 58*, Dakar, 542 p.
- SCANVIC (J.Y.), 1955 - Rapport technique sur la reconnaissance générale de la feuille de Fort Crampel-Est. Archives DMG-RCA. Inédit, 13 p. multigr.
- SCHULL (T.J.), 1988 - Rift Basin of Interior Sudan Exploration and Discovery. Amer. Assoc. Petro. Geol. *Bull. 72 (10)* : 1128-1142.
- SCHULTZE (A.), 1913 - In Adolf Friedrich Herzog zu Mecklenburg : Vom Kongo zum Niger und Nil. *Berichte der deutschen Zentralafrika-Expedition 1910-1911*. Leipzig, Brockhaus, 2 vol.
- SÉGALEN (P.), 1967 - Les sols et la géomorphologie du Cameroun. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, vol. V, n° 2 : 137-188.
- SEKIRSKY (B.), 1954 - Contribution à l'étude de la constitution géologique de l'Uele. *Ann. Soc. Géol. de Belgique*, tome LXXVII, B. 189 à 199.
- SERVANT (M.), 1983 - Séquences continentales et variations climatiques : Evolutions du bassin du Tchad au Cénozoïque supérieur. Thèse Doct. Paris VI, *Trav. et Doc. de l'ORSTOM n° 159*, Paris, 573, 180 fig.
- SIEFFERMANN (G.), 1967 - Variations climatiques du Quaternaire dans le Sud-Ouest de la cuvette tchadienne (Cameroun). *CR 92<sup>e</sup> Congrès Intern. Soc. Savantes*, tome II : 485-494.
- SILLANS (R.), 1958 - Les savanes de l'Afrique centrale. Edit. Lechevalier, Paris, 423 p.
- SIMON (T.), VERCESI (L.), SOURDAT (M.) et BOULVERT (Y.), 1987 - Etude du milieu naturel d'une région tropicale humide et suivi de son évolution saisonnière au moyen de l'imagerie SPOT, Bangui, Centrafrique. PEPS n° 186. ORSTOM-CNES, Paris, 25 p., 12 pl., 12 photos couleurs. Résumé intitulé : Suivi de l'évolution saisonnière d'un milieu naturel de région tropicale humide : 221-228 in SPOT 1. Utilisation des images, Bilan, Résultats. CNES, Paris, Nov. 1987. Cedapues édit., Toulouse.
- SMITH (A.G.), BRIDEN (J.C.), 1977 - Mésozoïque and Cénozoïque paleo-continental maps. Cambridge University Press, 65 p.
- TARDY (Y.), MELFI (A.J.) et VALETON (I.), 1988 - Climats et paléoclimats tropicaux périatlantiques. Rôle des facteurs climatiques et thermodynamiques : températures et activité de l'eau sur la répartition et la composition minéralogique des bauxites et des cuirasses ferrugineuses, au Brésil et en Afrique. *CRAS*, Paris, tome CCCVI, série II : 289-295.
- TARDY (Y.), 1989 - Livret guide - Mission janvier 1989 - République centrafricaine et Mali - Programme PIRAT - Opérations Latérites et Grands Bassins. CNRS/Strasbourg, inédit.
- TARDY (Y.), KOBILSEK (R.), LUCAS (Y.) et VOLKOFF (B.), à paraître - Paléoclimats périatlantiques. Composition et distribution des bauxites et cuirasses ferrugineuses, exemple de l'Afrique intertropicale, du Brésil, de l'Australie et de l'Inde.
- TAMURA (T.), 1990 - Late Quaternary landscape evolution in the West Cameroon highlands and the Adamaoua plateau : 283-313 in R. Lanfranchi et D. Schwartz (éd.) (1990), *op. cit.*
- TAYLOR (M.L.) et GENIK (G.J.), 1987 - C.A.R. A synthesis of petroleum exploration 1973-1986, Exxon, 19 p. multigr. + trad. française, 14 p. + annexes et cartes.
- TESSIER (F.), FLICOTEAUX (R.), LAPPARTIENT (J.R.), NAHON (D.) et TRIAT (J.M.) - Réforme du concept de Continental Terminal dans les bassins sédimentaires côtiers de l'Ouest africain. : 207-213 in *IX<sup>e</sup> congrès international de Sédimentologie, Nice*. Thème I : Indicateurs sédimentologiques.

- THIÉBAUX (J.P.), 1988 - Programme PIRAT : Transport des matières sur l'Oubangui à Bangui p. 48 in PIRAT - Opérations grands bassins fluviaux. Note d'information n° 1, INSU/ORSTOM, Paris, 48 p. multigr.
- THONNART (G.), 1957 - Etude morphologique et structurale de la partie septentrionale de la province de l'Ubangi au Congo belge. 10 cartes à 1/2 000 000. *Mul. Roy. Afrique centr.*, Tervuren, Belg. (inédit).
- TILHO (J.), 1910 - Documents scientifiques de la mission Tilho (1906-1909), Imprimerie nationale Paris, tome I, 1910, 412 p. + nombreuses cartes et planches ; tome II, 1911, 680 p., fig. h.t., 1 carte 1/500 000 et 4 feuilles.
- VAIL (J.R.), 1978 - Outline of the Geology and mineral deposits of the Democratic Republic of the Sudan and adjacent areas, n° 49, Overseas Geology and Mineral Resources, Inst. of Geological Sciences, London Her Majesty's Stationary Office.
- VEATCH (A.C.), 1935 - The evolution of the Congo Basin. Geological Society of America, Mém. n° 3, Boulder (USA), 183 p.
- VIDAL (P.), 1982 - Tazunu, Nana-Modé, Toala, ou : de l'archéologie des cultures africaines et centrafricaines et de leur histoire ancienne. Vidal édit., Bangui, 142 p., 17 illustr.
- VIDAL (P.), BAYLE des HERMENS (R. de) et MÉNARD (J.), 1983 - Le site archéologique de l'île de Toala sur la haute Ouham (République centrafricaine). Néolithique et âge du fer. *L'anthropologie*, Paris, tome 87, n° 1 : 113-133.
- VINCENT (P.M.), 1968 - Attribution au Crétacé de conglomérats métamorphiques de l'Adamaoua (Cameroun). *Ann. Fac. Sci. Cameroun*, Yaoundé n° 1 : 69-76.
- VINCENT (P.M.), 1973 - Le Cameroun in *Encyclopedia of Earth Sciences*, vol. VIII, éd. by R.W. FAIRBRIDGE, New-York.
- VIZIER (J.F.) et FROMAGET (M.), 1970 - Carte pédologique de reconnaissance du Tchad à 1/200 000. Notice n° 39, Fianga, Laï, ORSTOM, Paris, 88 p.
- WACRENIER (Ph.), 1953 - Coupures géologiques Garoua-Est et Laï (partie AEF). *Rapport ann. Serv. Géol.*, DMG-Brazzaville.
- WACRENIER (Ph.), 1960 - Rapport de mission 1960 dans la coupure Bangui-Ouest. Archives DMG-RCA, 32 p. multigr., 8 pl. et cartes ann.
- WACRENIER (Ph.), 1961 - Mission de recherche du bauxite au Logone et au Mayo-Kébi (Tchad). *Bull. Inst. Equat. Rech. et Géol. Min.* n° 14 : 37-41.
- WACRENIER (Ph.), et WOLFF (J.P.), 1965 - Carte géologique de reconnaissance des États d'Afrique équatoriale : Bangui-Ouest, échelle 1/500 000. IERGM-BRGM, Paris.
- WOLFF (J.P.), 1962a - Notice explicative sur la feuille Nola. Carte géologique de reconnaissance à l'échelle du 1/500 000. IRGM, Brazzaville, 30 p.
- WOLFF (J.P.), 1962b - Note sur les calcaires dolomitiques de la plantation Gallo (région de Damara). Archives DMG-RCA. 3 p. multigr., 1 plan.
- WOLFF (J.P.) 1962c - Prospections sur la coupure Bangui-Ouest. Archives DMG-RCA, 15 p. multigr., 24 pl. et tabl. annexes.
- WOLFF (J.P.), 1963 - Notice explicative sur la feuille Yalinga-Est. Carte géologique de reconnaissance à l'échelle du 1/500 000. Public. BRGM, Brazzaville, 38 p.
- WOLFF (J.P.), 1964 - Carte géologique de la république du Tchad à 1/1 500 000. BRGM, Orléans.



## LISTE DES FIGURES

Fig. 1 - Carte géologique du Centrafrique .....	8
Fig. 2 - Schéma oro-hydrographique du Centrafrique .....	10
Fig. 3 - Pluviométrie moyenne annuelle en Centrafrique .....	12
Fig. 4a - Répartition en altitude du territoire centrafricain .....	18
Fig. 4b - Répartition en latitude des sols centrafricains à individualisation de fer .....	18
Fig. 5 - Schéma géomorphologique de la RCA .....	22
Fig. 6 - Localisation des figures de détail .....	24
Fig. 7 - Légende des figures .....	26
Cuirassement secondaire de pente étagé à partir de buttes résiduelles de la surface ancienne : .....	26-30
Fig. 8 - Modelé près de la Mbéré sur itabirites .....	28
Fig. 9 - Butte résiduelle isolée à l'ouest de la Fafa sur charnockites ..	29
Fig. 10 - Buttes de la Bakouya sur charnockites .....	29
Fig. 11 - Schéma morphologique des environs de Boufouyou .....	30
Fig. 12 - Structure circulaire à 50 km à l'est de Dékoa .....	32
Fig. 13 - Cuirassement étagé sur quartzites ferrugineux à l'est de Bakala .....	34
Fig. 14 - Reliefs résiduels quartzitiques surplombant la surface centrafricaine à l'ouest de Bria .....	36
Fig. 15 - Modelé contrasté sur grès de Nakando et série de Dialinga de part et d'autre du Mpatou .....	46
Fig. 16 - Modelé de la région de Morkia .....	52
Fig. 17 - Morphologie cuirassée sur complexe amphibolo-pyroxénique du Mbomou .....	58
Fig. 18 - Structure circulaire au sud de Yalinga .....	68
Fig. 19 - Profil dissymétrique de l'interfluve Congo-Nil au nord du mont Dangoura .....	76-77
Fig. 20 - Bordure nord-ouest sur quartzites du plateau gréseux d'Ouadda .....	82
Fig. 21 - Escarpement nord du plateau gréseux d'Ouadda ou escarpement des Bongo .....	84
Fig. 22 - Bordure orientale du plateau gréseux d'Ouadda .....	86
Fig. 23 - Entaille du plateau gréseux par la Toubaye autour de Tédoua .	98
Fig. 24 - Bordure occidentale du plateau gréseux à Amāda-Gaza .....	100
Fig. 25 - Entaille de la vallée de la Lobaye au travers du plateau gréseux de Gadzi .....	102
Fig. 26 - Entaille de la Sangha à travers la surface centrafricaine .....	108

Fig. 27 - Entaille de la surface de la Lim-Bocaranga par la Nana-Modé .....	114
Fig. 28 - Entaille de la surface de la Lim-Bocaranga par les affluents de l'Ouham, près de Hiadji .....	116
Fig. 29 - Escarpement du plateau de Baboua autour de Bondiba .....	118
Fig. 30 - Entaille du plateau de Bouar (surface 1 000 m) par les affluents de la Nana, au niveau des sources de la Bolé .....	120
Fig. 31 - Entaille du plateau de Bouar (surface 1 000 m) aux sources de la Nana Barya .....	121-122
Fig. 32 - Dômes de flanc granitiques surplombant le fossé de Bozoum à Hay .....	123
Fig. 33 - Site de Bozoum. Niveaux cuirassés étagés dominant l'Ouham .....	124
Fig. 34 - Modelé cuirassé orienté au nord-est de Bozoum, aux environs de Bangba .....	128
Fig. 35 - Surface d'aplanissement cuirassée en bordure de l'Ouham. Types de lakéré .....	130
Fig. 36 - Modelé cuirassé de la série de Kouki .....	132
Fig. 37 - Lakéré en auréoles circulaires sur granite en bordure de la Nana Bakassa .....	134
Fig. 38 - Capture de l'Ouham à Batangafo .....	135
Fig. 39 - Modelé cuirassé étagé sur prétendus grès du Continental Terminal .....	139
Fig. 40 - Modelé du secteur déprimé au nord de Batangafo. Ennoyage du socle sous les alluvions anciennes et récentes .....	140
Fig. 41 - Inselbergs granitiques du Bamingui : Kaga Bazou .....	142
Fig. 42 - Modelé digité des secteurs déprimés à lakéré de battement de nappe :	
a. au sud-ouest de Ndélé .....	143
b. au sud-est de Miaméré .....	143
Fig. 43 - Virgation d'une arête quartzitique sur l'interfluve Congo Tchad .....	146
Fig. 44 - Escarpement nord de la surface centrafricaine en bordure du massif du Dar Chala .....	147
Fig. 45 - Secteur central du massif du Dar Chala .....	148
Fig. 46 - Coupes à travers le massif du Dar Chala .....	150
Fig. 47 - Esquisse géomorphologique de la région de Kouidi au nord-ouest de Ndélé (massif de Bangbali) .....	152
Fig. 48 - Ilots cuirassés témoins du socle ancien au milieu des alluvions quaternaires du Parc Saint-Floris : Tolo .....	156
Fig. 49 - Vallée de l'Aouk .....	157
Fig. 50 - Escarpement de la surface centrafricaine entre Mbi et Pama .....	160
Fig. 51 - Entaille de la surface centrafricaine par les affluents de l'Ombella .....	162
Fig. 52 - Entaille de la surface centrafricaine par les affluents de la Bangui-Kété .....	164
Fig. 53 - Entaille de la surface centrafricaine par le Mbomou près d'Ouango .....	168

Fig. 54 - Crypto-karsts de l'Ombella-Mondjo .....	174
Fig. 55 - Analyses minéralogiques de 350 cuirasses centrafricaines ....	187
Fig. 56 - Diagrammes triangulaires : silice, alumine et fer totaux suivant le substrat .....	189
Fig. 57 - Positions du continent africain par rapport à l'équateur et évolution du climat depuis le Trias .....	197
Fig. 58 - Esquisse de l'évolution climatique du Centrafrique à divers pas de temps .....	202

#### LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1 : Analyses totales triacides de 419 échantillons de cuirasses centrafricaines .....	184
Tableau 2 : Compositions moyennes de cuirasses centrafricaines - selon le type de cuirasse .....	186
Tableau 3 : Compositions moyennes de cuirasses centrafricaines - selon le type de roche .....	188



## TABLE DES MATIÈRES

Avertissements - remerciements .....	3
Introduction .....	5

### Première partie

#### Chapitre I

#### PRÉSENTATION DU MILIEU NATUREL CENTRAFRICAÏN

1. Le substrat géologique .....	9
2. Le relief et l'hydrographie.....	11
3. Le climat et la végétation .....	13
4. Le relief et l'érosion.....	14
5. Les sols et le cuirassement.....	17
6. Minéralogie des sols centrafricains comparée aux suspensions des grands cours d'eau .....	19
7. Facteurs biodynamiques divers.....	20
8. Rôle de l'Homme.....	21

### Deuxième partie

#### LES GRANDES UNITÉS MORPHOLOGIQUES CENTRAFRICAÏNES : LA SURFACE CENTRAFRICAÏNE

#### Chapitre II

#### LA PARTIE AXIALE DE LA SURFACE CENTRAFRICAÏNE

1. Plateau de Bossembélé - Yaloké.....	27
2. Plateau de Marali - Bouca .....	28
3. Région quartzo-granitique de Dékoa.....	31
4. Bassin amont Kouma-Gribingui .....	31
5. Intrusion granitique et ceinture de roches vertes de Grivai Pamiã Bakala .....	33
6. Plateau de Bria-Ippy.....	37
7. Problème des captures de la Ouaka et de la Kotto aux dépens du bassin tchadien .....	39

#### Chapitre III

#### UNITÉS MORPHOLOGIQUES ENCADRANT LE PLATEAU DU MBOMOU

1. Plateau grésio-quartzitique de Kembé-Nakando.....	41
2. Région cuirassée du Nzako .....	46
3. Région indurée du Ngonbgbo .....	47
4. Massif de Kocho .....	48
5. Bassins du Moyen-Chinko et de l'Ali.....	49
6. Massif gréseux de Morkia .....	51

Chapitre IV  
**PLATEAU CUIRASSÉ DU MBOMOU**

1. Délimitation et substrat .....	57
2. Premières descriptions .....	57
3. Aperçu morphologique d'ensemble.....	59
4. Diversité des paysages observés.....	59
5. Etude structurale du plateau du Mbomou.....	61
6. Remarques sur le cuirassement .....	62
7. Conclusions .....	63

Chapitre V  
**PROLONGEMENT ORIENTAL DE LA SURFACE CENTRAFRICAINE**

1. Région d'Obo.....	65
2. Bassin de Yalinga ou du Mbari supérieur.....	66
3. Plateaux de la Kotto supérieure ou du « Dar Fertit » .....	69
4. Bassin Voulou-Kotto.....	71
5. Bassin Ndji-Botou.....	72
6. Bassins Chinko supérieur - Douyou - Boulou.....	72
7. Région cuirassée de Mbotou-Chinko .....	73
8. Bassin supérieur Vovodo-Ouara .....	73
9. Morphologie de l'interfluve Congo-Nil .....	74

Chapitre VI  
**PLATEAU GRÉSEUX D'OUADDA**

1. Caractérisation - Limites.....	81
2. Escarpement de bordure .....	83
3. Forme du bassin. Epaisseur. Tectonique .....	87
4. Aspects du contact grès-socle .....	88
5. Formes du relief .....	89
6. Modelé et sols .....	89
7. Cuirassement.....	90

Chapitre VII  
**PLATEAU GRÉSEUX DE GADZI-CARNOT**

1. Identification - Limites .....	93
2. Caractérisation botanique et pédologique. Photo-morphologie .....	94
3. Allure du contact grès-socle.....	94
4. Formation fluvio-glaciaire .....	95
5. Formation fluviale. Problème des sables de Bambio.....	96
6. Induration sur le plateau gréseux de Gadzi.....	97
7. Formes de relief. Pseudo-karst. Potentialités hydrauliques.....	97
8. Limites du plateau gréseux de Gadzi.....	99
9. Tectonique dans les grès.....	103
10. Esquisse de comparaison entre les plateaux gréseux de Gadzi et d'Ouadda .....	104

Chapitre VIII  
**EXTREMITÉ OCCIDENTALE DE LA SURFACE CENTRAFRICAINE**

1. Bassins de la Nana et de la Mambéré.....	107
2. Plateau granitique des Boumbé I et II.....	107
3. Bassin moyen de la Kakei .....	109
4. Plateau de Bilolo .....	109

5. Entailles dissymétriques de la Kadei et de la Mambéré .....	111
6. Entaille de la Sangha supérieure.....	111

Troisième partie  
**LES GRANDES UNITÉS MORPHOLOGIQUES CENTRAFRICAINES :**  
**RELIEFS, ESCARPEMENTS, PIEDMONTS, PLAINES**

Chapitre IX

**RELIEFS DU NORD-OUEST CENTRAFRICAIN.**  
**PLATEAUX ET ESCARPEMENTS DE BOUAR-BOCARANGA**

1. Caractérisation.....	115
2. Surface de la Lim-Bocaranga .....	115
3. Escarpement bordier.....	117
4. Surface de Bouar-Baboua.....	117
5. Escarpement bordier des plateaux de Bouar-Baboua .....	119
6. L'induration sur les reliefs du nord-ouest centrafricain.....	125

Chapitre X

**BASSIN MOYEN DE L'OUHAM - BAMINGUI**

1. Accident de Bozoum-Ndélé-Ouanda Djallé.....	127
2. Bassin de Bozoum.....	129
3. Piedmont granitique de Paoua .....	129
4. Massif schisteux de la Nana .....	131
5. Bassin de Bossangoa.....	131
6. Plateaux cuirassés de Kouki.....	133
7. Problèmes de la capture de l'Ouham.....	136
8. Extension réduite du Continental Terminal en Centrafrique.....	136
9. Bassin granitique du Bamingui.....	141
10. Piedmont occidental du plateau gréseux d'Ouadda.....	142

Chapitre XI

**LE NORD-EST CENTRAFRICAIN**

1. Caractérisation - Limites.....	145
2. Massif du Dar Chala.....	145
3. Massif de Bangbali.....	151
4. Piedmont de la Ouandjia - Vakaga .....	151
5. Plaine de l'Aouk-Aoukalé ou du Dar Rounga sur alluvions néo-tchadiennes .....	154
6. Vallées et plaines d'épandages sur alluvions récentes .....	158

Chapitre XII

**LIMITE SUD DE LA SURFACE CENTRAFRICAINE :**  
**ESCARPEMENT SUR LE PIEDMONT OUBANGUIEN**

Introduction .....	161
1. Escarpement de Boali .....	161
2. Escarpement de Mbaiki .....	163
3. Escarpement de Bozo - Sibut.....	163
4. Escarpement au centre-sud dominant la Ouaka .....	165
5. Escarpement de la Wakini .....	165
6. Escarpement au nord de Mobaye .....	166

7. Escarpement de Satéma vers Ouango.....	167
8. Escarpement de Motao sur le piedmont de la Sangha .....	167

Chapitre XIII

**PIEDMONT DE L'OUBANGUI - SANGHA**

1. Reliefs résiduels surmontant le piedmont centrafricain.....	171
2. Morphologie karstique : les crypto-karsts oubanguiens .....	172
3. Indurations sur le rebord méridional de la surface centrafricaine et sur le piedmont oubanguien .....	176

Quatrième partie

**PROBLÈMES DE GÉOMORPHOLOGIE CENTRAFRICAINE**

Chapitre XIV

**INDURATION, PAYSAGES CUIRASSÉS EN CENTRAFRIQUE**

1. Aperçu historique.....	181
2. Extension .....	181
3. Répartition du cuirassement en Centrafrique .....	182
4. Essais de traitements informatiques des données sur le cuirassement centrafricain.....	183
5. Remarques sur le cuirassement en Centrafrique.....	191

Chapitre XV

**ESSAI DE CHRONOLOGIE DE LA MORPHOGENÈSE  
ET DE L'ÉVOLUTION PALÉOCLIMATIQUE EN CENTRAFRIQUE**

1. Rappel géologique sur le Précambrien centrafricain - Panafricain - Paléozoïque .....	195
2. Dérive du Continent africain au cours des âges .....	196
3. L'Afrique centrale au Crétacé .....	199
4. Nouvelles données sur les fossés du Sud-Tchad Nord Centrafrique .....	200
5. Esquisse de l'évolution paléoclimatique du Centrafrique.....	201
6. Essai de reconstitution de l'évolution du réseau hydrographique centrafricain .....	204

Chapitre XVI

**LES APLANISSEMENTS CENTRAFRICAINS ET LEUR CONTEXTE**

1. Contexte régional des aplanissements centrafricains.....	207
2. Liaisons aplanissements - cuirassement .....	208
3. Liaisons aplanissements - tectonique .....	209
4. Relations de la géomorphologie avec les autres facteurs du milieu .....	210
5. Place géologique et géomorphologique du Centrafrique en Afrique centrale.....	214
Conclusions .....	217
Dossier photographique.....	221
Bibliographie.....	235
Liste des figures.....	251
Liste des tableaux .....	253
Table des matières.....	255

ORSTOM Éditeur  
Dépôt légal : janvier 1996  
Microédition, impression  
ORSTOM Bondy

Ce travail est subdivisé en trois ensembles :

Le premier correspond à une présentation du milieu physique centrafricain : substrat géologique, relief et hydrographie, climat et végétation, relief et érosion, sols et cuirassement, facteurs biodynamiques divers.

Le deuxième décrit les grandes unités morphologiques centrafricaines. D'abord la surface centrafricaine qui constitue la dorsale oubanguienne ; elle englobe les plateaux gréseux d'Ouadda et de Gadzi-Carnot. Ensuite sont présentés les reliefs du Nord-Ouest et du Nord-Est centrafricain avec le piedmont sur socle qui assure la transition à la plaine tchadienne au nord, enfin l'escarpement sud qui surplombe le piedmont de l'Oubangui-Sangha.

La dernière partie traite des principaux problèmes de la géomorphologie centrafricaine, telle l'induration ferrugineuse, l'approche chronologique de la morphogénèse et de l'évolution paléoclimatique du Centrafrique. Les aplanissements centrafricains sont ensuite replacés dans leur contexte régional en relation avec les divers facteurs d'évolution du milieu.

#### Mots-clés

Afrique centrale - République centrafricaine - Géomorphologie - Aplanissements - Cuirassement - Érosion différentielle - Directions structurales.

*This book is divided in three parts:*

*The first one describes the Centrafrican physical environment: geological substratum, relief and hydrology, climate and vegetation, relief and erosion, soils and ferricretes, various biodynamical factors.*

*The second part is a detailed description of the centrafrican landscape major units: first the Centrafrican planation level which is the Ubanguian surface and which includes the Ouadda and Gadzi-Carnot sandstone plateaus ; then the northwestern and northeastern reliefs of the Central African Republic are described and the piedmont which constitutes the transition with the Chadian plain towards the north ; at last the southern scarp above the Ubangui-Sangha piedmont.*

*The last part deals with the main problems concerning the Centrafrican geomorphology, like the ferricretes, a tentative chronology of the morphogenesis and the paleoclimatic evolution in Central Africa. Then the planation levels are located in their regional context, in connexion with the various factors of the environment.*

#### Key words

*Central Africa - Centrafrican Republic - Geomorphology - Planation levels - Ferricretes - Differential erosion - Rock lineaments.*

# CARTE GÉOMORPHOLOGIQUE DE LA RÉPUBLIQUE CENTRAFRICAINE

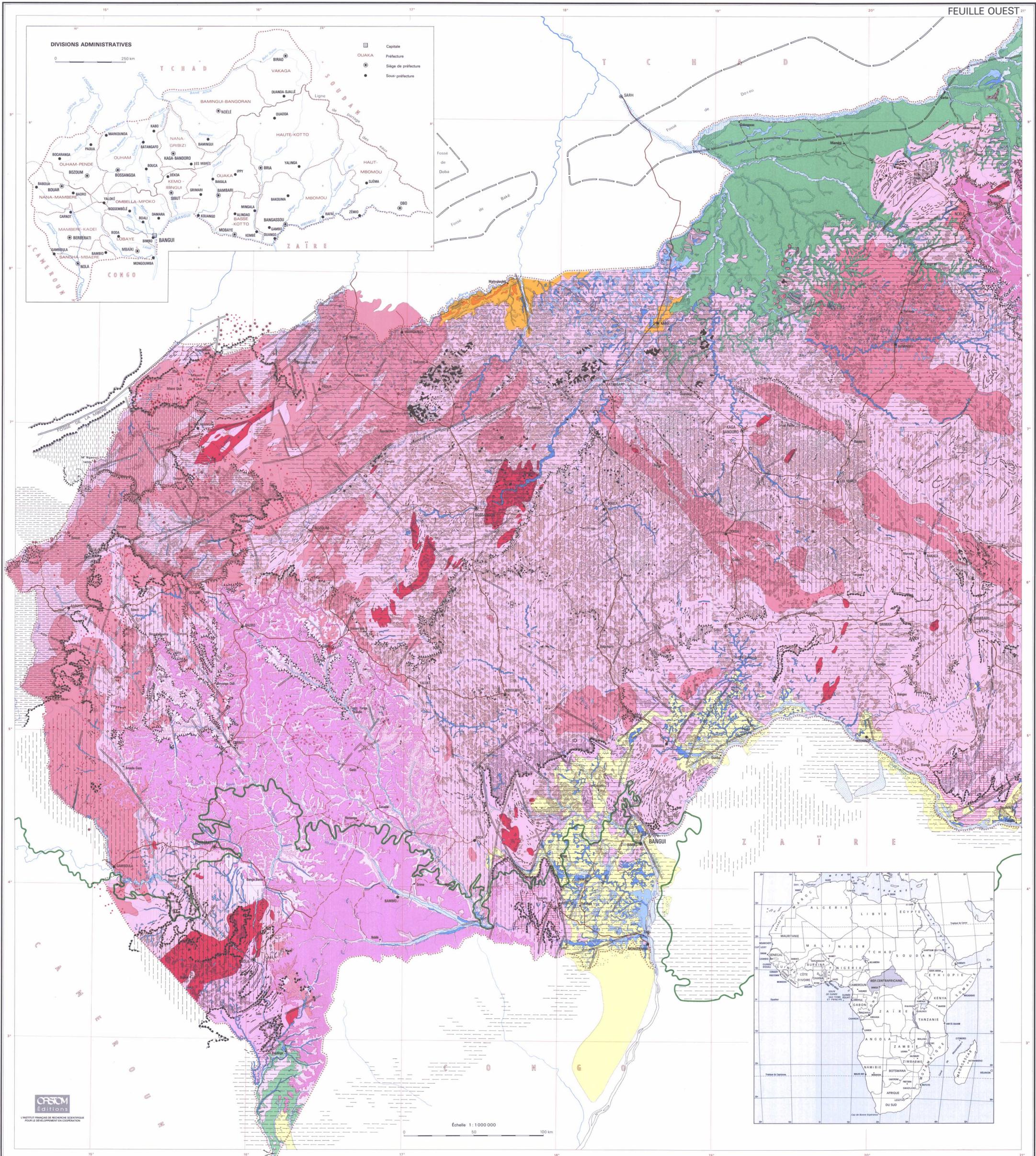
À L'ÉCHELLE DE 1 : 1 000 000

dressée par Y. Boulvert

RÉPUBLIQUE CENTRAFRICAINE  
HAUT COMMISSARIAT À LA RECHERCHE  
ET À LA TECHNOLOGIE

RÉPUBLIQUE FRANÇAISE  
IFSTTOM  
INSTITUT FRANÇAIS DE RECHERCHE SCIENTIFIQUE  
POUR LE DÉVELOPPEMENT EN COOPÉRATION

FEUILLE OUEST



IFSTTOM  
Editions

L'INSTITUT FRANÇAIS DE RECHERCHE SCIENTIFIQUE  
POUR LE DÉVELOPPEMENT EN COOPÉRATION

# CARTE GÉOMORPHOLOGIQUE DE LA RÉPUBLIQUE CENTRAFRICAINE

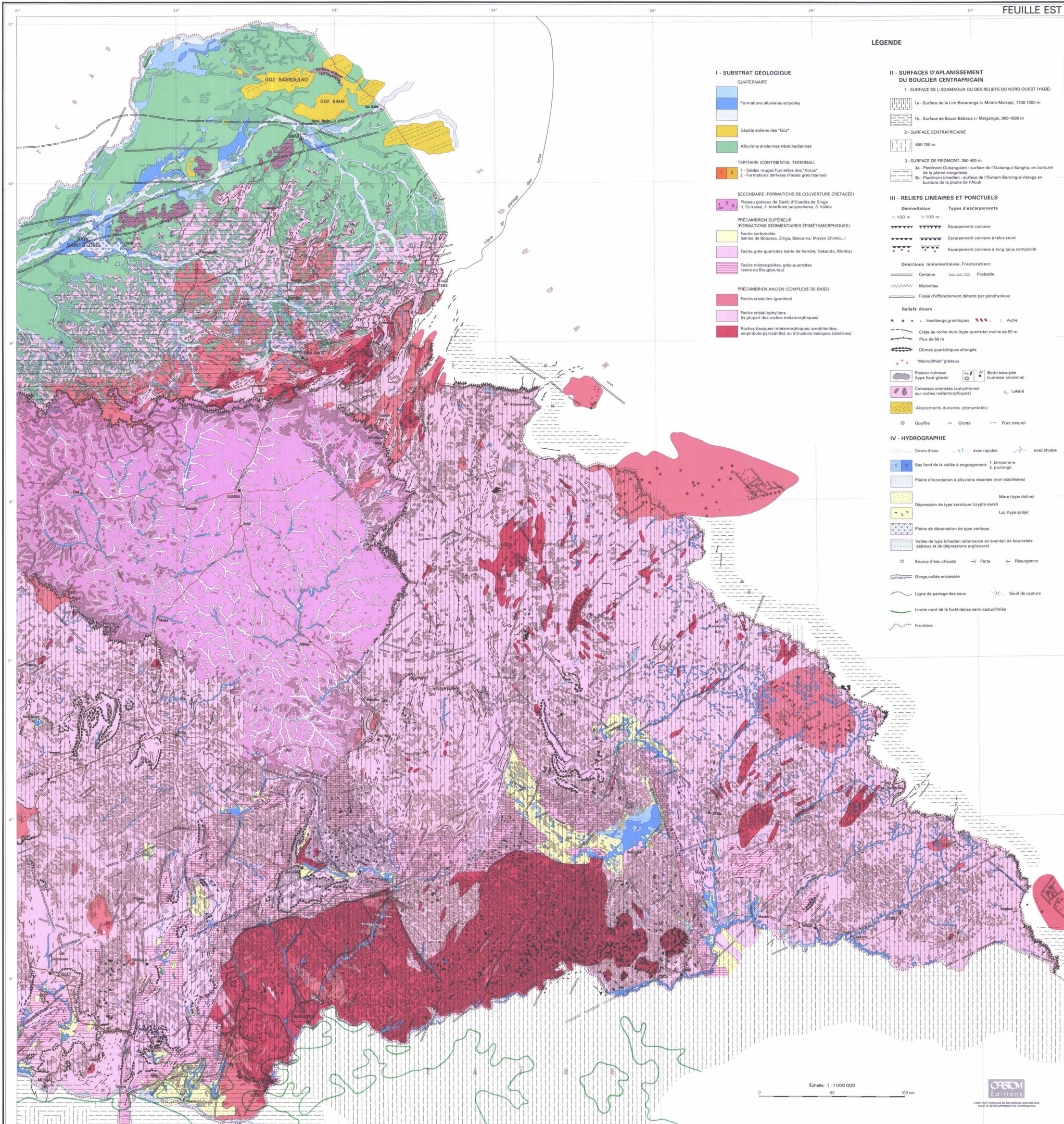
À L'ÉCHELLE DE 1 : 1 000 000

dressée par Y. Boulvert

RÉPUBLIQUE FRANÇAISE  
ORSTOM  
INSTITUT FRANÇAIS DE RECHERCHE SCIENTIFIQUE  
POUR LE DÉVELOPPEMENT EN COOPÉRATION

RÉPUBLIQUE CENTRAFRICAINE  
HAUT COMMISSARIAT À LA RECHERCHE  
ET À LA TECHNOLOGIE

FEUILLE EST



Échelle 1 : 1 000 000  
0 50 100 km

ORSTOM  
Éditions

L'INSTITUT FRANÇAIS DE RECHERCHE SCIENTIFIQUE  
POUR LE DÉVELOPPEMENT EN COOPÉRATION

UNITÉ DE CARTOGRAPHIE - M. DANARD - D. GOULIN