

**UNIVERSITE DE REIMS CHAMPAGNE-ARDENNE
U.F.R. DES LETTRES ET SCIENCES HUMAINES**

Laboratoire de Géographie Zonale pour le Développement

Année Académique 2003 – 2004

N° attribué par la bibliothèque

THESE DE DOCTORAT
pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE DE REIMS CHAMPAGNE-ARDENNE

Discipline : Géographie et Environnement

Présentée et soutenue publiquement
par

Anselme WAKPONOU

Titre :

**DYNAMIQUE GEOMORPHOLOGIQUE DES BASSES
TERRES SOUDANO - SAHELIENNES DANS L'EXTREME –
NORD - CAMEROUN**

Directeur de thèse

Monique MAINGUET,
Professeur émérite des Universités,
Membre de l'Institut universitaire de France

Jury :

Jean-Louis BALLAIS, Professeur émérite des Universités : **Rapporteur** et **Président de jury**

Marie-Josée PENVEN, Professeur des Universités, Université de Rennes 2 : **Rapporteur**

Marcel BAZIN, Professeur des Universités, Université de Reims Champagne-Ardenne

Francis ROUSSEAUX, Professeur des Universités, Université de Reims Champagne-Ardenne

DEDICACE :

A

Darryl Neil Nitcheu Wakponou

et

A

Tous ceux à qui rien n'est donné d'avance

sommaire

| | Pages |
|-----------------------|-------|
| RESUME | VIII |
| ABSTRACT | VIII |
| INTRODUCTION GENERALE | 1 |

PREMIERE PARTIE

| | |
|--|---|
| MISE EN PLACE ET CADRE STRUCTURAL DES PAYSAGES GEOMORPHOLOGIQUES | 7 |
|--|---|

CHAPITRE 1.

| | |
|---|----|
| FORMES FORMATIONS ORIGINELLES ET ETAT DES LIEUX DES CONNAISSANCES | 8 |
| 1.1. FORMES ET FORMATIONS ORIGINELLES | 8 |
| 1.1.1. LES OROGENESES PRECAMBRIENNES (PROTEROZOÏQUE) | 8 |
| 1.1.2. LES GRANDS ENSEMBLES STRUCTURAUX PRIMAIRES (PALEOZOÏQUE) | 8 |
| 1.1.3. LES FORMES LIEES A LA DISLOCATION DU GONDWANA AU SECONDAIRE (JURASSIQUE-CRETACE) | 9 |
| 1.1.4. LES COMBLEMENTS TERTIAIRES (MIOCENE - CENOZOÏQUE) | 10 |
| 1.1.5. LES OSCILLATIONS CLIMATIQUES ET LES FORMATIONS QUATERNAIRES | 10 |
| 1.2. ETAT DES LIEUX DES CONNAISSANCES | 10 |
| 1.2.1. CORRELATION ENTRE LES OSCILLATIONS PALEOCLIMATIQUES DU QUATERNAIRE RECENT DANS LE BASSIN TCHADIEN ET SES BORDURES MERIDIONALES | 10 |
| 1.2.2. LA STRATIGRAPHIE ET L'HISTOIRE GEOLOGIQUE DE BORDURE SUD DU BASSIN TCHADIEN | 14 |
| 1.2.3. DISCUSSION SUR LES PALEOFORMES ET PALEOFORMATIONS D'ORIGINE CONTROVERSEE | 16 |

CHAPITRE 2

| | |
|---|----|
| CADRE STRUCTURAL ET TECTONIQUE DES PAYSAGES GEOMORPHOLOGIQUES | 18 |
| 2.1. ROLE DE LA LITHOLOGIE DANS LES PAYSAGES GEOMORPHOLOGIQUES | 18 |
| 2.1.1. LES PAYSAGES SEDIMENTAIRES | 18 |
| 2.1.2. LES RELIEFS CRISTALLINS ET METAMORPHIQUES | 18 |
| 2.1.3. L'ORIGINE DES RELIEFS ISOLES | 21 |
| 2.2. ROLE DE LA STRUCTURE ET DE LA TECTONIQUE DANS LES PAYSAGES GEOMORPHOLOGIQUES | 26 |
| 2.2.1. STRUCTURE ET TECTONIQUE DANS LES MASSIFS CRISTALLINS ET CRISTALLOPHILIENS | 26 |
| 2.2.2. LA CRYPTO-STRUCTURE ET LA TECTONIQUE DU SUBSTRAT DES BASSES TERRES | 27 |
| 2.2.3. LA MANIFESTATION DU VOLCANISME | 29 |

DEUXIEME PARTIE

| | |
|---|----|
| LES PAYSAGES GEOMORPHOLOGIQUES ET LEUR ORIGINE. | 32 |
|---|----|

CHAPITRE 3

| | |
|--|----|
| DES PAYSAGES GEOMORPHOLOGIQUES D'UNE AIRE DE TRANSITION ENTRE LE MONDE SOUDANIEN ET LE MONDE SAHELIN | 33 |
|--|----|

| | |
|--|----|
| 3.1. LES MONTS MANDARA, «CITADELLE» DES PAYSAGES GEOMORPHOLOGIQUES DES BASSES TERRES | 33 |
| 3.1.1. LES BOURRELETS BORDIERS | 33 |
| 3.1.2. LES PLATEAUX INTRAMONTAGNEUX | 34 |
| 3.1.3. LA PELLICULE DETRITIQUE DES RELIEFS SQUELETTIQUES | 34 |
| 3.2. LES RELIEFS CARACTERISTIQUES DES PIEMONTS | 37 |
| 3.2.1. LES INSELBERGS | 37 |

| | |
|---|-----|
| 3.2.2. DES PEDIMENTS COUVERTS EN SITUATION TRANSITOIRE ENTRE LES STADES FONCTIONNEL ET MORT | 37 |
| 3.2.3. LA PSEUDO-PEDIPLAINE DE KAELE-MINDIF ET LE PLATEAU DE DOYANG. | 50 |
| 3.3. LES PAYSAGES DE PLAINES ALLUVIALES | 77 |
| 3.3.1. LA GRANDE PLAINE D'EPANDAGE FLUVIATILE A SAUPOUDRAGE EOLIEN | 77 |
| 3.3.2. LA PLAINE DE REMBLAIEMENT DU TCHAD. | 82 |
| 3.4. Les marques les plus méridionales du systeme global d'actions eoliennes (SGAE) et du paléomégalac Tchad holocène | 87 |
| 3.4.1. LES DUNES LONGITUDINALES ET L'ERG DE KALFOU | 87 |
| 3.4.3. LE CORDON SABLEUX CIRCUMPALEOLACUSTRE TCHADIEN | 102 |

CHAPITRE 4

| | |
|--|----------|
| LES HERITAGES PALEOCLIMATIQUES ET LA PALEODYNAMIQUE DES PAYSAGES GEOMORPHOLOGIQUES | 121 |
| 4.1. CHRONOLOGIE DES HERITAGES PLIOQUATERNAIRES | 121 |
| 4.1.1. LES PALEOFORMES ET PALEOFORMATIONS FLUVIATILES | 121 |
| 4.1.2. LES CONSTRUCTIONS EOLIENNES TYPIQUES | 123 |
| 4.2. LES TEMOINS D'UNE PALEOEVOLUTION | 127 |
| 4.2.1. LES SOLS | 127 |
| 4.2.2. L'INFLUENCE DE LA PALEODYNAMIQUE QUATERNAIRE DU COUVERT VEGETAL SUR LA MORPHOGENESE. | 131 |
| 4.2.3. CONCLUSION | SYNTHESE |
| 133 | |

TROISIEME PARTIE

| | |
|--|-----|
| EVOLUTION ACTUELLE DES PAYSAGES GEOMORPHOLOGIQUES | 143 |
|--|-----|

CHAPITRE 5

| | |
|--|-----|
| FACTEURS ET PROCESSUS ABIOTIQUES DE L'EVOLUTION ACTUELLE DES PAYSAGES GEOMORPHOLOGIQUES | 144 |
| 5.1. LE CARACTERE AGRESSIF DU CLIMAT ACTUEL | 144 |
| 5.1.1. UNE PLUVIOMETRIE AUX AVERSES BRUSQUES ET IRREGULIERES | 144 |
| 5.1.2. INCIDENCE DES VALEURS THERMIQUES TRES CONTRASTEES | 147 |
| 5.1.3. ROLE DES VENTS ET PROCESSUS EOLIENS DANS LA DYNAMIQUE DES PAYSAGES GEOMORPHOLOGIQUES | 150 |
| 5.2. LES FACTEURS ET PROCESSUS FLUVIATILES | 153 |
| 5.2.1. GENERALITES | 153 |
| 5.3. LA DYNAMIQUE DES VERSANTS ROCHEUX PAR GRAVITE | 166 |

CHAPITRE 6

| | |
|---|-----|
| FACTEURS ET PROCESSUS BIOTIQUES DE L'EVOLUTION ACTUELLE DES PAYSAGES GEOMORPHOLOGIQUES | 167 |
| 6.1. LA BIOTURBATION : ACTEURS ET PROCESSUS | 167 |
| 6.1.1. L'ACTION DES ANIMAUX MESOSCOPIQUES | 167 |
| 6.1.2. ROLE DES ANIMAUX FOUISSEURS | 170 |
| 6.2. ROLE DE L'HOMME DANS LA DYNAMIQUE ACTUELLE DES PAYSAGES GEOMORPHOLOGIQUES | 171 |
| 6.2.1. UN PEUPEMENT ANCIEN ET A FORTES DENSITES. | 171 |
| 6.2.2. LES ACTIONS DE L'HOMME ET LEURS CONSEQUENCES | 172 |
| 6.2.3. SUGGESTIONS POUR UNE GESTION PLUS RATIONNELLE DES RESSOURCES NATURELLES | 179 |

CONCLUSION GENERALE

| | |
|--|-----|
| MIEUX CONNAITRE LE MILIEU POUR UNE MISE EN VALEUR ET UNE EXPLOITATION EFFICIENTES DES RESSOURCES NATURELLES | 189 |
| Annexe | 194 |
| Bibliographie | 196 |

| | INDEX | DES | TERMES | LOCAUX |
|-----|-------------------------|-----|--------|----------|
| 214 | | | | |
| | TABLE | | DES | PLANCHES |
| 215 | | | | |
| | Table des tableaux | | | 216 |
| | Table des photographies | | | 217 |
| | TABLE | | DES | FIGURES |
| 219 | | | | |
| | Table des matières | | | 224 |

PREAMBULE.

Ce travail fait suite à une thèse Doctorat 3^e cycle (Signification paléogéographique des formations superficielles de la bordure sud du bassin du Tchad au Cameroun. Etude de géomorphologie), (Wakponou, 1995). Il s'agissait d'une contribution à la synthèse régionale sur la dynamique paléoenvironnementale du bassin tchadien, travail dans lequel nous avons replacé le milieu soudano-sahélien camerounais actuel dans la perspective de son histoire quaternaire.

Il subsistait des points d'ombre dans cette étude. L'appréciation même du jury de soutenance : « Too ambitious a topic for Doctorat de 3^{ème} cycle. Enormous amount of data that would be useful to future researchers” nous a laissé le goût d'un travail inachevé.

En effet, au terme de cette étude, nous n'étions pas fixé sur la genèse (l'âge et la nature) des multiples paléoformes de la région moins encore sur le mécanisme des effets des centres dynamiques sahariens dans l'Extrême-Nord-Cameroun, aux latitudes subéquatoriales. Nous avons été plus réconforté dans notre choix quand notre Directeur, en la personne du Professeur Monique Mainguet, nous a confirmé que le sujet était en droite ligne des objectifs du Laboratoire de Géographie Zonale pour le Développement (L.G. Z D.).

Nous prions donc le Professeur Monique Mainguet de trouver en l'aboutissement de ce travail un réel motif de satisfaction, pour le dévouement, la minutie et la rigueur dont elle a fait montre depuis notre première lettre l'implorant de diriger nos recherches, pour n'avoir jamais lésiné sur les moyens financiers et matériels, sur les conseils ni même sur son précieux temps pour nous assister maintes fois sur le terrain, au bureau, au laboratoire, pour avoir sacrifié des obligations familiales (personnelles) à des moments critiques au profit de notre travail : qu'elle trouve ici le gage de notre gratitude indéfectible à son endroit.

Ce travail est parvenu à son terme grâce au concours de plusieurs personnes physiques et morales de bonne volonté :

le Docteur Serge Mainguet, qui devrait se sentir honoré par ce travail qui compense son surpassement lors des longues et dures journées de terrain par soleil torride, ses longues nuits blanches de relecture et ses questions anodines de néophyte qui aiguïsaient à chaque fois un peu plus notre curiosité scientifique ;

le professeur Marie Josée Penven, qui nous a honoré par l'examen très fin de notre travail. Quelle trouve ici le signe de notre profonde gratitude.

Nous savons gré à Monsieur Frédéric Dumay, cheville ouvrière dans nos correspondances et nos contacts avec notre directeur et dans la résolution de nos problèmes administratifs. Nous n'oublions pas la petite équipe du Laboratoire de Géographie Zonale pour le développement (L.G.Z.D.) qui nous a intégré de façon prompte ; je pense à Messieurs Mohamed Lémine Ould El Hacem, Bechiry Ould Mohamed et Daouda Dianka.

Notre reconnaissance va aussi à Monsieur le Professeur Heinrich Thiemeyer de l'Université de Frankfurt / Main, qui nous a assisté sur le terrain et nous a permis d'avoir les datations par thermoluminescence de nos échantillons.

Nous gardons un très bon souvenir de tous les villageois qui nous ont quelquefois orienté et /ou aidé par leurs informations et par leur hospitalité. Nous n'oublions pas les Missionnaires de la Mission Catholique de Bogu dont la Sœur Angèle Matomina.... Leurs actes, pour simples qu'ils aient été, nous ont été d'un très grand secours car le plus souvent, ils étaient posés au bout d'une lassitude ou au-delà du désespoir [quand par exemple à la tombée de la nuit notre vélo ou notre moto avait une crevaison à 30 km de la localité la plus proche ou profitant du taxi de brousse le jour du marché d'un village, nous devons travailler sur place en attendant le prochain jour du marché (dans une semaine) pour une éventuelle occasion de retour].

Nous remercions Messieurs Bring, Boniface Ganota, Sylvain Aoudou Doua et Polydor Tchouangoua à Ngaoundéré ; Monsieur Joseph Awah, Chef Service Provincial de la Météorologie de l'Extrême-Nord-Cameroun à Maroua et Monsieur Ernest Kwayé Iteben à Paris pour leur contribution.

Nous n'oublions pas Madame Suh, née Bih Fube Comfort pour sa constante sollicitude à notre égard.

Nous ne saurons rester indifférent à :

- notre acceptation par l'Université de Reims Champagne-Ardenne ;
- la sollicitude du Gouvernement français à travers les services culturels de son ambassade à Yaoundé et l'action de l'AUF (Agence Universitaire de la Francophonie)
- l'apport de l'Université de Ngaoundéré par sa politique d'aide à la formation des formateurs ;
- l'attention particulière à mon égard de Monsieur Sybakro Happy Fabrice Faustin et son épouse née Pélagie Viviane Lieugueu à Paris ;
- le soutien de Monsieur René Mbowoua et son épouse née Eugénie Ruphine Tcheudji en Irlande ;
- notre adoption par Madame Sylviane Dumay ainsi que toute la famille Dumay lors de notre séjour champenois.

Que tous mes frères et sœurs, amis et collègues qui ont eu, ne serait-ce que l'intention de m'encourager, se reconnaissent dans ce travail.

Que ma petite famille trouve en l'aboutissement de ce travail les raisons de quelques manquements à mes obligations familiales.

RESUME

Mots clés : Cameroun, datations, dégradation, dynamique (morphoclimatique), héritages, homme, milieu, paysages (géomorphologiques), Quaternaire, vulnérabilité.

A travers l'analyse, la détermination de la nature et de l'âge des différentes formes de reliefs, ce travail retrace la typologie des paysages géomorphologiques des basses terres dans l'Extrême-Nord-Cameroun. Par sa position à cheval sur les zones soudanienne et sahélienne, cette aire a été marquée par les oscillations paléoclimatiques quaternaires, d'où sa particularité de compter des paléformes et paléofonnations relevant des systèmes morphogénétiques tant fluviaux qu'éoliens. Celles liées à ces derniers constituent les limites les plus méridionales (latitudes subhumides) du Système Global d'Action Eolienne (SGAE) défini en 1992 par Mainguet.

Aujourd'hui, en déphasage avec la dynamique morphoclimatique actuelle, tous ces héritages ne sont pas aussi figés qu'ils semblent de prime abord. Les processus de mise en place s'étant depuis arrêtés, ces reliques sont vouées suivant les saisons au souffle du vent par temps sec ou à l'activité érosive des eaux de pluies. Dans l'un et l'autre cas, la déflation, le décapage des formations superficielles et la dégradation des sols sont exacerbés par les activités de l'homme qui cherche à survivre dans ce milieu vulnérable qu'est le soudano-sahélien.

ABSTRACT

Geomorphological dynamic of the sudano-sahelian low-lands in Far -North-Cameroon

Through the analysis, the determination of the nature and age of different lands forms, this study attempts to retrace the typology of geomorphological features in the low-lands in Far-North-Cameroon. By its geographical location across the sudanian and the sahelian region, this area has been marked by the quaternary palaeoclimatic oscillations. This phenomenon may be said to be responsible for the particularities to number palaeofonnations and palaeofonnations due to hydrolic and aeolian morphogenetic processes. These later constitute the most southern limits (sub-humid latitudes) of the Global Wind Action System (GWAS) defined by Mainguet in 1992.

Nowadays, in contrary morphoclimatic dynamic system, all these heritages are not static as they seem. As the build up processes has stopped since, they are condemned to wind or rainfall actions depending on the season. In any of the two cases, the result affects the landscape, causing deflation, erosion of superficial deposits and soil degradation which have been aggravated by human actions in their struggle for survival in this vulnerable sudano-sahelian milieu.

Key words : Cameroon, datation, degradation, (morphoclimatic) dynamic, heritages, landscape, man, milieu, Quaternary, vulnerability.

INTRODUCTION GENERALE

Le terrain d'étude se situe entre les parallèles N 10° (latitude de Kaélé) et N 12° 30' (rives méridionales du lac Tchad actuel et les longitudes E 14° (piémonts immédiats des Mandara) et E 15° 15' (rive gauche du Logone). Il se déroule en pédiments jointifs aux pieds de multiples inselbergs, constituant dans la partie sud la pédiplaine de Kaélé-Mindif mais surtout en de vastes plaines alluviales (pentes oscillant entre 0°045 et 0°070) surmontées d'édifices sableux.

L'ensemble de ce paysage constitue les « basses terres » soudano-sahéliennes de l'Extrême-Nord-Cameroun*. [*Le milieu soudano-sahélien correspond à la troisième région climatique du Cameroun, les autres étant l'équatorial et le soudanien ou tropical humide. Du point de vue phytogéographique, Kaey (1959) cité par Letouzey (1968) donne comme raison fondamentale de l'appellation « domaine soudano-sahélien », la prédominance des individus soudaniens sur les épineux sahéliens*]. Elles sont en effet bordées à l'Ouest par les monts Mandara. Pour permettre une bonne compréhension de notre exposé, nous ferons allusion de temps en temps à ces massifs auxquels notre site d'étude fait suite. (Figure 1).

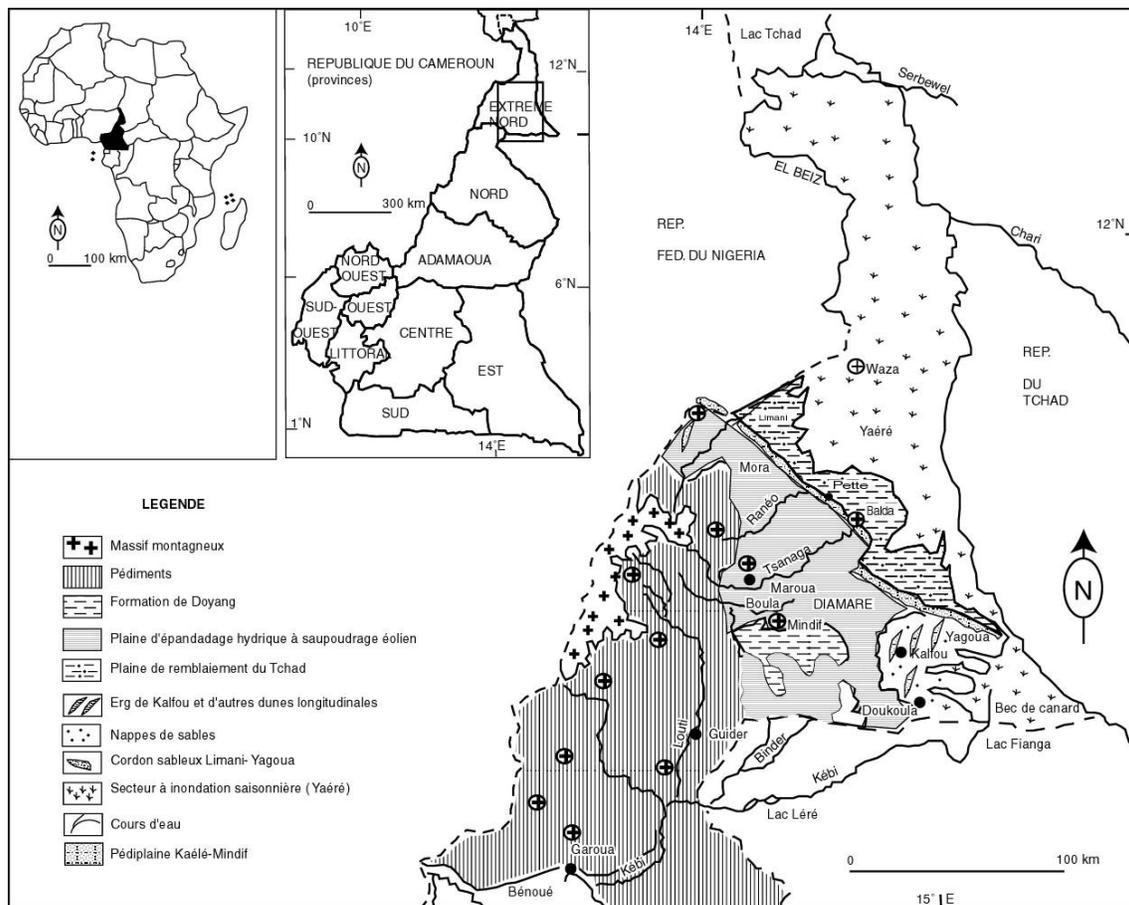


Figure 1. Localisation du terrain d'étude

L'Extrême-Nord-Cameroun est sans conteste la région la plus connue du pays du point de vue scientifique. Elle fait partie en effet de la cuvette tchadienne, région la plus étudiée de l'Afrique centrale. Pédologues, botanistes, hydrogéologues, palynologues, géologues, hydrologues, archéologues, paléontologues, géographes, géomorphologues...lui ont consacré de nombreuses recherches. Il est à noter que le bassin endoreïque du lac Tchad est un bon indicateur de l'évolution du climat dans la région. Les fluctuations du niveau de son plan d'eau dont l'altitude est inférieure à 280 m de nos jours résultent de son bassin et de ses bordures au Quaternaire ancien et récent. Les fluctuations de ce niveau de base régionale sont à mettre en corrélation avec les différents modes de façonnement, qui traduisent par ailleurs les modes d'écoulement engendrés par le régime des précipitations et par la nature du couvert végétal.

Parmi les premières observations dans cette région, celles de Tilho (1925), bien qu'anciennes méritent d'être rappelées. Cet auteur a évoqué les fluctuations lacustres de grande ampleur et a suggéré la mise en place d'un grand lac Tchad à l'intérieur des limites matérialisées par les reliques d'un grand cordon sableux considéré comme étant la trace de son rivage.

Les études ultérieures en hydrologie (Schneider, 1967), en géologie du Quaternaire et en paléoclimatologie (Pias et Guichard, 1957 ; Faure, 1962 ; Servant et Servant, 1970 ; Maley, 1981) ont confirmé ces grandes fluctuations lacustres dans le passé. Les travaux de Servant (1967, 1969a et b, 1970, 1974, 1983) ; Servant et al. (1969a et b, 1970, 1972, 1980, 1983) ; Servant-Vildary (1978) ; Maley (1972, 1973a et b, 1977, 1981) et Maley et al. (1989) ont précisé les variations climatiques en les mettant en rapport avec les extensions et régressions lacustres dans la partie septentrionale du bassin. Ces travaux ont mis en évidence une phase d'extension lacustre importante à l'Holocène entre 7000 et 5000 BP dont pour l'Extrême-Nord-Cameroun le cordon sableux Limani-Yagoua constituerait la limite sud-ouest.

Les études plus récentes (Durand et Mathieu, 1979-1980, 1981 ; Durand, 1982) portant sur des observations effectuées au sud du lac Tchad actuel, si elles ne remettent pas en cause la chronologie et l'ampleur des variations climatiques depuis le dernier maximum glaciaire (environ 20 000 BP), ont introduit un certain doute sur l'existence d'un véritable lac ayant atteint la cote 320 m à l'Holocène.

Par ailleurs, les formations limono-argilo-sableuses souvent riches en nodules calcaires sont très largement distribuées en surface et en subsurface et ce, en différentes positions topographiques. Ces formations qui apparaissent discordantes par rapport aux altérites et les formations similaires à la même latitudes ou dans les aires péri-désertiques et sahéliennes ont été reconnues par certains auteurs (Mc Tainsch et Walker, 1892, Mc Tainsch, 1983, 1987, Maley, 1983 ; Coudé-Gaussen, 1986, 1989), comme pouvant signer une contribution notable des apports éoliens dans la mise en place des formations superficielles de la région.

Dans la synthèse régionale sur la dynamique paléoenvironnementale de la bordure sud du bassin du lac Tchad (Wakponou, 1995), nous n'avons eu que des résultats très limités . Il a été ainsi mis en évidence :

- des générations de formations d'origine éolienne matérialisées par des dunes de formes et d'orientations diverses plus ou moins aplanies,

- un cordon sableux circumpaléolacustre tchadien dont l'origine controversée jusque là n'a trouvé qu'un début de solution,
- des formations colluviales qui ont empâté la plaine et surtout la zone de piémont où on peut lire la dynamique fluviale ou torrentielle marquée par un apport massif des produits hétérométriques et mal classés,
- la multiplicité des mayos* [*terme foulfouldé, dialecte local désignant un cours d'eau (qui dans l'Extrême-Nord-Cameroun sont à écoulement saisonnier)*] laissait augurer des terrasses alluviales matérialisant les étapes successives d'encaissement du réseau hydrographique mais il n'en est rien puisqu'elles sont rares et on est amené à penser que les cours d'eau ont été surtout divagants en fonction de leur charge.

Ainsi, il subsistait des zones d'ombre : la chronologie des différentes surfaces cuirassées, problème auquel les archéologues se sont confrontés. Ces surfaces cuirassées, témoins de paléoclimats quaternaires peuvent servir de repères chronostratigraphiques. Nombre de paléofformes et de paléoformations que recèle cette région demeurent à ce jour des énigmes quant à leur genèse (âge et mise en place).

L'application géochronologique à partir de la datation par thermoluminescence pourrait fournir de nouvelles données pour étayer les différentes hypothèses émises jusqu'à présent. A eux seuls, ces deux aspects constitueraient un bon sujet de recherche mais qui, fondamental seulement serait incompatible avec les besoins des populations nécessiteuses des pays en développement comme le Cameroun pour lequel une recherche avec des applications directes pour résoudre les problèmes de la pauvreté serait plus indiquée.

L'Extrême-Nord de ce pays est naturellement très vulnérable par son appartenance climatique, d'où le poids du qualificatif « soudano-sahélien » dans l'intitulé de notre sujet de recherche. Il connaît une évolution aussi bien des paysages urbains que ruraux. Il va alors sans dire que l'homme, pour sa survie, ne cesse d'exacerber sa fragilité, d'où la naissance de problèmes environnementaux. La solution à ces derniers passe par l'appréhension de la dynamique de ces paysages plus ou moins plans qui non seulement sont soumis à la dégradation et à l'érosion mais ont la particularité d'avoir été et d'être encore à quelques 3000 km de distance, à des latitudes sub-équatoriales sous l'emprise des effets des centres du dynamisme climatique du Sahara.

En outre, les formations superficielles, base de notre étude, sont le théâtre de la vie de l'homme. Ainsi, en terme de complémentarité, les repères historiques identifiés par les méthodes stratigraphiques dans les séries sédimentaires, les principes de la pédologie et de la géologie des altérations dans les niveaux cuirassés devraient servir aussi bien la géographie en général que l'archéologie, c'est-à-dire la connaissance du passé des sociétés humaines à travers les vestiges laissés. En effet, la sédimentologie, fondement de toutes nos analyses est pour la stratigraphie, comme le souligne Chamley (1987), « ce que l'histoire des peuples est à la chronologie historique ». Tout en fixant le cadre permettant d'en saisir l'évolution, elle peut conduire à prévoir des événements futurs. Ainsi aura-t-on atteint le but premier de la géomorphologie : n'avoir «... d'intérêt que dans la mesure où elle aide les hommes à comprendre dans quel environnement ils vivent et ce qu'ils peuvent entreprendre pour façonner leur cadre de vie... ». (Vidal de la Blache, 1905).

Parmi les Objectifs poursuivis, ce travail devrait à terme, mener à mieux appréhender la dynamique des paysages géomorphologiques des basses terres extrême-nord-camerounaises. Ceci devrait passer par des données nouvelles sur la géochronologie de différentes paléoformes et paléoformations, témoins des influences des oscillations climatiques quaternaires dans cette région privilégiée par sa position par rapport au désert du Sahara, centre des changements climatiques majeurs. La localisation précise, l'extension, la chronologie devraient nous permettre d'évaluer les signes passés et présents de la sécheresse dans l'Extrême-Nord-Cameroun* (*des temps historiques à nos jours*, Beauvilain (1985, 1986) *se basant sur des témoignages des vieillards et citant les écrits des explorateurs au Cameroun au XIX^{ème} siècle : Peterman, 1854 ; Barth, 1860 et Freydenberg, 1907 situe les différentes sécheresses en 1930, 1850-51, 1908, 1914, 1939-45, 1955, 1972, 1980 et 1984-85*) et la dynamique ainsi que les causes de la dégradation environnementale de ces aires semi et sub-arides.

Les hypothèses de travail suivent deux grandes lignes directrices, la deuxième découlant de la première : la complexité des paysages géomorphologiques de l'Extrême-Nord-Cameroun s'expliquerait par sa position de transition entre le monde tropical subhumide et le monde tropical sec où différentes dynamiques ont alterné et continuent de nos jours. Nombre de ces paysages résulteraient des derniers souffles du « Système Global d'Action Eolienne (S.G.A.E.), (Mainguet et Chemin, 1990). En effet, cette aire se trouve à la lisière du monde sahélo-soudanien. Ce faisant, il aurait été et serait sous la menace de la sécheresse.

Les variabilités climatiques et leurs conséquences que sont la minceur des sols, l'indigence du couvert végétal fragilisent ce milieu. Si sa dégradation est commandée par des prédispositions naturelles particulières (sécheresses récurrentes, indigence des précipitations et ses conséquences, invasions acridiennes...), il n'en demeure pas moins vrai que l'action de l'homme y contribue.

La spécificité des questions que pose le sujet a commandé une méthodologie en trois volets combinés: travaux de terrain, analyses en laboratoire et recherches bibliographiques et des données.

Les travaux de terrain ont consisté à rechercher par observation des liens entre différentes unités géomorphologiques et différentes formations : montagnes franches (Mandara), inselbergs et inselgebirge, pédiments, pédiplaine, plateau, buttes résiduelles, cuirasses, lits fossiles de cours d'eau, plaines alluviales et dunes, à les décrire, à mesurer certains de leurs éléments constitutifs (talus, escarpements ...), à les filmer, les cartographier, évaluer leur évolution et à mener des enquêtes à leur propos. L'échantillonnage des formations superficielles qui s'en est suivi a porté sur les différentes paléoformes et paléoformations identifiées. Il a consisté à exploiter des coupes naturelles telles que les berges des cours d'eau, les parois de ravins et des puits artificiels préexistants ou creusés à cet effet.

Nous avons pu ainsi quadriller tout le terrain d'étude, recoupant au passage toutes les unités morphologiques. (Figure 2 ci-dessous).

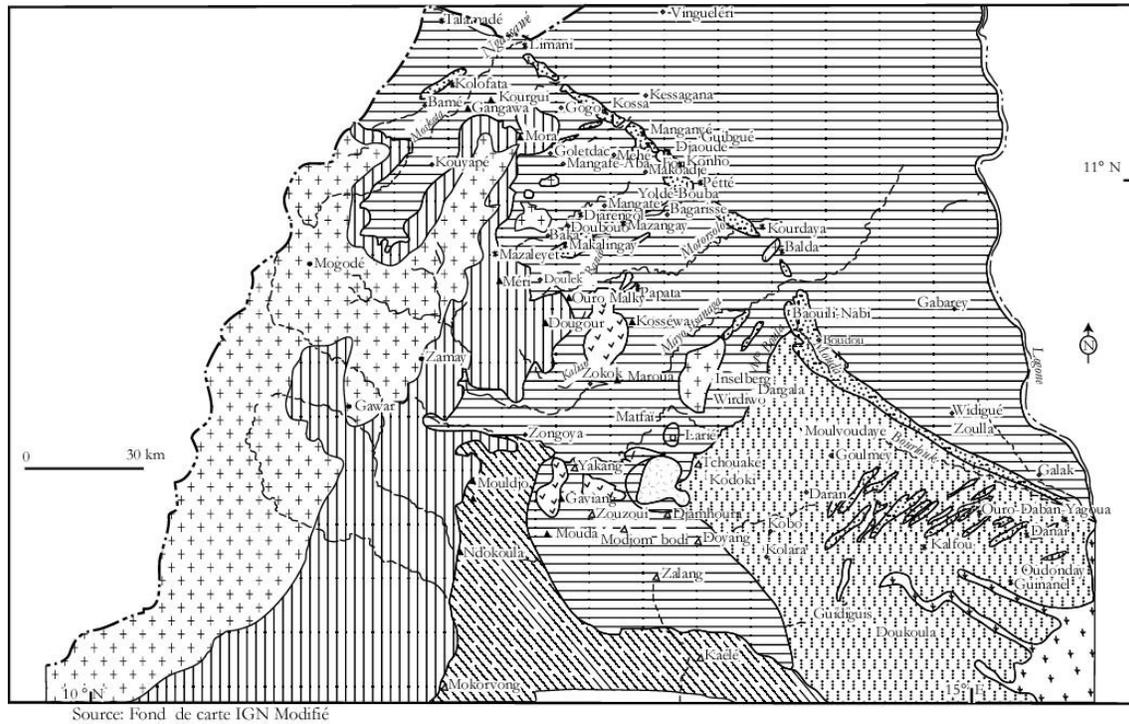


Figure 2. Sites des coupes étudiées

Les analyses en laboratoire ont porté sur la sédimentologie et les analyses connexes de granulométrie, de morphoscopie, la densimétrie, la diffractométrie, la détermination et le comptage des minéraux lourds, les mesures radiométriques, la diffractométrie, l'exoscopie, la détermination et le comptage des diatomées, les analyses chimiques. En dehors des méthodes traditionnelles de la sédimentologie [Tricart (1958a), Cailleux et Tricart (1963-65), Rivière (1960, 1977), Folk et Ward (1975), Martins (1964) entre autres (cf bibliographie)] que nous avons appliquées aux échantillons et l'examen de leur couleur au code de couleur des sols Cailleux (1948), certains d'entre eux ont fait l'objet de datation au radiocarbone et/ou par thermoluminescence.

Pour ce faire, nous avons pu obtenir l'hospitalité et l'aide :

- du Laboratoire de Géographie Physique de l'Université de N'gaoundéré ;
- du Laboratoire de Géographie Zonale pour le Développement (L.G.Z.D.) de l'Université de Reims Champagne-Ardenne.
- du Laboratoire des Formations Superficielles (L.F.S.) du centre I.R.D (Institut de Recherches pour le Développement) de Bondy
- du Laboratoire de la Dynamique des Milieux Continentaux (L.D.M.C.) de l'Université Pierre et Marie Curie (Paris VI).
- du Laboratoire de la Géologie du Muséum d'Histoire Naturelle de Paris ;

- du Laboratoire des Sciences de la Terre de la Faculté des Sciences de l'Université de Yaoundé I pour les analyses chimiques ;
- du Laboratoire de datation de l'Université de Cologne.

Les différentes analyses ont permis de dégager les principaux caractères sédimentologiques des matériaux. Leurs interprétations ont conduit à reconstituer les évolutions paléogéomorphologiques (échantillons des colonnes sédimentaires) et à comprendre la dynamique actuelle de l'environnement soudano-sahélien (échantillons du lit vif des cours d'eau ou des torrents.)

La recherche d'informations au début a consisté à recenser la littérature relative au sujet, au terrain propre ou similaire de l'étude, à la paléogéographie à la géomorphologie, à l'environnement sec et semi-aride, pour avoir les premières idées sur les travaux déjà faits et de pouvoir circonscrire l'originalité de notre sujet.

Les documents cartographiques, photographiques et les imageries satellitaires nous ont permis aussi bien d'élaborer au départ les premières hypothèses de travail, de nous orienter sur le terrain, de déterminer les secteurs d'échantillonnage, qu'à rendre compte à la fin du modelé et de la dynamique des paysages morphologiques.

L'examen des cartes a porté sur la carte géologique (feuille Maroua à l'échelle 1 / 500 000^{ème} et sur des cartes topographiques au 1 / 200 000^{ème} (feuille Mora NB-33-XXI, Maroua NC-33-XV, Yagoua NC- 33-XVI, Kousseri NC-33-III, Mokolo NC-33-XIV) ainsi que sur de la couverture au 1 / 50 000^{ème} correspondante.

Pour la couverture aérienne, nous avons analysé les photographies des missions N.C. 33XIV – XV de 1966 ; A.E. 194 de 1961 – 62 ; N.C. 33XXI de 1962.

L'examen des imageries satellitaires a porté sur des images SPOT de L'an 2002 couvrant notre terrain d'étude.

Cette troisième phase a été aussi celle de l'interprétation des résultats des analyses et de la rédaction finale.

Le plan de notre travail s'articule autour de trois parties :

- la mise en place et le cadre structural des paysages géomorphologiques ;
- les paysages géomorphologiques et leur origine ;
- l'évolution actuelle des paysages géomorphologiques.

Ces trois parties se divisent chacune en deux chapitres pour l'équilibre de l'exposé.

Le chapitre 1 est consacré à l'état des connaissances sur les différentes formes et formations, sur l'évolution géologique ayant permis l'élaboration du relief. L'organisation du paysage en unités géomorphologiques fondées sur la morphostructure est traitée au chapitre 2. Dans le chapitre 3 nous décrivons les différentes unités géomorphologiques les unes par rapport aux autres, déterminons leur nature par l'étude de leurs matériaux constitutifs avant de les placer dans leur cadre paléogéographique conforme à la chronologie générale de notre région d'étude (le Bassin tchadien) dans le chapitre 4. Le chapitre 5 traite des causes et conséquences naturelles de l'évolution actuelle des paysages géomorphologiques. Le chapitre 6 met en exergue l'exacerbation de la réponse du milieu naturel face aux agressions causées par l'action anthropique .

PREMIERE PARTIE.

MISE EN PLACE ET CADRE STRUCTURAL DES PAYSAGES GEOMORPHOLOGIQUES.

L'histoire géologique et la stratigraphie traitées dans cette partie rappellent la genèse des matériaux constitutifs des formes reliques disséminées dans les basses terres de l'Extrême-Nord-Cameroun. D'une manière générale les grandes lignes de l'histoire géologique du bassin tchadien sont relativement connues depuis 1908 et postérieurement grâce aux travaux de plusieurs chercheurs dont Freydenberg (1908), Garde (1911), Tilho (1919) et du Service de la Géologie de l' « Afrique Equatoriale Française » (A.E.F.). C'est corrélativement à la chronologie basée sur les fluctuations du niveau des eaux du lac Tchad en relation avec les oscillations paléoclimatiques du Quaternaire que la stratigraphie a été établie à la bordure sud du bassin. Malgré les tendances entre différents groupes de chercheurs, cette stratigraphie met en exergue des formations cristallines et sédimentaires qui ont concouru pour l'élaboration des reliefs dans l'Extrême-nord-Cameroun. Ceci a été possible grâce à l'interaction ou aux effets successifs des jeux tectoniques et de l'activité des vents et des eaux depuis le Précambrien jusqu'à l'Actuel

CHAPITRE 1.

FORMES, FORMATIONS ORIGINELLES ET ETAT DES LIEUX DES CONNAISSANCES

1.1. FORMES ET FORMATIONS ORIGINELLES

L'Extrême-Nord, comme l'ensemble de tout le Cameroun a connu une histoire géologique mouvementée, faite de surrections, de subsidences, d'immersions, de tectoniques cassantes et de volcanisme (Gazel, 1958).

1.1.1. LES OROGENESES DE L'ERE PRECAMBRIENNE (PROTEROZOÏQUE)

Les séries les plus anciennes identifiées dans le secteur étudié correspondent aux séries intermédiaires (12000 - 1800 m.a). Celle dite de Poli qui leur appartient est issue de la période située entre l'orogénèse éburmésienne (1800 m.a.) et l'orogénèse panafricaine (550 m.a.). Elle est caractérisée par des dépôts grésocalcaires à nombreuses passées de vulcanites dans une fosse étroite, allongée N-S. Ces formations volcano-sédimentaires affeurent aux *hossérés** Mogazang, Makabay, Mouda, Gaviang... (*hosséré* : terme peulh, désignant une colline ou une montagne). Elles ont subi un métamorphisme épizonal de faible intensité. Ce dernier estimé à 550 m.a. a abouti à des schistes, chlorotischistes et des gneiss traversés par des rhyolites, des diorites et des gabbros. Ces formations sont très bien représentées aux alentours de Kaélé. Simultanément, une orogénèse de grande intensité a affecté toutes ces roches et leur a donné l'allure isoclinale (Gazel, 1958).

L'orogénèse panafricaine de la fin du Précambrien (Néo-Protérozoïque 650-540 m.a) marque la migmatisation et la granitisation des terrains avec tous les termes de passage entre ectinites, migmatites, anatexites et granites. C'est à cette période que se sont mis en place à grande profondeur, les granites calco-alcalins concordants à la structure antérieure. Ce n'est qu'à la fin de cette période que se mettent en place les granites calco-alcalins porphyroïdes. Ces intrusions granitiques traversent les séries les plus anciennes (Gèze, 1943) ; (Jérémine, 1943).

Outre le rajeunissement des ensembles lithologiques par granitisation et migmatisation, l'orogénèse panafricaine a, dès son début, conduit à la formation d'une chaîne de montagne qui occupe la zone mobile du Cameroun couvrant la quasi-totalité du pays. (Gèze, 1943) ; c'est à cette chaîne montagneuse qu'appartiennent les roches des monts Mandara.

1.1.2. LES GRANDS ENSEMBLES STRUCTURAUX DU PRIMAIRE (PALEOZOÏQUE).

L'ère Primaire est marquée par la mise en place des batholites. Ils sont constitués de roches grenues concordantes, constituées d'une part de grano-diorites tels que ceux qui s'alignent N-S de Noumadi jusqu'à l'Ouest de Méri ou ceux qui se suivent d'Ouest en Est dans le secteur de Tourou au Nord de Mokolo ; d'autre part de dolérites tels le batholite situé

à la confluence des mayos Moudar et Louti, et ceux du NO de Boursou ou encore celui de Torok.

Au Cambrien et à l'Ordovicien (540-435 m.a.) des manifestations postectoniques panafricaines mettent en place des plutonites discordantes par rapport aux formations précédentes. Ce sont les granites caractéristiques des multiples hossérés ou les syénites du secteur de Mindif, dont la remarquable "dent".

Postérieurement à l'orogénèse et aux dépôts des séries sédimentaires datés du Silurien (435-410 m.a.), une tectonique de fond semble avoir affecté tout le socle, par des mouvements verticaux. Il s'en est suivi un compartimentage, avec l'individualisation des grands ensembles structuraux actuels du Cameroun comportant entre autre les plateaux des Mandara. (Gazel, 1958).

1.1.3. LES FORMATIONS LIEES A LA DISLOCATION DU GONDWANA AU SECONDAIRE (JURASSIQUE-CRETACE)

L'histoire géologique du Cameroun au Jurassique est marquée par des mouvements verticaux. A la fin de cette période, le socle a été subdivisé en plusieurs compartiments qui ont joué les uns par rapport aux autres (dislocation du Gondwana) (Gazel, 1958).

1.1.3.1. LA LACUNE STRATIGRAPHIQUE SILURO-CRETACE INFERIEUR (FIN DU BARREMIEN) : (410-114 M.A.)

Pendant toute cette période, l'ensemble du Cameroun émergé, est soumis à une longue érosion qui aboutit à la surface de Gondwana : celle-ci correspond à l'aplanissement jurassique de tout le territoire auquel appartiendraient originellement les différents paliers des monts Mandara (Martin, 1966; Segalen, 1967). Leur compartimentage ne s'est fait que par la suite à cause des jeux de failles (Furon, 1972).

1.1.3.2. LE CRETACE : (APTIEN- MAESTRICHTIEN : 114-72 M.A.)

Après la dislocation du Gondwana au Jurassique, il y a reprise de l'érosion et accumulation des formations de couverture probablement dès l'Aptien (114 m.a.). En effet, c'est à partir de cet étage qu'une transgression marine pénètre à l'intérieur du continent, à la faveur d'un golfe et qui, ayant remonté le cours de la Bénoué actuelle et atteint l'Extrême-Nord-Cameroun au Crétacé supérieur, a formé tantôt une véritable mer, tantôt des lagunes ou des lacs. Ainsi les premières formations de couverture marine épicontinentale de la région datent du Crétacé. Ces dépôts identifiés surtout dans le bassin de la Bénoué (Gazel, 1958) comportent des schistes sédimentaires comparables à ceux de la bande méridienne Salak-Kong-Kong. Pendant cette période, les mouvements tectoniques ont entraîné l'effondrement du fossé de la Mbéré plus au Sud, et les plissements des synclinaux. Le hosséré Balda 619 m par exemple, pointement du socle le plus avancé vers le NE en direction du bassin du Tchad est perpendiculairement par rapport au cordon sableux Limani-Yagoua. Cette orientation structurale laisse apparaître une forme d'anticlinal. L'inselberg de Balda s'allonge SO-NE en forme de genou et présente des versants dissymétriques (15° de pente au Nord et à l'Est contre 7° au Sud), sur lesquels on observe clairement des chevrons de part et d'autres et de profondes échancrures.

1.1.4. LES COMBLEMENTS TERTIAIRES (MIOCENE, CENOZOÏQUE : 23,5-5,3 M.A.)

Le début du Cénozoïque est marqué par la mise en place des granitoïdes ultimes dont les syénites du rocher de Waza et les granites à riébeckites de Gréa et Balda (Dumort et Peronne, 1966). De plus, les mouvements du socle au Miocène amènent une nouvelle transgression marine. Pendant que les sédiments s'accumulent sur le bassin côtier atlantique grâce à une subsidence et à une probable flexure de la plaine côtière, la cuvette tchadienne quant à elle, connaissant une subsidence depuis l'Eocène, se remplit de sables, d'argiles et de limons d'origine fluviale et continentale sur plusieurs centaines de mètres d'épaisseur. Roch (1950) les rattachant aux sables de Kélo au Tchad les date du Continental Terminal.*(*terme utilisé par Killian en 1931 pour désigner les séries continentales, postérieures au Crétacé et antérieures au Quaternaire*). Ces dépôts devraient se poursuivre jusqu'au Quaternaire. Simultanément, un épisode latéritique laisse de faibles traces sur le plateau Kapsiki où, postérieurement, il y a eu des épanchements basaltiques (Dumort et Peronne, 1966).

1.1.5. LES OSCILLATIONS CLIMATIQUES ET LES FORMATIONS QUATERNAIRES.

Le Quaternaire du bassin tchadien qui nous intéresse dans cette étude est marqué par des avancées et des régressions lacustres. Celles-ci sont liées aux oscillations climatiques qui ont affecté toute la région. Les dépôts de cette époque sont pour une part considérable, constitués des alluvions des cours d'eau dans les lits majeurs. Dans ce cas, ils sont représentés par des limons, des sables anciens peu argileux, d'argiles grises à noires et parfois d'une cuirasse latéritique conglomératique (Gazel, 1958). A l'exception de la partie Est constituée par les dépôts du Logone, la couverture du reste de la région résulte de l'accumulation de matériaux détritiques descendus des monts Mandara et des apports éoliens. Il est à noter que les vents ont aussi remanié sur place des formations sableuses dunaires (Pias, 1962 ; 1970). Après des changements de fond jusqu'au Tertiaire, l'histoire géologique du bassin tchadien a été marquée au Quaternaire par une série sédimentaire liée aux transgressions du lac Tchad. Actuellement, la cuvette tchadienne est sujet à un lent comblement.

1.2. ETAT DES LIEUX DES CONNAISSANCES

1.2.1. CORRELATION ENTRE LES OSCILLATIONS PALEOCLIMATIQUES DU QUATENAIRE RECENT DANS LE BASSIN TCHADIEN ET SES BORDURES MERIDIONALES.

Les oscillations climatiques traduites par les fluctuations du niveau lacustre commandent l'histoire géologique quaternaire du bassin tchadien. Les différents chercheurs ayant travaillé à ce sujet ont adopté une terminologie propre à chaque groupe de spécialistes.

Pullan (1965) repris successivement par Faure (1966), Schneider (1967) et Pias (1970) distinguent depuis 40 000 BP. quatre "pluviaux" interrompus par trois "arides". Les maximums des pluviaux se situent autour de 40 000 BP., 26 000 BP ; entre 12 000 et 5000 BP et vers 1800 BP..

En première approximation, les auteurs ont estimé que ces 4 pluviaux ont correspondu aux transgressions lacustres aux cotes 400, 320 et 287-290 m. Les arides, quant à eux, se

situent autour de 32 700 BP., entre 18 000 et 16000 BP. et vers 4500 BP ; ceux-ci correspondent naturellement à des régressions lacustres.

Les divisions chronologiques de Hervieu (1979) applicables jusqu'ici dans l'Extrême-Nord-Cameroun, reprises par Brabant et Gavaud (1984), puis Marliac (1986) appartiennent à 2 grandes périodes : le Pléistocène Supérieur et l'Holocène.

Le Pléistocène Supérieur (12 000 BP) est subdivisé de la manière suivante dans la région d'étude :

- le Prédouroumien, période antérieure à 35 000 BP est marqué par une alternance de phases humides et sèches plus ou moins longues ;
- le Douroumien, période d'aridité située entre 35 000 et 25 000 BP ;
- le Peskéborien, période humide comprise entre 25 000 et 20 000 BP ;
- le Bossoumien, une nouvelle phase aride entre 20 000 et 15 000 BP .

Après le Bossoumien, (entre 15 000 et 12 000 BP.), les oscillations climatiques ne sont pas bien définies.

A l'Holocène (12 000 BP-Actuel), Hervieu (1979) distingue :

- Le Subactuel, marqué par des récurrences sèches de 12 000 à 2400 BP.
- L'Actuel, à partir de 2400 ans, comprenant une récurrence humide.

La courbe chronologique de Rognon, (1976a, 1976b, 1986, 1987a, 1987b) est plus détaillée pour les 25 derniers millénaires. Elle reconnaît une période d'aridité généralisée de 20 000 à 13 000 BP dans la cuvette tchadienne.

A partir de 13 000 BP., c'est-à-dire de la fin du Kanémien* (*terme créé par Servant (1973) pour désigner une époque s'étendant de 20 000 à 12 000 BP, regroupant toutes les phases d'ensablement dont témoignent les sables éoliens localement façonnés en dunes fossiles et auxquels se rattachent les dunes rouges de l'Extrême-Nord-Cameroun*), les lacs apparaissent dans certaines dépressions du bassin du Tchad, principalement dans la zone sahélienne actuelle. Les lacs se sont maintenus jusqu'à une date récente (3000 BP.) dans le Sahel et dans le Sud du Sahara, ils ont connu des phases brèves d'assèchement partiel notamment vers 10 000, 7500 et 4000 BP.

Servant et Servant-Vildary (1980) proposent pour le Quaternaire Supérieur, à partir des observations faites sur des sondages et des marqueurs paléohydrologiques, une échelle chronologique comprenant 3 phases pour la période allant de 40 000 à 2400 B.P

- La période antérieure est dite AntéGhazalienne
- Le Ghazalien (40 000-20 000 BP) est une période d'extension lacustre.
- Le Kanémien (20 000-120 000 B.P) est une phase aride.
- Le Nigéro-Tchadien (12 000-2400 BP) est une nouvelle période d'extension lacustre.

La période Actuelle correspondant à la limite supérieure du Nigéro-Tchadien. Elle est marquée par une alternance de petites phases sèches et humides.

Maley (1981 ; 1983), grâce à l'étude des pollens fossiles apporte des précisions sur les oscillations climatiques entre 12000 BP et nos jours. Il identifie des épisodes humides : le retour d'une courte période de pluie entre 12 000 et 11 500 BP ; 9200 et 7000 BP ; 4000 et 2500 B.P et vers 1750. Ces récurrences humides correspondant à des phases de transgressions, alternent avec celles de régressions lacustres.

Les observations les plus récentes faites au Sud du lac Tchad n'ont pas mis en évidence des dépôts lacustres francs, mais des dépôts fluvio-deltaïques étagés du Ghazalien au Nigéro-Tchadien (Durand et Mathieu, 1979-1980). Ces formations ont été corrélées à celles décrites par Servant (1972) dans la partie septentrionale du bassin.

Tout en considérant les relations entre les causes des oscillations climatiques et les variations de l'activité solaire, Servant, (1973) y voit deux mécanismes au niveau de la circulation atmosphérique :

- le décalage en latitude des zones climatiques sèches liées aux anticyclones subtropicaux,
- le renforcement de ces zones climatiques ou leur affaiblissement par la fréquence plus ou moins accentuée des mouvements méridiens de masse d'air.

Différents chercheurs (géologues, pédologues, botanistes, paynologues, archéologues, hydrogéologues) s'accordent sur d'importants changements de climats au Quaternaire mais pas toujours sur la corrélation entre la succession des transgressions lacustres avec la dynamique climatique mondiale au Quaternaire. Deux thèses s'affrontent alors.

Certains tels que Faure (1966) ; Schneider (1967) et Pias (1970) pensent que les glaciations quaternaires en Europe se sont traduites en Afrique par une forte pluviosité. Il y aurait alors eu une montée des eaux du lac Tchad et les interglaciaires auraient conduit à des climats secs avec assèchement partiel des lacs et remaniements éoliens des séries sableuses fluviales.

D'autres comme Balout (1952) ; Tricart (1956, 1963) et Rognon (1991) admettent que les glaciations ont causé un abaissement de la température de l'ensemble des mers et une diminution de l'évaporation, ce qui aurait fait baisser les quantités de pluies, alors que pendant les inter-glaciaires les températures des mers et les hauts niveaux marins auraient favorisé une évaporation plus intense, génératrice de précipitations abondantes.

Les travaux plus récents ont montré que les corrélations entre les glaciations des hautes latitudes et les changements du climat aux basses latitudes sont en réalité plus complexes. En effet, de phases climatiques sèches et humides ont alterné au sein des périodes glaciaires comme dans des périodes interglaciaires. Par exemple le Sahara est aride de nos jours en période interglaciaire mais il l'était aussi il y a environ 18 000 ans (période glaciaire).

Nous pouvons retenir que les glaces renvoient l'essentiel des radiations solaires reçues vers la haute atmosphère. Les surfaces englacées auraient alors contribué au refroidissement général de l'atmosphère (Rognon, 1989). Aussi, les remontées d'eaux froides («up-wellings») pendant les glaciations auraient aridifié l'air, entraînant alors sur le continent africain des baisses de températures (Maley, 1986). Pendant les glaciations donc la zone de climat tropical humide aurait remonté vers le Nord, amenuisant par le Sud entre autres les zones climatiques semi-arides.

Tableau 1. Corrélation entre les oscillations climatiques au centre du bassin du tchad et l'Extême-Nord-cameroun au Quaternaire récent

| CENTRE DE LA CUVETTE TCHADIENNE | | | | NORD - CAMEROUN |
|---|--|---|---|---|
| R. A. PULLAN(1965) H. FAURE (1966) J.L.SCHNEIDER(1967 1991) J. PIAS (1970) | P. ROGNON (1976 a 1976b 1980 1986 1987 1988) | J. MALEY (1981 , 1983) | M. SERVANT(1980 1983) M.SERVANTetS.SERVANT (1980) P.MATHIEU(1982) A.DURAND et P.MATHIEU (1979,80,81;ADURAND 1982) | J. HERVIEU(1975,1979) P. BRABANT et M. GAUAUD (1984) A. MARLIAC (1986) |
| 0 année BP --- 4e pluvial 4e Transgression lacustre -3200 3e Aride | 0 Année BP --- Aridification petite phase humide -4000 Courte saison humide | 0 Année BP --- -1750 Phases lacustres mineures -2500 transgression lacustre -4000 Regression lacustre | 0 Année BP alternance de petites phase sèches et humides -2400 | 0 Année PB --- ACTUEL w (tropical humide) - 2400 N E C |
| -6000 3e Pluvial 3e transgression lacustre 10000 | -6000 très longue saison humide -7000 Courte saison humide -8000 très longue saison humide | -7000 transgression lacustre -9200 Regression lacustre | NIGÉRO -TCHADIEN (extensions lacustres) | O SUBACTUEL (recurrence sèche) J O |
| -11000 Courte saison humide -13000 | -11000 Courte saison humide -13000 | Période de pluie -12000 | -12000 | I -12000 |
| 2ème Aride 20000 | --- Aridité -17000 Courte saison humide | | KANÉMIEN (remaniements éoliens) | R 15000 --- E BOSSOUMIEN (aridité) S 20000 --- |
| 25000- 2ème pluvial 2ème transgression lacustre -29000 30000 | -21000 très longue saison humide | | GHAZALIEN Supérieur (extension lacustre) | U PESKÉBORIEN (phase humide) C 25000 --- T S |
| 32000 1er Aride | | | 30000 GHAZALIEN Inférieur (extension lacustre) | E DOUROUMIEN (aridité) J P 35000 --- |
| 36000 1er pluvial 1ère transgression lacustre 40000 | | | 40000 ANTÉ-GHAZALIEN | PRÉ-DOUROUMIEN Quaternaire ancien Villafranchien? Alter nance de phases sèches et humides |

1.2.2. LA STRATIGRAPHIE ET L'HISTOIRE GEOLOGIQUE DE LA BORDURE SUD DU BASSIN TCHADIEN

les chronologies du Quaternaire ont été établies de manière indépendante dans les provinces géomorphologiques très différentes à savoir : le centre du bassin tchadien où les recherches se sont appuyées sur des sondages, des marqueurs paléoclimatiques et paléohydrologiques (Schneider, 1969 ; Servant, 1973 ; Servant-Vidary, 1977 ; Maley, 1980). Ces recherches se sont poursuivies sur la bordure sud du lac Tchad par Durand et Mathieu, (1979-1980) et dans les plaines et reliefs du Nord-Cameroun par Hervieu (1967, 1975, 1979), et par Wakponou (1995).

Dans le Nord-Cameroun, Hervieu (1975, 1979), Brabant et Gavaud (1984), Marliac (1986) ont proposé la chronologie suivante pour le Quaternaire ancien avant 30 000 BP :

- un manteau d'altération,
- des épandages détritiques,
- une cuirasse ferrugineuse.

Au-dessus de la cuirasse Hervieu (1967) a reconnu trois générations de terrasses respectivement au Douroumien (35 000 - 25 000 BP), au Bossoumien (20 000 - 15 000 BP) et au Subactuel (12 000 - 2 400 BP).

Hormis le Peskéborien (25 000 - 20 000 BP), période de pédogénéisation sous conditions climatiques tropicales humides, ces différentes phases de remblaiements ont alterné avec celles d'érosion liées à des ambiances climatiques semi-arides à tropicales sèches.

Sans remonter au Crétacé, période à laquelle datent les premières formations de couvertures épicontinentales de la région, la chronologie établie suivant les observations récentes se présente de la manière suivante.

A la fin du Tertiaire (Pliocène ?) les formations sédimentaires anciennes ont subi une forte abrasion probablement à la suite des mouvements de surrection à la périphérie du bassin et de l'affaissement de la cuvette tchadienne, le tout sous une ambiance climatique semi-aride. Pendant cette période le socle a été récuré de façon différencielle

Le décapage des matériaux et le colluvionnement qui s'en est suivi a alimenté en aval les dépôts décrits par Pias (1970) sous le terme de « formation ancienne remaniée ». Cette « série paléotchadienne » selon Hervieu (1975) affleurant à la périphérie du bassin tchadien est largement représentée dans la zone proximale du cordon sableux Limani-Yagoua et s'étend au Sud jusqu'aux abords de la pédiplaine de Kaélé-Mindif, à travers les amoncellements sableux des secteurs de Kalfou et de Lokoro. Ces formations ont été sujets à d'intenses remaniements conduisant :

- lors des altérations poussées sous climat tropical humide à semi-aride à de cuirasses ferrugineuses,
- lors des submersions par les eaux du lac aux déblaiements par de forts courants en période de forte hydraulicité,
- lors des périodes arides à des actions éoliennes.

Au Plio-Pléistocène (fin Tertiaire-début Quaternaire) avec le retour des conditions climatiques tropicales humides, des altérations profondes de type ferrallitique à fersiallitique ont affecté le socle et dans une moindre mesure les formations sédimentaires anciennes.

Après cette phase ferrallitisante, une phase d'érosion intense par climat semi-aride a eu lieu vraisemblablement au Villafranchien (antérieurement à 30 000 BP). Les nappes de galets de quartz au-dessus des altérites (Méridien, Djamhoura) témoignent ce grand creusement qui aurait duré jusqu'à l'Acheuléen final (120 000 BP) comme peut prouver la « pebble-culture » évoluée trouvée dans ces galets (Hervieu, 1969 ; Marliac, 1989).

Après l'Acheuléen (80 000 - 60 000 BP) une cuirasse ferrugineuse se généralise tout autour du bassin tchadien à une altitude de 400 m. Elle est liée à des conditions climatiques contrastées comme on peut actuellement constater dans la région de savane de l'Adamaoua aux environs du 6° N. Cette nouvelle phase d'altération et de cuirassement constitue la fin de la période dite « Anté-Ghazalienne » : (> 40 000 BP) reconnue au centre de la cuvette tchadienne par Servant (1980, 1983) ; Servant et Servant-Vildary (1980) et à la bordure méridionale du lac Tchad par Durand et Mathieu (1979-1980, 1981) ; Durand (1982), Mathieu (1982). Dans le Nord-Cameroun Hervieu (1975, 1979) puis Brabant et Gavaud (1984) et Marliac (1986) ont dénommé cette période antérieure à 35 000 BP le « Prédouroumien ».

Au Pléistocène Moyen une formation limono-argileuse s'est généralisée au-dessus de la cuirasse ferrugineuse. Elle a été identifiée sur le plateau de Doyang par Sieffermann (1967). Cette formation résulterait des colluvionnements consécutifs à une érosion majeure en climat tropical sec à saisons alternantes. Avec le concours d'un soulèvement du socle dans la région du Diamaré et d'un affaissement de la cuvette de la Bénoué, niveau de base régional, le décapage des formations superficielles sur les versants a provoqué l'inversion du relief sur le plateau de Doyang. Cette période correspond au « Douroumien » (Hervieu, 1975, 1979) ou au « Ghazalien Inférieur » Servant (1980, 1983) qui se serait étendue de 40 000-35 000 à 25 000 BP.

Au Pléistocène Supérieur, cette formation limono-argileuse connaîtra une pédogénèse de type vertisolique avec le développement de la montmorillonite. Cette pédogénèse est dite « peskéborienne : 25 000 - 20 000 BP » (Hervieu, 1975, 1979). Les conditions tropicales humides pendant cette période ainsi que celles des autres petites phases humides postérieures ont conduit à la formation de nodules calcaires entre 15 000 et 7 000 BP (Maley, 1983)

Dans la cuvette tchadienne, ces conditions humides auraient engendré une transgression lacustre à la cote 350 - 450 m à laquelle est liée une autre série argilo-sableuse à nodules calcaires aussi (Hervieu, 1975).

Le Pléistocène s'achève par 8 000 ans de sécheresse. Aux conditions arides à semi-arides liées à cette période « kanémienne : 20 000 - 12 000 BP » (Servant, 1980, 1983) ou « bosoumienne : 20 000 - 15 000 BP » (Hervieu, 1969, 1975) sont liés les dépôts sableux grossiers à stratifications entrecroisées des secteurs de piémont (Méridien) ou le niveau sableux au-dessus de l'assise limono-argilo-sableuse du plateau de Doyang. De la même façon, aux remaniements éoliens des formations sableuses anciennes de la cuvette tchadienne sont liées les dunes longitudinales qui se seraient formées au maximum supposé de l'aridité entre 18 000 et 16 000 BP.

A l'Holocène Inférieur on note un retour de climat plus humide avec des récurrences sèches. Cette période dite « nigéro-tchadienne » (Servant, 1980, 1983) ou subactuelle (12 000 - 2 400 BP) (Hervieu, 1969, 1975) a connu l'entaille des formations antérieures surtout dans les piémonts et des dépôts fins relevant d'un milieu à couvert végétal assez dense, lié à la

courte période de pluies de la fin du Kanémien qui n'a pas pu avoir assez de produits à fournir à l'érosion (Rognon, 1976a, 1976b, 1980,1986, 1987, 1988 et Maley, 1981, 1983).

Parallèlement le lac Tchad déposait lors de sa troisième transgression des argiles noires. L'horizon de surface appartiendrait à la « deuxième série » (Pias et Guichard, 1958). Ces dépôts qui passent latéralement à une série sableuse récente s'appuyant au cordon sableux Limani-Yagoua sont localisés en longs couloirs représentant d'anciens lits de cours d'eau (Pias, 1970).

L'Holocène Supérieur ou l'Actuel (depuis 2 400 BP) caractérisé par l'alternance de petites phases sèches et humides se traduit par des sédiments fins. Ces derniers constituent les niveaux supérieurs des profils et forment les levées alluviales des mayos qui ennoient leurs cours inférieurs.

Conclusion

Du Pléistocène à l'Holocène la cuvette tchadienne s'est remblayée alternativement de sables et d'argiles, corrélativement aux transgressions et régressions lacustres. Ces fluctuations du niveau des eaux du lac sont liées aux oscillations climatiques dont les diverses influences se sont traduites dans les dépôts des piémonts, à la bordure du bassin tchadien

On peut alors établir un parallélisme entre les périodes arides à forte activité éolienne au centre de la cuvette tchadienne et les phases de décapage matérialisées par des dépôts sédimentaires, par suite de l'extension des influences semi-arides (averses, crues, couvert végétal peu dense) vers la bordure méridionale du lac.

1.2.3. DISCUSSION SUR LES PALEOFORMES ET PALEOFORMATIONS D'ORIGINE CONTROVERSEE.

1.2.3.1. L'ASSISE LIMONO-ARGILO-SABLEUSE DE DOYANG.

L'assise limono-argilo-sableuse du plateau de Doyang est l'une des formations reliques à origine énigmatique dans les basses terres extrême-nord-camerounaises. Plusieurs chercheurs lui ont tour à tour attribué une origine lacustre, pédologique, éolienne (loessique), colluviale, structurale ou tout simplement polygénique.

- L'HYPOTHESE D'UNE ORIGINE LACUSTRE

Sieffermann (1967) ; Pias (1970) ont identifié dans le plateau de Doyang, une formation argileuse (« assise de Doyang ») qui repose sur une cuirasse ferrugineuse. Il ont interprété cette formation à nodules calcaires comme étant lacustre, attribuable à un ancien lac ayant atteint la cote 400 m, probablement pendant le pluvial situé entre 35 000 et 30 000 BP (Ghazalien inférieur).

- L'HYPOTHESE D'UNE ORIGINE PEDOLOGIQUE

Pour d'autres chercheurs tels que les géologues Dumort et Peronne (1966), Cabot (1967) et les pédologues Brabant et Gavaud, (1984) l'assise de Doyang constitue «le terme aval extrême d'une séquence d'altération à sols ferrugineux planosols vertisols et à sols fersiallitiques»

- L'HYPOTHESE D'UNE ORIGINE LOESSIQUE

En corrélation avec des dépôts similaires étudiés à la même latitude au NE du Nigéria par Mc. Tainsh et Walker (1982) puis Coude-Gausen (1986) et attribués à des lœss, cette formation serait éolienne. Cette hypothèse soutenue par Maley (1983) est d'autant plus forte que les faciès du matériau dans le Nord-Cameroun sont comparables à ceux des lœss colluviaux du fleuve Sénégal, décrits par Michel (1984). C'est cette origine éolienne que Mpeck (1994) a tenté de démontrer.

1.2.3.2. ETAT DE CONNAISSANCES SUR LE CORDON SABLEUX CIRCUMPALEOLACUSTRE TCHADIEN

De toutes les paléoformes de l'Extrême-Nord-Cameroun, voire de tout le bassin tchadien, la présence d'un grand cordon sableux vers la cote 320 m pose toujours des problèmes quant à son origine. Plusieurs hypothèses ont été proposées.

- L'HYPOTHESE D'UN PALEORIVAGE LACUSTRE

L'hypothèse d'un paléomégalac Tchad néolithique avait été formulée dès 1925 par Tilho. Ultérieurement, les quaternaristes ont précisé et daté les différentes fluctuations lacustres grâce à des formations et ceci, depuis le Pléistocène jusqu'à l'Holocène. De tous ces chercheurs, Pias et Guichard, (1957) ; Pias (1962,1970) et Schneider (1967, 1991) ont démontré l'existence d'un très grand paléolac-Tchad durant l'Holocène, entre approximativement 10 000 et 6000 BP., et dont le cordon sableux à la cote 320 m marquerait le rivage.

- L'HYPOTHESE D'UNE ORIGINE POLYGENIQUE

Ce cordon sableux n'a été jusqu'à présent qu'indirectement daté. Pour Pias (1962, 1970), il résulterait de remaniements locaux sous l'action des vents, de diverses formations sableuses qui ceintureraient le paléolac Tchad vers l'altitude 300-320 m.

- L'HYPOTHESE D'UNE COMMANDE TECTONIQUE

La troisième hypothèse sur l'origine du cordon sableux se fonde sur l'évolution tectonique de la cuvette tchadienne. Pias (1970) évoque déjà l'idée de la limite d'extension de la troisième transgression lacustre à une «fosse» tchadienne due à des mouvements de subsidence. Les imageries satellitaires montrent en effet l'influence des structures tectoniques en de nombreux points de la cuvette tchadienne. La rectitude du rivage occidental du lac actuel pourrait s'inscrire dans le cadre des linéaments qui se dessinent de Maïduguri jusque vers Yagoua. Ces linéaments se poursuivent le long du Logone, du Chari et du Bahr-El-Ghazal. La quasi rectitude NO-SE et le profil de ce secteur plaideraient pour une formation mouvant une flexure du socle faillée en « marches d'escaliers », symétrique à la faille identifiée par Servant, (1983) près de la falaise d'Angamma au pied du Tibesti. C'est par ce réseau de failles parallèles que le substratum cristallin s'enfonce sous la cuvette tchadienne.

Le problème serait donc de savoir si une néotectonique d'âge holocène aurait complètement contrôlé la mise en place de ce cordon sableux. Certains auteurs tels que Durand (1982,1993), Beauvilain (1986) pensent que le cordon n'aurait pas une origine périlacustre, mais qu'il résulterait entièrement de la tectonique. Cette hypothèse nous est difficile à admettre.

CHAPITRE 2.

CADRE STRUCTUTRAL ET TECTONIQUE DES PAYSAGES GEOMORPHOLOGIQUES.

2.1. ROLE DE LA LITHOLOGIE DANS LES PAYSAGES GEOMORPHOLOGIQUES.

2.1.1. LES FORMATIONS SEDIMENTAIRES.

Les formations sédimentaires les plus récentes constituent 30 % du paysage géologique de l'Extrême-Nord-Cameroun. Elles couvrent la totalité de la plaine du Tchad à l'exception du massif de Waza. Ces sédiments se succèdent du Continental Terminal à l'Holocène voire à l'Actuel. Leur épaisseur est très variable : insignifiante aux pieds des inselbergs, elle prend de l'ampleur au fur et à mesure que l'on s'en éloigne. De 600 m à Bornou au Nigéria (Barber et Jones, 1960), elle atteint 620 m à Logone-birni, à 72 km du rocher de Waza, dépasse 600 m à Bol sur la rive nord du lac Tchad et plusieurs milliers de mètres dans la fosse de Téfidet-Termit, plus au Nord (Mathieu, 1978). En effet, le bassin tchadien qui est subsident est toujours en cours de comblement. Si le Tertiaire a des sables anciens, (Continental Terminal), les sédiments quaternaires sont constitués d'une alternance de sables, de limons, et d'argiles. Cette alternance est vraisemblablement liée aux différents régimes hydrologiques qui témoignent des changements climatiques qui ont affecté cette région. Les migrations latérales des cours d'eau qui s'en sont suivis se traduisent sur le terrain par des variations latérales de faciès au sein d'une même formation. Ces sédiments présentent tous des caractères continentaux.

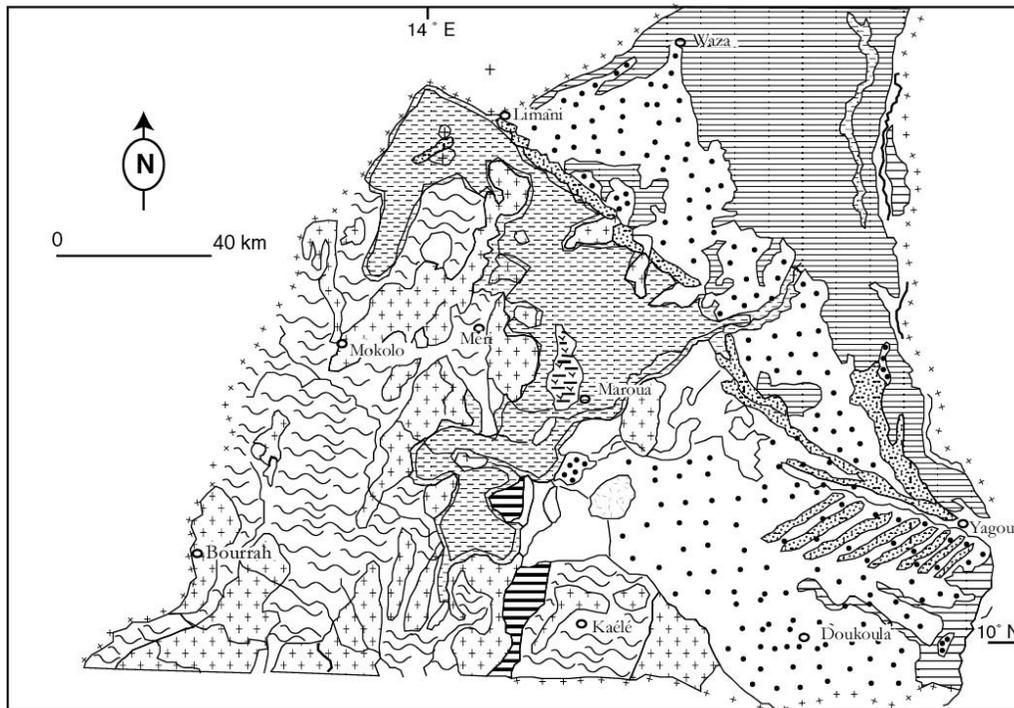
2.1.2. LES PAYSAGES CRISTALLINS ET METAMORPHIQUES.

Le socle cristallin et métamorphique occupe en affleurement près des 2 / 3 du terrain étudié. Il forme l'essentiel des monts Mandara. Constitué de gneiss associés aux granites dans les montagnes, il passe aux gneiss-embréchites sur leurs bordures orientales. Subaffleurant et affleurant dans la pédiplaine Kaélé-Mindif, les gneiss-embréchites cèdent la place aux gneiss à composition quartz- diorite. Côtayant dans la pédiplaine des bandes de schistes tufacés et de quartzite-cipolins, ces gneiss sont partout traversés par des granites divers. Ces derniers émergent en multiples inselbergs dans les pédiments et les plaines des piémonts, à l'exception de la "dent" de Mindif qui est un bloc de syénite et les collines de Mogazang, de Makabay, de Gaviang, et de Mouda constituées de roches volcano-sédimentaires.

Les monts Mandara comportent deux types de paysages : granitiques et métamorphiques.

Les reliefs granitiques divers constituent le bourrelet montagneux bordier qui se dispose tout autour des plateaux, les dominant par une pente de 18°.

Dans le secteur de Hina-Marbak, ce sont surtout des quartzites et des roches métamorphiques qui affleurent en masse. Ils y forment des reliefs assez marqués (1000 m d'altitude relative), aux crêtes émoussées et aux versants d'éboulis arrondis.



Sources: GAZEL (1960), KOCH (1959), DUMONT ET PERONNE (1966)

LEGENDE

| | | | |
|---|--|---------------------------------|---|
| FORMATIONS SUPERFICIELLES QUATERNAIRES ET TERTIAIRES | | TERRAINS VOLCANIQUES TERTIAIRES | |
| | Alluvions fluviales argileuses et argilo-limoneuses actuelles | | Basaltes, trachytes, rhyolites, andésites |
| | Alluvions argileuses fluviales lacustres | FORMATIONS PRECAMBRIENNES | |
| | Dunes longitudinales et cordon sableux paléolacustre | | Gneiss |
| | Alluvions sableuses et dépôts dunaires du Continental Terminal | | Schistes, quartzites, cipolins |
| MASSIFS PLUTONIQUES AROGENIQUES TERTIAIRES DITS "ULTIMES" | | | Granites divers, anatexites, diorites |
| | Granites à riébeckité | | Roches volcano-sédimentaires |
| | Roches volcaniques associées | | Syérites |

Figure 3. Esquisse des formations géologiques

A l'amont du bassin du mayo Tsanaga au Nord de Mokolo, les granites calco-alcalins microgrenus hétérogènes sont à 2 micas

. Au milieu des granites du secteur de Tourou dans le haut bassin du mayo Ngassawé,, se rencontrent des granodiorites.

Les granites calco-alcalins porphyroïdes constituent le faciès dominant des ensembles granitiques de la région de Téléki, ainsi que du massif de Popologozoum 1165 m. Ils forment une couronne sur les granites d'anatexie diffus.

Entre la localité de Sérawarda et Méri aux sources des mayos : Sava, Kossa, Mongonyé, Mangafé, Ranéo et Motorsolo, les granites porphyroïdes sont associés à des diorites et à des granodiorites mésocrates.

Les divers granites de la bordure septentrionale des monts Mandara supportent des anatexites truffées de quelques pointements granitiques et trachytiques, crevées par la plaine de Koza, et par le volcan Golda Zouetva, un massif très complexe constitué des migmatites dans lesquels sont encastrés les basaltes et un granite typique à riébeckite dont le pic du mont Goualda 1121 m (Dumort et Peronne, 1966).

Les paysages métamorphiques sont ceux des plateaux intérieurs.

Dans les monts Mandara, tous les plateaux ont le même substratum : granites, migmatites, gneiss-embréchites et surtout des anatexites.

Les gneiss-embréchites affleurent largement en bandes longitudinales dans la région de Gawar à l'amont du bassin du mayo Louti et se prolongent vers la bordure S.E. de l'édifice des monts Mandara.

A l'exception du plateau des Kapsiki, les autres ont un support anatexitique. A l'Est de ce plateau affleurent en bandes discontinues des formations résiduelles à quartzites amphibolites, leptynites et des lambeaux gneissiques dans les migmatites. Dumort et Peronne (1966) signalent qu'il est assez difficile de rendre compte clairement de la pétrographie de ces anatexites. Quant au plateau Kapsiki, il a un support de granite d'anatexie, roche à dominante granitique leucocrate, microgrenue. Leur affleurement est extrêmement diffus.

Dans les piémonts, la pédiplaine de Kaélé-Mindif s'étend sur un socle diversifié, composé de bandes de roches métamorphiques toutes arasées. D'après Dumort et Peronne (1966), ces roches seraient d'âge précambrien moyen. Les gneiss embréchites mélanocrates à faciès rubané et à structure granitoïdes forment la bordure S.E. des monts Mandara et affleurent largement jusqu'aux environs de Kalaf. Ils ont été incisés de façon méridienne par la vallée du mayo Louti. Du mayo Mizao-Guizak à Golonghini, ils sont discrètement migmatisés. Leur paragenèse montre du quartz, de la diorite et des amphiboles feldspathiques. Des gneiss leptinitiques au Sud de Kong-Kong, ils passent entre Kaélé et Gounday aux quartz-diorites faiblement migmatisés.

Ces bandes de gneiss enchâssent l'extrémité sud du liseré de roches de la série volcano-schisteuse de Maroua, bien visible dans le lit du mayo Mizao-Guizak. Du caractère volcanique, elles passent, légèrement métamorphisées, au sédimentaire avec des quartzites, des schistes et des cipolins. Elles forment de petits alignements N-S dans le secteur de Mboursous au Sud et vers l'Est à Mindjil et à Garey. Les intrusions granitiques alcalines à subalcalines très arasées forment une légère dorsale aux environs de Torok (N 10° 03'-E 14° 34'). La croupe ainsi formée s'ennoie partiellement sous les sables anciens du Continental Terminal. Ces roches passent des granites d'anatexie sur les versants de la vallée du mayo Louti aux granites à biotite au Sud et aux granites à 2 micas dans tout le reste de la région. Dans le secteur de Mindjil affleure cependant une roche leucocrate à texture granitique. Elle présente le même chimisme que le granite à 2 micas. Vers le Nord, le socle est toujours subaffleurant ou affleurant (Péténé). Il se retrouve dans les collines de Mouda, Gaviang et la «dent» de Mindif. La syénite qui constitue cette dernière et son pourtour est mésocrate grenue à feldspath jaune cassonade. Sa paragenèse montre des micropertithes fusiformes, de

l'oligoclase, de la biotite pléochroïque, du clinopyroxène, de l'amphibole, de l'apatite du zircon et du quartz (Dumort et Peronne, 1966).

La pédiplaine de Kaélé-Mindif est sous-tendu par un bombement de socle peu prononcé, dominé par une série de pitons rocheux.

Dans les plaines le socle cristallin ne se manifeste plus qu'épisodiquement, même si grâce à une courbure en dôme il est encore visible aux alentours de Kolofata,

Dans le Diamaré (région de Maroua-Bogo) la plaine s'est développée sur des terrains métamorphiques et des épanchements volcaniques. A la hauteur du mayo Boula, les gneiss prolongeant la pédiplaine de Kaélé-Mindif affleurent en continuité topographique avec le niveau de la plaine. Arasés, ils ne se manifestent pas dans le paysage. Aux environs de Matfaï, des roches hypermagnésiennes affleurent dans une fenêtre ouverte dans les sédiments par le haut mayo Boula. Ces roches comprennent des amphibolites, des gneiss, de la stéatite, de la serpentine ou de clinochlore. Ces roches côtoient celles de la série volcano-sédimentaire de Maroua qui se traduisent par des collines (Makabay et Mogazang) à la limite ouest de la plaine.

D'une manière générale, l'alignement des pointements rocheux aux pieds des massifs porte à penser à une inclinaison du socle vers le cordon sableux Limani – Yagoua à l'Est, en pente régulière qu'épouse la surface de la plaine. Ce socle subaffleure au Sud du mayo Boula avant de réapparaître à Djoulgouf entre ce mayo et le Tsanaga. A Djoulgouf, il est constitué d'un granite leucocrate grenu à 2 micras et à phéno-critaux de feldspaths. Plus au NE, il se signale au hosséré Balda par un granite leucocrate grenu fin à tendance gneissique. (Dumort et Peronne, 1966). Encore visible dans les vallées encaissées à l'Ouest de Kalfou, le socle cristallin plonge rapidement en direction du N.E., sans plus se manifester dans le paysage. Vers le Nord dans la plaine tchadienne, il ne réapparaît plus que ponctuellement au rocher de Waza.

Ainsi, largement affleurant dans les montagnes, le socle cristallin et métamorphique ne forme plus que des inselbergs, des inselgebirge, des bombements à peine perceptibles, des chicots et chaos rocheux, des tors, ou tout simplement des croupes arrondies s'ennoyant sous des arènes dans les plaines.

2.1.3. L'ORIGINE DES RELIEFS ISOLES

Inselbergs : littéralement "montagne-île", est un terme allemand créé par Bornhardt en 1900 passé dans le vocabulaire international pour désigner un relief résiduel rocheux et escarpé, surplombant les bas secteurs attenants. Inselgebirge quant à lui désigne ce type de relief mais assez étendu (groupe d'inselbergs) sur lequel s'organise un écoulement. Selon Beauvilain (1989), ce mot a été créé par Passarge* au pied des monts Mandara où se dressent ces massifs-îles. (*après le traité germano-douala signé entre les allemands et les chefs « Kamerun » le 12 juillet 1884 concernant le commandement de Kamerun (Douala actuel) aux allemands au grand dam des anglais, les premiers devaient passer par la suite à la conquête de l'hinterland face à la rivalité des anglais venant du Nigéria et des français venant du Tchad. C'est dans cette perspective que Passarge, chef militaire allemand conduisit une colonne armée dans le Nord-Cameroun en 1890*). (Histoire du Cameroun de la préhistoire au premier janvier 1960, Ministère de l'Education Nationale, 1961). Inselbergs et inselgebirge peuvent être classés en cinq groupes suivant leur origine.

2.1.3.1. DES RELIEFS DE RESISTANCE

Les inselbergs peuvent correspondre simplement à des roches intrusives plus résistantes à l'érosion que les terrains encaissants. Tel est le cas des monts : Molkoa 1059 m ; Loulou 873 m ; Popologozom 1486 m ; Mousgoy 852 m ; Gouada-Gouada 1088 m ; Mouyengué 837 m ; Dza-Ourza 764 m ; Makassa 442 m ; Biwara 701 m ; Moutouroua 686 m ; Gadas 652 m ; Papata 673 m ; Tchevi 462 m ; Lara 402 m.... Ils sont constitués de granites intrusifs calco-alcalins porphyroïdes à macrocristaux de microcline de teinte rose et d'un assemblage grenu à biotite. On peut signaler aussi la « dent » de Mindif 769 m qui, contrairement à tous les autres est taillée dans de la syénite. Cette roche est à : microcline dominant, oligoclase, biotite pléochroïque, clinopyroxène, amphibole, apatite et zircon. (Dumort et Peronne, 1966). Les inselbergs correspondant aux intrusions plutoniques ultimes' c'est-à-dire après le Précambrien, ère des orogénèses de l'ensemble de la région sont, hormis le complexe syénitique de Waza 608 m plus au Nord, caractérisés par la présence de riebeckite, d'aegyrine et de biotite. Ce sont entre autres les hossierés Balda 619 m et le rocher de Gréa 669 m.

2.1.3.2. DES RELIEFS RESIDUELS:

Les inselbergs ruiniformes à l'instar des monts Mékiri 806 m, Tchéré 871 m, Mougodi 550 m ... sont tous constitués de granites hétérogènes à grains moyens à feldspaths blancs subporphyroïdes roulant à recristallisés, oligoclase moyen, microcline, biotite verte dispersée, sphène et épidote (Dumort et Peronne, 1966). Ces caractères physico-chimiques expliquent l'importante alimentation en arènes. Les compayres* (*chaos de boules résiduelles*) au-dessus de ces produits de désagrégation résultent d'un déchaussement des matériaux altérés par les eaux de ruissellement. Ces inselbergs constituent donc des reliefs résiduels de composition lithologique homogène ou bien de granularité différente de celle des formations mitoyennes. On peut penser à une pénéplaine à surface structurale sur laquelle un réseau de failles surtout circulaires s'est mis en place. Du même coup, l'altération et l'érosion qui s'installeraient à partir de ces lignes de faiblesse mettraient en relief le centre qui n'était pas affecté au départ par des cassures. Ainsi, si jamais la roche est mise à nu par un soulèvement ou par décapage des formations, le processus de mise en relief ou d'individualisation est inévitable. Le sommet reste immunisé contre les agents météoriques, alors qu'à la base, les matériaux se désagrègent. Les sommets continueront à s'affûter par le biais du glissement des plaques rocheuses au bas de la pente à partir des diaclases courbes, comme c'est le cas actuellement dans les syénites du secteur de Mindif ou encore dans les granites du hossieré Boboyo 627 m.

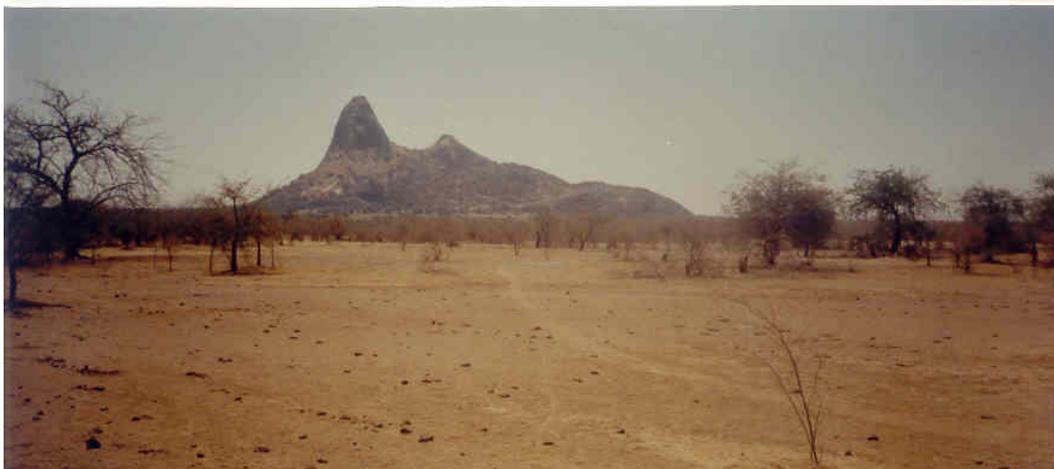


Planche 1. Des dômes rocheux à piton arrondi. (Djaoudé, 22 II 2000 et Mindif, 12-I-2003).

Le caste-kopjé* granitique (*inselberg réduit de hauteur décamétrique, d'allure ruiniforme*) de la photographie de dessus résulte d'une évolution par écaillage des flancs. Ce processus est le témoin d'une décomposition chimique très active sous un climat chaud et humide à partir d'un cryptofront d'altération. Actuellement en période plus sèche, les blocs en équilibre instable continuent de rouler au bas de la pente. Les cannelures rayonnantes sur le versant vraisemblablement guidées par les fissures et fractures sont les traces du ruissellement ;

La « dent » de Mindif 769 m sur la photographie du bas est un pain de sucre syénitique de 300 m au-dessus d'une coupôlé de 469 m qui s'ennoie sous les sédiments quaternaires.



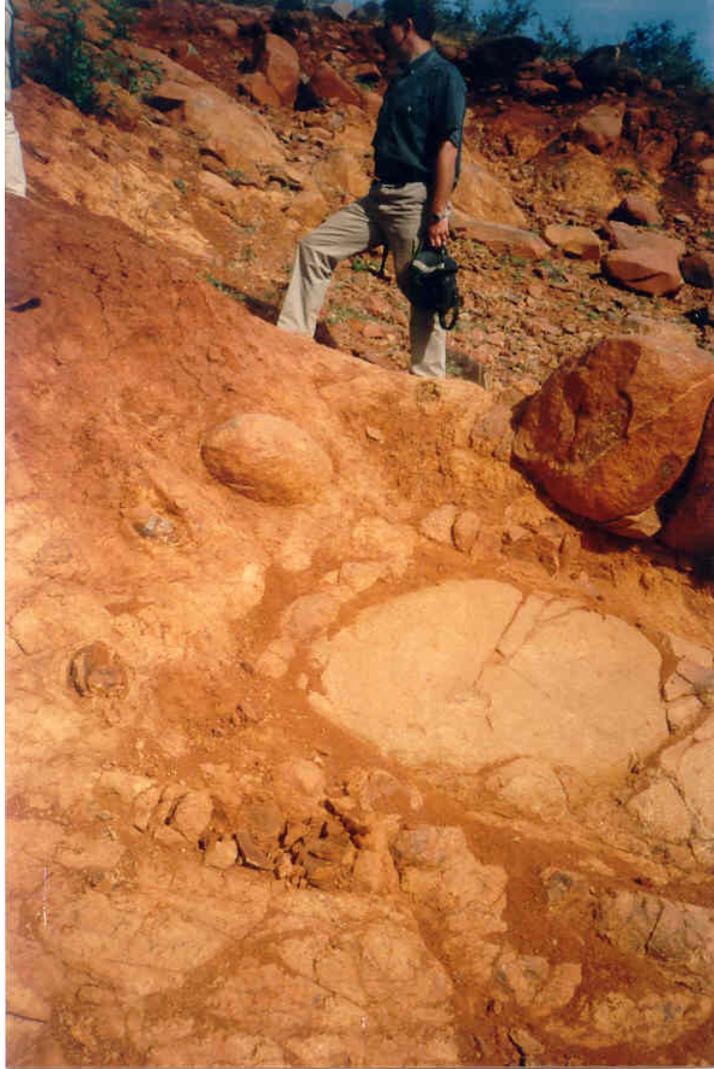
Photographie 1: un versant à compayres. (Tchakidjebé, 17-I-2003)

La photographie montre :

- A l'arrière plan gauche un versant à boules granitiques et à droite quelques reliques de la « végétation primitive », constituée d'arbres exploitant les anfractuosités des roches ;
- Au plan médian, quelques cases en banco au toit de chaume rond près du knick, site privilégié de l'implantation des hameaux et villages grâce à la l'humidité de la dépression annulaire par suite de la concentration de l'eau à partir des versants ;
- Au premier plan, un pédiment à dos de baleine servant de séchoir à mil.

2.1.3.3. DES FORMES POSTICHES

Plus à l'Est, d'autres pointements sont des reliefs postiches* (*surajouté au relief originel*) de formations volcano-sédimentaires précambriennes de l'ensemble épimétamorphique. Ils sont constitués de schistes tufacés à fragments lithiques andésitiques ou dacitiques dans un fond de quartz. Ce sont les monts Makabay 427 m au S.O de Maroua ; le hosséré Mogazang 962 m et le Hosséré Maroua 722 m au Nord de la ville, ainsi que les collines de Gaviang 560 m et de Mouda 591 m surplombant le secteur arasé à l'Est de Moutouroua. Les versants en pierrailles, (régosoliques) témoignent d'un transport sélectif des particules fines par les eaux de ruissellement.



Photographie 2. Versant d'inselberg de roches volcano-sédimentaires. (Maroua, 25- II- 2000).

Le caractère régosolique du mi-versant supérieur témoigne des effets de la thermoclastie sur cette partie deshabillée de son manteau d'altérites.

Vers le bas de versant l'évolution se manifeste par une pédogénisation (rubéfaction) à partir des diaclases courbes qui mettent en exergue des boules de roches saines à auréole d'altération.

2.1.3.4. DES RELIEFS ORIGINELS

On peut enfin suggérer que lors de la "consolidation originelle" il y aurait eu déjà des secteurs déprimés qui ont constitué de petites cuvettes de réception détritiques et des secteurs en saillie qui n'ont cessé dès lors, de se mettre en relief.

Ainsi, suivant que les inselbergs appartiennent à l'une ou à l'autre de ces catégories, ils ont une morphologie particulière. D'une manière générale, même s'il s'agit de reliefs ruiniformes issus de l'érosion différentielle (Biro, 1951), leur existence dépend plus des variations de porosité, elles même liées à l'ouverture ou au scellement des microfissures que

de la dimension des grains (granularité), de la richesse en quartz et de la composition minéralogique (Chaput, 1968). Ce ne sont donc pas de monadnocks de position et leur développement ne dépend pas comme l'a dit Kesel (1977), d'un relief suffisant et de la stabilité de la croûte terrestre, permettant le recul latéral des escarpements montagneux. En effet, ces inselbergs ne comportent pas d'escarpements sur les flancs rocheux résultant de l'altération au pied du versant, ce qui déterminerait leur mise en porte à faux, puis leur effondrement comme l'a démontré Twidale (1976)

2.2. ROLE DE LA STRUCTURE ET LA TECTONIQUE DANS LES PAYSAGES GEOMORPHOLOGIQUES.

2.2.1. STRUCTURE ET TECTONIQUE DANS LES MASSIFS CRISTALLINS ET CRISTALLOPHILIENS

2.2.1.1. STRUCTURE ET TECTONIQUE DANS LES MONTS MANDARA.

Du point de vue de la structure, le bloc Mandara s'est individualisé depuis la dislocation du Continent de Gondwana au Crétacé. Comme tout le vieux socle camerounais (africain), il a été plissé, métamorphisé et granitisé pendant les orogénèses précambriennes (Gazel, 1958).

Il s'incline du SO vers le NE et du NO vers le SE. Il a certainement connu une orogénèse mouvementée de type isoclinal, même si l'ensemble paraît déporté d'Ouest en Est. La direction structurale est NNE-SSO à N-S ou subméridienne.

Outre les directions tectoniques SO-NE et dans une moindre mesure N-S, la direction NNO- SSE est préférentielle comme en témoigne le réseau hydrographique. En effet, son tracé rectiligne semble calqué sur des cassures. A peine marquées dans les plateaux intramontagneux, les vallées s'encaissent de plus de 50 m dans les bourrelets bordiers. Dans le secteur de Téléki-Guiviza à la bordure méridionale, les vallées étroites des mayos Dazal, Tiel, Oulo, Sinkléro, Diffi, Téléki, Poha, Bokwa, Djoum-Djoum, Biguiding et Moudar presque imperceptibles dans le plateau de Bourrah - Doumo sont orientés NO-SE et isolent des massifs.

Au Nord de Mokolo, les massifs granitiques sont incisés par d'étroites vallées rectilignes N-S suivant vraisemblablement des lignes tectoniques. Les plus caractéristiques sont celles des mayos Dama, Moskota, Ourouldain, Wikjava (haut mayo Kouyapé). A cette direction N-S se conjugue l'orientation NO - SE (mayo Madabrom, Koudom ; Damara, haut mayo Moskota), ce qui donne au paysage un aspect cloisonné.

Le pédiment de Koza quant à lui s'oriente parallèlement au sillon intramontagneux entre les hauteurs de Tourou et le mont Oupay 1494 m. Ce sillon est exploité par le haut mayo Moskota et prolongé par le mayo Kérawa. A l'aval de la vallée rectiligne du mayo Ourouldain, ce pédiment est centré sur un réseau de failles parallèles N-S. Ainsi plus qu'une vasque, on peut y voir comme l'a signalé Beauvilain (1986), un graben remblayé.

A la bordure orientale des plateaux intérieurs, le bourrelet montagneux qui les limite est diversement entaillé de vallées étroites et profondes. Nombreuses sont celles qui sont orientées ONO- ESE, telles les vallées des mayos : Sikia, Goudoulou, le haut mayo Kalliao et

le mayo Mada ou qui se présentent en baïonnette comme celle du mayo Tsanaga, traversant ce mur de montagne comme en surimposition ou antécédence au relief (Boutrais et al, 1984).

Malgré la disparition complète de ce bourrelet montagneux au passage de la vallée du mayo Louti, on peut encore suivre son orientation SSO- NNE sur l'ensemble montagneux du secteur de Hina-Marbak plus au Sud. C'est enfin à la tectonique qu'il faut lier le compartimentage des monts Mandara en paliers.

2.2.1.2. LES SIGNES STRUCTURAUX ET LA TECTONIQUE SUR LES INSELBERGS

Les inselbergs sont seuls capables de fournir des informations sur les directions structurales dans les basses terres de l'Extrême-Nord-Cameroun puisqu'elles sont surtout constituées de formations superficielles. Ils en portent deux principales.

La direction tectonique NNO-SSE est très affirmée sur les grands massifs de la partie méridienne : les hossérés Bohol, Ldarbak, Foulday, Ourlany, Taldam, Sefé-guééré, Birdi, Gouda, Bourwoy et le massif de Roum.

Outre leur disposition, les vallées des mayos qui les séparent et/ou les têtes de talweg naissant en leur sein sont orientées dans la même direction.

La direction N-S est très remarquable dans la disposition des massifs Douggou, Tchéré mais surtout dans l'orientation de ceux de l'ensemble épi-métamorphique récent représenté par le Hosséré Mogazang, taillé en 2 parties par un profond sillon N-S ; les collines Makabay ; Maroua ; Mouda et Gaviang. Dumort et Peronne (1966) voient dans ces massifs des roches sédimentaires métamorphisées, qui auraient comblé un fossé de sédimentation étroit, allongé N-S au Précambrien. Après avoir été affecté d'un volcanisme de type cordillère, le tout aurait été ensuite soulevé au cours d'un épisode tardif de l'orogénèse d'ensemble de la région.

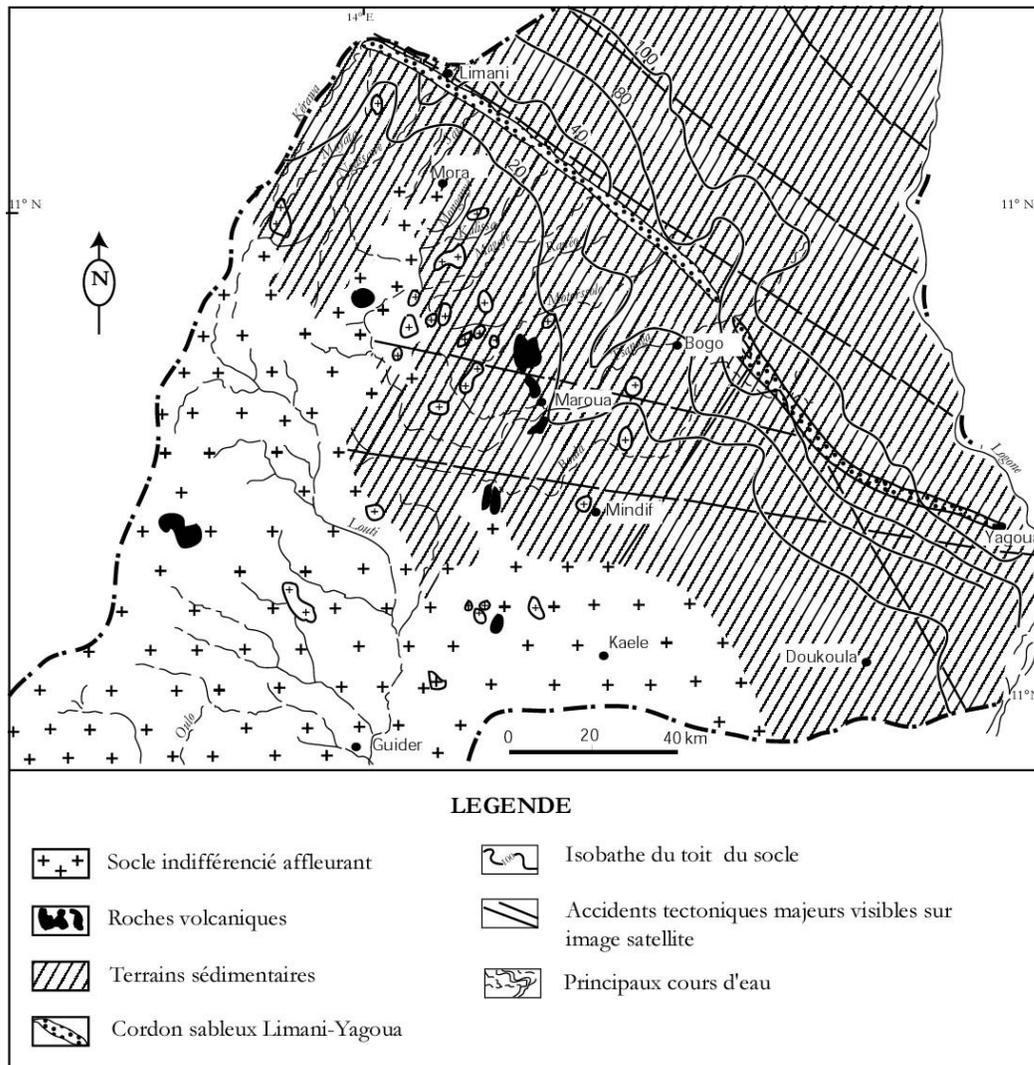
Le hosséré Balda, pointement du socle le plus avancé vers le NE en direction du bassin tchadien, à l'instar de tous les autres reliefs résiduels exhibe une fracturation conforme au tracé du cordon sableux Limani-Yagoua. Le col très bas qui le divise en deux, épouse en effet la direction NO-SE. Le petit hosséré Balda (Balдарé 506 m) est fracturé suivant la même direction. On peut penser que la différence altitudinale entre ces deux massifs est d'origine tectonique.

2.2.2. LA CRYPTO-STRUCTURE ET TECTONIQUE DU SUBSTRAT DES BASSES TERRES.

Les formes, formations, paléoformes et paléoformations des basses terres sont à l'exception des inselbergs et inselgebirge constituées de formations superficielles. Mais il n'en demeure pas moins vrai qu'elles moulent un substratum cristallin sujet à une tectonique qui a dans certains cas commandé ou tout au moins orienté la mise en place de ce matériau meuble.

Tout comme dans les monts Mandara, l'orogénèse panafricaine (Mascle, 1977; Deruelle et al., 1983) a été accompagnée, dans les basses terres par la création de structures subméridiennes bien observables sur les formations affleurantes du socle, et surtout sur les inselbergs, tels que les massifs de Mogazang, Douggou et Lam. L'épaississement progressif des formations sédimentaires des piémonts vers le centre de la cuvette tchadienne indique un plongement du socle vers le NE. Sur une distance de 24 km à l'Est de Mindif, ce socle passe

d'Ouest en Est de 17 m à Gagadjé, 20 m à Gouma, à 21 m à Daram. Encore à 260 m à l'Ouest du parc National de Waza, 300 m à sa limite Est et 365 m à Yagoua, il se enfouit à 550 m à N'djamena au Tchad. (Tillement, 1970). Vers l'Ouest et le N.O, il est à 70 m de la surface à 40 km à l'Est de Maroua. Subaffleurant dans le secteur de Mora, il plonge de 30 m sur une distance de 10 km vers le Nord. A Limani II est une profondeur de 30-40 m (Boutrais et al., 1984).



Sources: A. Bernadi et al., 1989

Figure 4. Profondeur du toit du socle

Les isobathes de la figure 4 représentent cet enfoncement du socle sous le bassin sédimentaire, la rupture de pente se situant à l'aplomb du cordon sableux Limani - Yagoua. Cette concordance entre la " flexure" du socle et la position du cordon en surface ont conduit certains auteurs dont Durand (1982) à interpréter le cordon sableux comme la trace en surface d'un accident tectonique.

En outre, le rivage occidental rectiligne du lac Tchad actuel d'orientation NO-SE s'inscrit dans le cadre des linéaments qui se prolongent jusque vers Yagoua, le long du Logone, en amont de cette localité, du Chari, et plus à l'Est du Bahr-El-Ghazal (Durand,

1982 ; Beauvilain, 1986). Il en est de même du fossé orienté ONO-ESE, relevé par des sondages géophysiques à Ngodéni, à l'Est de la réserve Zoo de Waza et qui se prolongerait au Tchad par celui de Massenya et au Nigéria par celui de Maiduguri (Bernadi et al, 1989). La cuvette tchadienne est donc un bassin d'effondrement en cours d'affaissement. La vitesse de cet enfoncement est évaluée à 0,1 mm / an (Faure, 1971). Selon cet auteur, ce mouvement constituerait une compensation au soulèvement relatif des régions centrées sur le Niger par suite de gauchissement entre le Crétacé-Tertiaire et le Quaternaire.

Ailleurs sous les plaines et la pédiplaine, les directions tectoniques sont très divergentes ; on peut cependant retenir les lignes N-S, E-O, SO-NE à SSO-NNE et NO-SE à NNO-SSE. Outre les décrochements N-S autour de Bogo et Goudoum-Goudoum, tout porte à penser que les roches volcaniques qui s'alignent N-S de Dogba à Mboursou suivent vraisemblablement une vieille cassure qui aurait laissé échapper le magma.

Localement, les fractures orientées O-E s'observent au Nord de Méri. Aussi les inselbergs et inselgebirge de la pédiplaine de Kaélé-Mindif : les massifs de Moutouroua, Mijivin, Boboyo, Gadas, Lara, et ceux de Moumour, Mindjil, rangés sur deux lignes parallèles, sont des intrusions subalcalines à alcalines (Dumort et Peronne, 1966) qui ont pu exploiter les zones de faiblesse des roches préexistantes. (Beauvilain, 1986)

Quant aux failles de direction SO-NE à SSO- NNE, elles sont bien matérialisées de Limani jusqu'au-delà de Mindif par l'orientation des mayos qui entaillent plus ou moins les formations sédimentaires ou encore par la fosse du lac de Fianga de même direction.

Conclusion.

les directions structurales d'ensemble de la région sont SSO-NNE. Elles connaissent des virgations qui conduisent à des directions SO-NE, voire O-E. Les monts Mandara et leur retombées orientales ainsi que les basses terres des piémonts comportent chacun trois faisceaux de failles soit respectivement : N 81 à N 85°, N 41 à N 45°, N 86° à N 90°O, Puis N 21 à N 25°E, N 66 à N 70°E, N 41 à N 45° O. (Etongue Mayer Ekoumé, 1989).

La tectonique souple quant à elle se limite aux plissements des ectinites et des migmatites mais aussi à un style de plissements plus cassant des formations quartziques.

Ainsi, outre le réseau hydrographique en baïonnette ou en tracé rectiligne, la bande mylonitisée sur 300 m de large et 25 km de long de Méri à Mora, l'ampleur de la fracturation et des cassures du substratum dans la région est marquée par la présence et l'étendue des roches volcaniques.

2.2.3. LES MANIFESTATIONS DU VOLCANISME

Les premières manifestations volcaniques dans les basses terres de l'Extrême-Nord-Cameroun sont datées du Précambrien (Dumort et Peronne, 1966). Cette phase est matérialisée par des formations volcano-sédimentaires. Celles-ci affleurent en une bande méridienne, large de 10 km et longue de près de 80 km de Dogba à Mboursou et au - delà. Très arasées et partiellement recouvertes par des alluvions, ces roches sont présentes dans les massifs de : Mouda, Gaviang, Mogazang, Maroua, et forment de petits cônes de moindre importance tels que ceux de Sama et d'Aïssa-Kardé respectivement au Sud et au NE. de Mora. Ultérieurement, au Tertiaire, des épanchements basaltiques ont par endroits coiffés les

formations du socle. Dans la plaine tchadienne, enfoui dans des formations sédimentaires, des trachytes, andésites, dolérites se sont encastrées à l'emporte pièce dans de la syénite à riébeckite et aégyrine décrivant une structure annulaire au rocher de Waza (Dumort et Peronne, 1966).



Photographie 3. Paysage volcanique du plateau Kapsiki dans les monts Mandara. (Rumsiki, 27-VII-2000).

Les multiples necks élancés de 30 à plus de 50 m qui surmontent une topographie tourmentée de cônes et de dykes comme celle qui prend en écharpe le neck du premier plan sont les témoins d'un volcanisme acide tertiaire.

Dans les monts Mandara, la tectonique a aussi engendré des épanchements magmatiques. Les lambeaux de basaltes à 1300 m d'altitude, témoins d'anciennes coulées, aujourd'hui démantelées sont attribués à la série noire inférieure (Sieffermann et Martin, 1963). Ces basaltes s'épanchent largement au SE. du plateau Kapsiki. Ailleurs, sur les plateaux de Gawar et de Bourah par exemple, ils se présentent en petits pointements et / ou en filons. Dans le plateau Kapsiki, les fissures ont guidé des laves acides de la série blanche intermédiaire se rapportant à la seconde phase éruptive située au Néogène (miopliocène) (Dumort et Peronne, 1966). Des émissions trachyto-phonolito-rhyolitiques y forment soit des necks élancés disséminés sur le plateau, correspondant sans doute à d'anciennes cheminées de volcans peléens, soit des dykes s'étirant sur de centaines de mètres. Dans les montagnes bordières aux plateaux, ils apparaissent en anneaux de 7,5 km de diamètre, encastrés à l'emporte pièce dans les migmatites au SO de Mora, formant ainsi le complexe volcanique de Golda Zouetva.

Conclusion

Le socle Camerounais fracturé, métamorphisé et granité pendant les orogènes précambriennes a été depuis soumis à l'altération et à l'érosion. Cette dernière a conduit au remblaiement alternatif de la cuvette tchadienne par des sables et des argiles, corrélativement

aux transgressions et regressions lacustres. Ces fluctuations du niveau des eaux du lac sont liées aux oscillations paléoclimatiques dont les diverses influences se sont traduites dans les dépôts des piémont à la bordure sud du bassin tchadien. On peut alors établir un parallélisme entre les périodes arides à forte activités éoliennes au centre de la cuvette tchadienne et les phases de dépôts éoliens suivies de celles de décapage de matériaux meubles, par suite de l'extension des influences semi-aride vers le Sud.

DEUXIEME PARTIE

LES PAYSAGES GEOMORPHOLOGIQUES ET LEUR ORIGINE

Les formations géologiques contrôlent des paysages géomorphologiques dont nous retraçons la typologie dans cette partie du travail. Cette catégorisation passe par :

- l'analyse des formes de reliefs selon leur succession spatiale et temporelle ;
- la caractérisation des formations superficielles constitutives de formes, paléoformes et paléoformations ;
- la détermination de la nature de ces dernières.

CHAPITRE 3

DES PAYSAGES GEOMORPHOLOGIQUES D'UNE AIRE DE TRANSITION ENTRE LE MONDE TROPICAL SUBHUMIDE ET LE MONDE SAHELIEN

Des piémonts orientaux immédiats des Mandara à l'Ouest à la rivière Logone à l'Est et à la terminaison septentrionale du lac Fianga au Sud, se développent des paysages caractéristiques d'un milieu à cheval sur le monde tropical soudanien et le monde sahélien. En effet, inselbergs, inselgebirge, plateau, buttes résiduelles, pédiplaine, plaines alluviales, cuirasses, lits fossiles de mayos, cordon sableux, erg fossile, pédiments et épandages sont autant de formes et de formations propres soit aux milieux secs ou semi-arides, soit aux milieux soudano-subhumides.

Les montagnes franches aux pieds desquels s'étendent ces paysages géomorphologiques sont les monts mandara.

3.1. LES MONTS MANDARA : « CITADELLE » DES PAYSAGES GEOMORPHOLOGIQUES DES BASSES TERRES

Les monts Mandara sont un massif cristallin et cratallophilien profondément disséqué s'allongeant selon un axe N-S entre N 9°45' et N 11° à la frontière camerouno-nigérienne sur 150 km et s'étalant au Cameroun sur une largeur de 50 km. Ils dominent la cuvette de la Bénoué au Sud et les basses terres à l'Est et au Nord par une dénivellation de 300 à 500 m. Individualisés depuis la dislocation du Continent de Gondwana au Crétacé, ces montagnes appartiennent au vieux socle camerounais plissé, métamorphisé, granitisé pendant les orogénèses précambriennes et depuis longtemps soumis à l'érosion. Dans l'ensemble ils présentent deux types de paysages géomorphologiques : les bourrelets montagneux et les plateaux intramontagneux.

3.1.1. LES BOURRELETS BORDIERS.

L'ensemble des massifs Mandja-Téléki-Ourom disposé en arc de cercle au S-E et au Sud surplombe les plateaux intérieurs par une pente de 18°. D'une altitude moyenne de 900 m, cet ensemble incliné S-E (0° 9) est découpé en crêtes rocheuses surmontées de collines aux versants linéaires à pente moyenne de 9°. Ce sont les hosséré Dourbey 1010 m et Montaga 1017 m. Ces collines sont séparées par de vallées parallèles orientées NO-SE, taillées dans une mince pellicule d'arène (Vallées des mayos Sinkléro, Oulo, Djifi...).

Les monts Matakam forment un gigantesque fer à cheval autour du pédiment de Koza. Ils se caractérisent par leur aspect massif et leur hauts sommets dont le mont Oupay 1494 m, qui constitue le point culminant des monts Mandara. Les versants aux fortes pentes (27 à 30°) comportent le plus souvent des replats dont la plus large, une centaine de mètres, est la cuvette intramontagneuse, proche du sommet du mont Ziver. (Boutrais, 1984).

Le bourrelet montagneux de la bordure orientale s'allonge de façon continue de Mofou à Mora où il traverse longitudinalement la localité en un vigoureux épéron. D'une altitude moyenne de 950 m ce bourrelet présente des hauteurs prééminents tels que les hossérés

Guirmidéo 1056 m et Mofou 981 m. Aux versants à fortes pentes (24°), ce bourrelet constitue une véritable barre surplombant les plateaux intramontagneux et le piémont de 260 et 450 m de dénivellation respectivement.

3.1.2. LES PLATEAUX INTRAMONTAGNEUX.

Les plateaux intramontagneux présentent des formes lourdes à une altitude moyenne de 840 m, pour une pente moyenne de 1°79. Dans les détails on y dénombre cinq paliers sans scission nette entre eux : paliers de Roua 750 m, Mokolo 800 m, Kapsiki 950 m, Bourrah 800 m et Mabourki 900 m. (Figure 5 ci-dessous).

Tableau 2. Les caractéristiques dimensionnelles de plateaux intérieurs aux monts Mandara du NE au SO.

| Nom : plateau de | Altitude moyenne (m) | Pente moyenne (°) | Roches affleurantes et subaffleurantes |
|------------------|----------------------|-------------------|---|
| Roua | 750 | 0°42 | Granites calco-alcalin à biotite |
| Mokolo | 800 | 0°05 | Granites d'anatexie et anatexites |
| Kapsiki | 950 | 4° | Anatexites et granites d'anatexie |
| Bourrah | 800 | 4° | Granites à biotite |
| Mabourki | | | Granites d'anatexie, anatexites et granites calco-alcalins porphyroïdes |
| Moyenne | 840 | 1°79 | - |

3.1.3. LA PELLICULE DETRITIQUE DES RELIEFS SQUELETTIQUES.

Les monts Mandara sont constitués de reliefs squelettiques. Si les secteurs à fortes pentes sont nus, une pellicule détritique altérée voile un substratum subaffleurant dans les aires à topographie plus ou moins calme. Sur les petits replats larges d'une dizaine de mètres et surtout sur les plateaux intramontagneux où les arènes forment une couverture colluviale autour des pointements rocheux, les faibles pentes (inférieures à 4°) aidant, le socle cristallin alimente l'horizon d'altération en matériau grossier de taille centimétrique. Ainsi assez épaisse sur le palier de Bourrah (150 cm environ), la frange d'altération n'est plus que de 60 cm sur le gradin de Roua et de 10 à 30 cm autour de Mokolo. Elle y alterne avec des dalles rocheuses nues. Son épaisseur dépend toutefois de la nature de la roche-mère. Les granites se débitant en boules régulières métriques à partir d'un réseau de diaclases orthogonales, fournissent une arène abondante. Les roches métamorphiques telles que les anatexies comportent des fissures plus diffuses et ne peuvent livrer que des blocs et des fragments irréguliers de taille métrique. Les arènes quarzo-feldspathiques et de mica pris dans une

matrice de limon argileux constituent des lithosols et des sols régosoliques. De prime abord, ces sols très répandus dans les monts Mandara ont été jugés incultes (Sieffermann et Martin, 1963 ; Humbel et Barbery, 1974). Cependant, sans cesse remaniés et réalimentés en éléments minéraux provenant de la roche-mère subaffleurante, ils sont intéressants pour l'agriculture ; de plus, l'approvisionnement en matières organiques par une population dense et ancienne les a rendu assez fertiles. Les paysans ont su les utiliser en aménageant les versants pentus (10-50°) en un système de terrassettes de pierres sèches qui constituent comme l'a remarqué Boutrais (1984), de véritables greniers à mil.



Photographie 4: Cultures en terrasses de pierres sèches dans les monts Mandara, (Dinglya, 18-I-2003).

Les populations très nombreuses [60 habitants / km² (statistique de 1977)] (Mandara ou Wandala, Kapsiki, Matakam...) s'évertuent depuis toujours à s'adapter à leur milieu assez hostile. Malgré la roche saine affleurante et subaffleurante, l'essentiel de cultures de subsistance (mil pluvial, haricot niébé, wanzou, arachide...) se fait sur des planches de terre remontée parfois à tête d'homme ou dans le meilleur des cas à dos d'âne et retenue par une terrassette de pierres sèches.

Avant l'intervention de l'homme, ces lithosols portaient une forêt claire. Cette végétation soudano-sahélienne d'altitude à épineux colonisateurs qualifiée de « végétation primitive » (Fotius et Letouzey, 1968), à cause de sa luxuriance favorisée par des conditions climatiques plus humides qu'en secteur de piémont, ne se rencontre plus que sur les grands chaos granitiques et les versants inaccessibles car la quasi-totalité de l'espace est humanisé. Ces reliques sont à l'abri des feux de brousse et des défrichements. Elles sont à dominance de ficus, *Lannea acida* et *Microcarpa* sur les aires boisées. Sur les roches plus ou moins dénudées, les quelques rares arbres exploitent les anfractuosités. Les sols régosoliques des versants réguliers sont sous couvert d'*Acacia albida*, de *Parkia biglobosa*, de *Butyrospermum-parkii*, de *Tamarindus indica* et de *Ziziphus mauritana*.

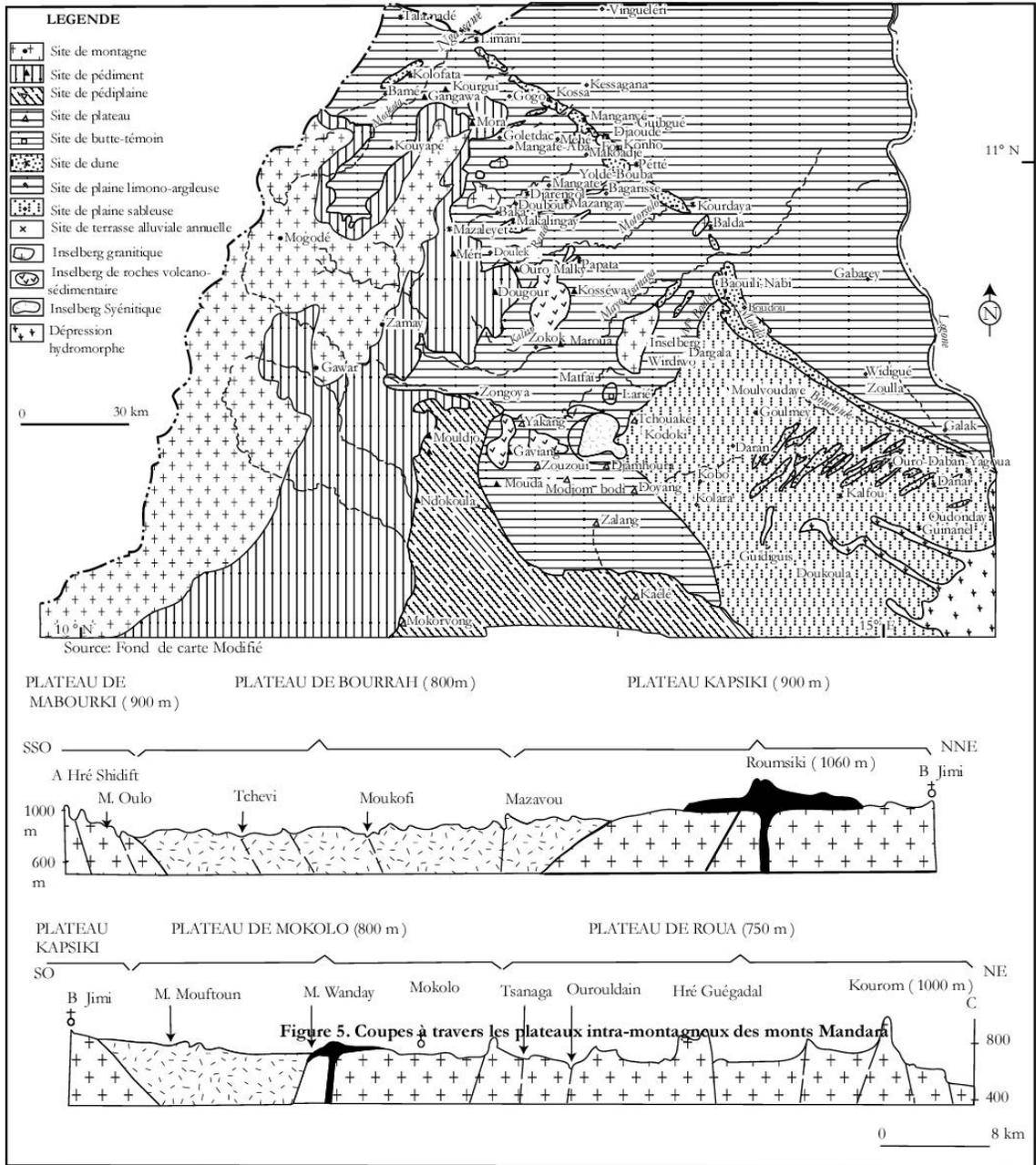


Figure 5. Coupes à travers les plateaux intra-montagneux des Mandara

3.2. LES RELIEFS CARACTERISTIQUES DES PIEMONTS

3.2.1. LES INSELBERGS

Inselbergs et inselgebirge très répandus dans le secteur ne sont évoqués dans ce chapitre que comme formes de reliefs de piémont indépendamment de la paragenèse de leurs matériaux constitutifs dont ils dépendent et qui est traitée au chapitre 2, paragraphe 2.1 («rôle de la lithologie dans les paysages morphologiques »), sous-paragraphe 2.1.3 («l'origine des inselbergs »).

C'est surtout aux pieds de ces montinsules plus qu'aux piémonts des Mandara que se sont développés des pédiments en collerettes* (*de petits pédiments de forme annulaire aux pieds des inselbergs*)

3.2.2. DES PEDIMENTS COUVERTS EN SITUATION TRANSITOIRE ENTRE LES STADES FONCTIONNEL ET MORT.

3.2.2.1. DU CONCEPT DE PEDIMENT.

Les géographes et les géomorphologues anglo-saxons et français ne s'entendent pas sur la terminologie de pédiment et de glacis.

Pour les premiers : Baulig, King cités par Dresch (1972), Kesel (1977), le vocable «pédiment» désigne toute forme transversalement plate à profil longitudinal en général légèrement concave et à pente inférieure à 6°, que ce soit sur un support de roches dures (cohérentes) ou non.

A l'école française, si ces formes sont des pédiments pour Birot (1949a), Cailleux et al. (1963), par contre, Vaumas (1965), Dumas (1966 et 1967), Tricart (1966 et 1968a), Dresch (1972) y voient des glacis.

A la Commission des Zones Arides du Comité National français des géographes réunie en mars 1966 à la suite de la proposition de Birot et à laquelle participèrent Coque, Rognon et Dumas, les résolutions suivantes ont été adoptées : «les glacis sont des formes façonnées sur des roches mécaniquement peu résistantes et les pédiments, des formes développées directement plus ou moins sur des roches mécaniquement résistantes». Selon Tricart, Raynal et Besançon (1972) cette allégation peut être fort arbitraire car le comportement d'une même roche diffère suivant les conditions morphoclimatiques.

Notre sujet portant sur une région peu étendue (quelques 8000 km²) connaissant un même climat, nous proposons dans ce travail la notion de «pédiments couverts» (Mainguet comm. pers.) pour ces paysages sur un substratum cristallin subaffleurant et affleurant.

3.2.2.2. DES PEDIMENTS EN COLLERETTES CIRCUMINSELBERGS A DOS DE BALEINE.

Les pédiments occupent plus du 1 / 3 des paysages géomorphologiques des basses terres extrême-nord-camerounaises. Ils s'épanouissent entre la retombée orientale des monts Mandara et les massifs plus ou moins isolés qui font barrage aux produits d'épandage descendus des versants de multiples inselbergs et inselgebirge, à l'intérieur des montagnes même et aux piémonts du bourrelet montagneux des massifs de Mora et des Matakam. Leur altitude varie de 400 à 600 m (figure 6 ci-dessous).

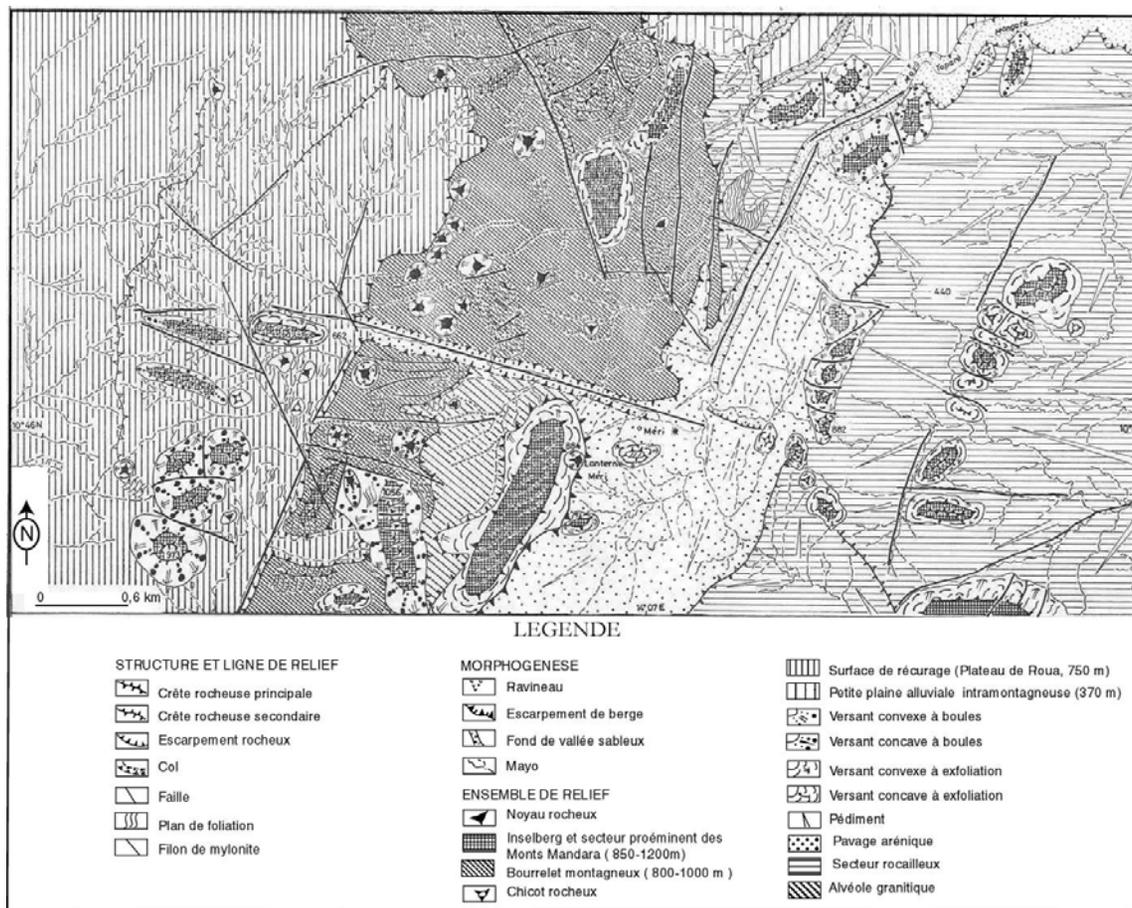
La topographie parsemée de dômes rocheux en forme de dos de baleines et/ou de chicots résiduels s'incline doucement vers le N-E, suivant des pentes irrégulières divergentes, linéaires ou concaves, variant du Nord au Sud de 0°74 à 0°24. De fait, cette vaste surface est formée de la coalescence de petits pédiments aux piémonts orientaux des Mandara et de ceux qui ceignent le pied des inselbergs. Ces pédiments sont le plus souvent découpés en "badlands" par les petits mayos qui rayonnent au pied des montagnes et des montinsules. Ces petits cours d'eau sont rapidement rassemblés dans les collecteurs principaux.



Photographie 5. Un pédiment en collerette à dos de baleine (Sérawa, 17-I-2003).

La photographie montre :

- au plan médian, une surface de glaçage servant d'aire de battage de mil, à en juger par la présence d'amas de feuilles et de fagots d'éteules. Cette surface de glaçage est séparée des versants rocheux (arrière plan) par une végétation plus fournie (arbres et graminées), soulignant la dépression annulaire (secteur plus humide) au pied de l'inselberg ;
- au premier plan, un secteur décline à multiples croupes d'affleurements rocheux (dos de baleine).



Sources: Photographie aériennes N° 101-105, Mission N-C 33 XIV-XV, 1962

Figure 6. Pédiment du secteur de Méri au pieds des monts Mandara

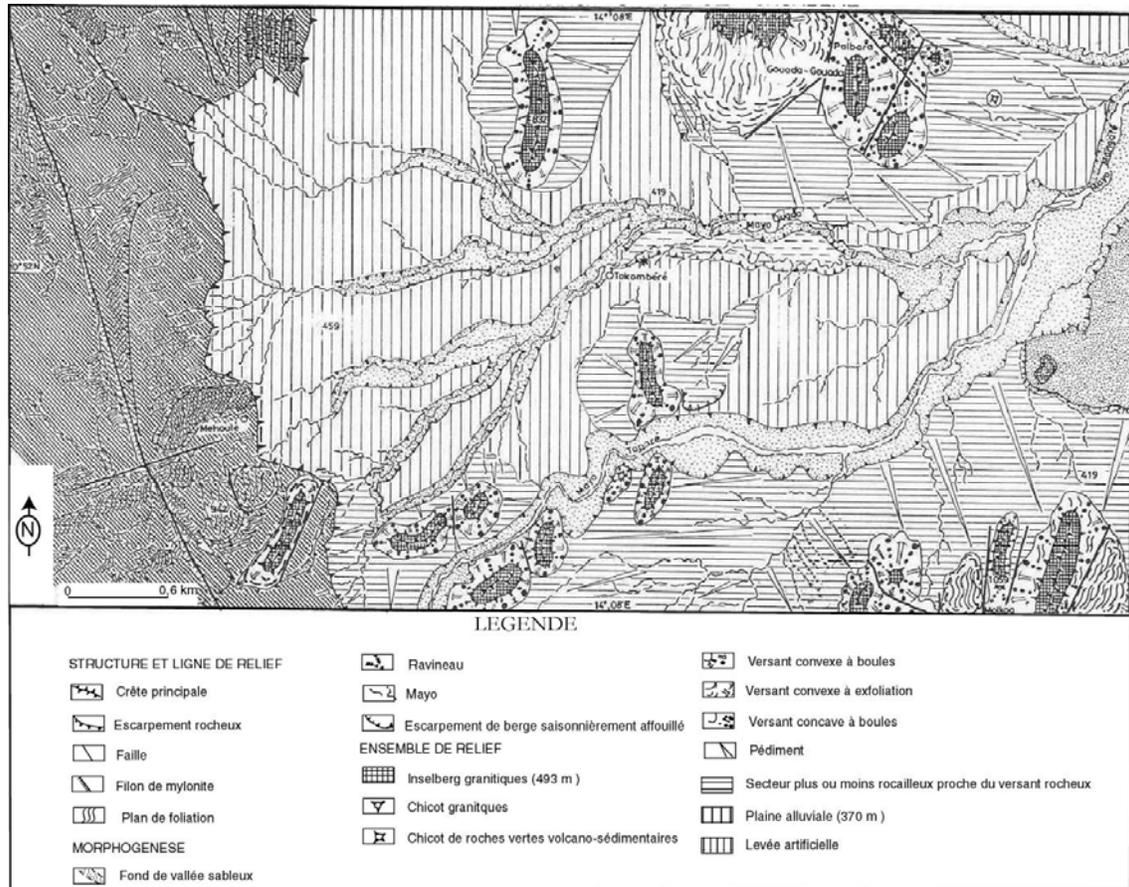
Le pédiment dans le secteur de Tokombéré (figure 7 ci-dessous) est l'exemple type de pédiment couvert. De forme rectangulaire, de près de 66 km², il s'étend entre l'abrupt du bourrelet montagneux des Mandara à l'Ouest, les hossérés (inselbergs) Mouyengué 837 m à l'Est ; Gouada-Gouada 1088 m au Nord ; Dza Mboukou 882 m et Molkoa 1059 m au Sud. A 440 m d'altitude moyenne, la topographie est faiblement déclinée ouest-est de 0°29'. A la sortie immédiate des montagnes, les principaux mayos (Taparé, Ougda) et leurs multiples affluents, gardant la fougue érosive de leurs cours torrentiels dans les montagnes, incisent les formations colluviales descendues des versants. Ces cours d'eau confluent à Makalingay, où le liséré de pédiment d'une vingtaine de kilomètres de large s'ouvre à l'Est par une large vallée sur la plaine Maroua-Bogo.

Le pédiment de Tokombéré est séparé de celui de Warba (440 m d'altitude) au Nord par l'inselberge Gouada-Gouada. De dimensions plus réduites (quelque 24 km²), il est limité au Nord par les hauteurs de Dargala et le mont Dza-Ourza 764 m. Il s'ouvre à l'Est sur la plaine du secteur de Mora.

La terminaison sud du bourrelet montagneux à l'Est des Mandara et le hosséré de Hina-Marbak insèrent le pédiment de Gawar au sein même des monts Mandara à une altitude moyenne de 560 m.

Presque symétrique au pédiment de Gawar, celui de Koza, contrairement aux autres qui occupent des alvéoles correspondant aux secteurs d'anatexites érodés au sein des granites, est un petit graben. Celui-ci s'étire entre les massifs de Moskota et de Dzamouna sur 28 km, à 480 m d'altitude.

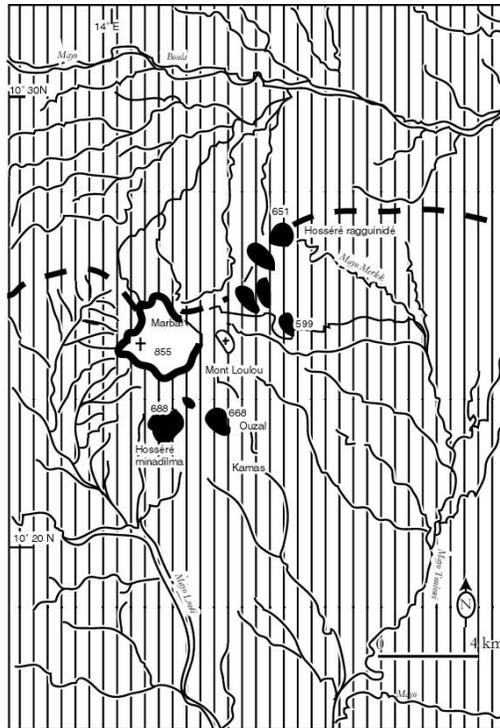
La localité de Mora (N 11° 03' -E 14°08') est bati sur un pédiment qui s'étale en contre-bas de la terminaison du bourrelet montagneux à l'Est des monts Mandara, au pied des inselbergs d'Igawa et de Télaké. Il s'est formé aux dépens des granites calco-alcalins qui ont été érodés. Sa surface localement parsemée de dunes de sables rubéfiés (à Mora, Goleldadji...) est irrégulière et entaillée par de lits étroits des mayos descendant du massif de Mora et rayonnant sur toute son étendue. En certains secteurs, le pédiment est creusé de dépressions tapissées par des formations de type karal* (*terme foulfoulé, dialecte local, désignant des sols hydromorphes sur des argiles noires tropicales. Il s'agit en fait du « black cotton soil » des anglo-saxon*) de dimensions variées ; ce karal porte du muskwari* (*terme foulfoulé, dialecte local, désignant le sogho de contre saison. Ce mot viendrait par évolution linguistique du terme haoussa « mussawa » du Nord du Nigeria qui veut dire littéralement « le mil de Moïse ».* En effet, une légende voudrait que Moïse dans l'Ancien Testament ait nourri son peuple dans le désert pendant 40 ans à sa sortie d'Egypte vers la terre promise avec ce « mil » qui, selon la volonté de Dieu pouvait assurer son cycle végétatif : germer, croître et produire sans pluie), du coton tandis que le mil pluvial est cultivé sur des sols sableux plus légers. Le pédiment s'étale du Sud vers le Nord, de Mora jusqu'au-delà de Doulo sur près de 10 km. Il s'abaisse doucement dans le même sens de 0°63'. D'Ouest en Est, il s'étend sur 12 km, entre le mayo Zakota et le haut mayo Sava. La confluence de nombreux petits mayos au Nord à la hauteur de la courbe 360 m et l'alignement NO-SE de petits pitons rocheux résiduels (Sra Warda 569 m ; Doulo 570 m ; Birdjidji 506 m ; Talaké 410 m ; Igawa 569 m et Aissa Kardé 420 m) laissent supposer sa limite car il est en continuité topographique avec



Source: Photographies aériennes N° 185, 186, 187, 188 de la mission N-C 33XIV-XV de 1962

Figure 7. Paysage géomorphologique du pédiment couvert du secteur de Tokombéré.

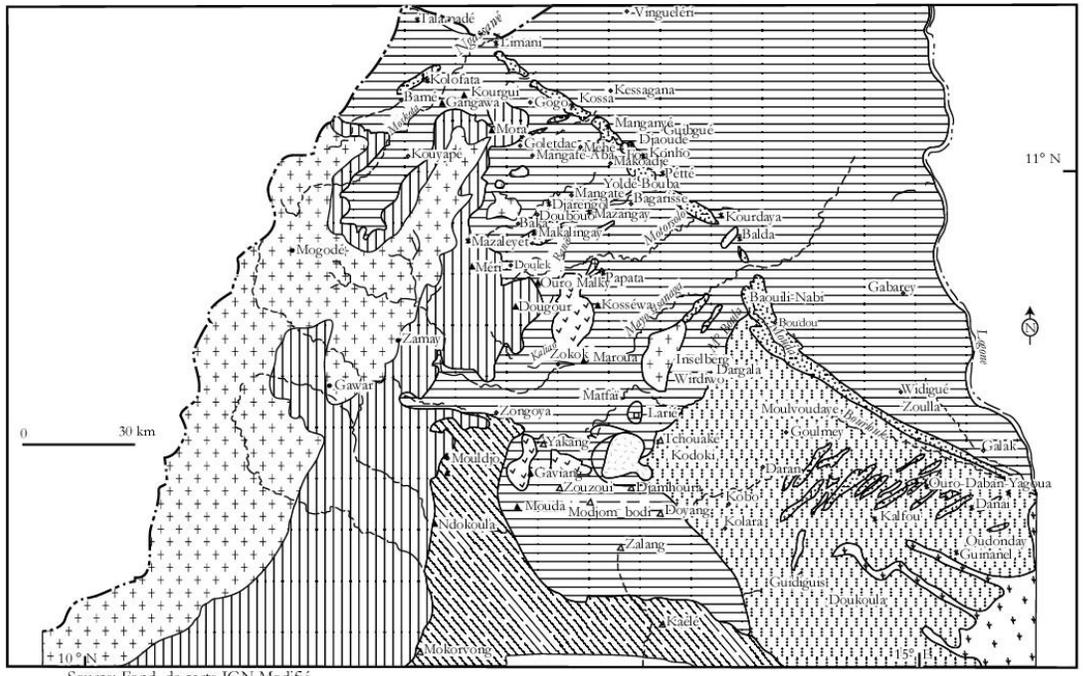
Au pied du mont Loulou 855 m, inselberg ruiniforme présentant à 750 m d'altitude une cuvette (Marbaï) surmontée d'un pain de sucre monolithique de plus de 100 m de dénivelée, dans un paysage similaire, les collecteurs principaux conduisent les eaux vers le bassin de la Bénoué au Sud et plus au Nord, vers celui du Tchad. La limite entre les pédiments et les dépôts alluviaux des mayos est difficile à discerner. Les matériaux détritiques s'épaississent à mesure qu'on avance vers les cours d'eau. Les pentes se prolongent alors en remblais plats, à bords relevés en bourrelet ou découpés en terrasses dominant de 1 m à une dizaine de mètres les terrassettes annuelles de laisses de crue limono-argileuses plus basses, ou directement le lit mineur du mayo, donnant ainsi lieu le plus souvent à un "pédiment - terrasses".



LEGENDE

-  Inselberg et chicots rocheux
-  Pédiment
-  Cours d'eau
-  Ligne de partage de eaux

Figure 8. Pédiment au pied du mont Loulou



Source: Fond de carte IGN Modifié

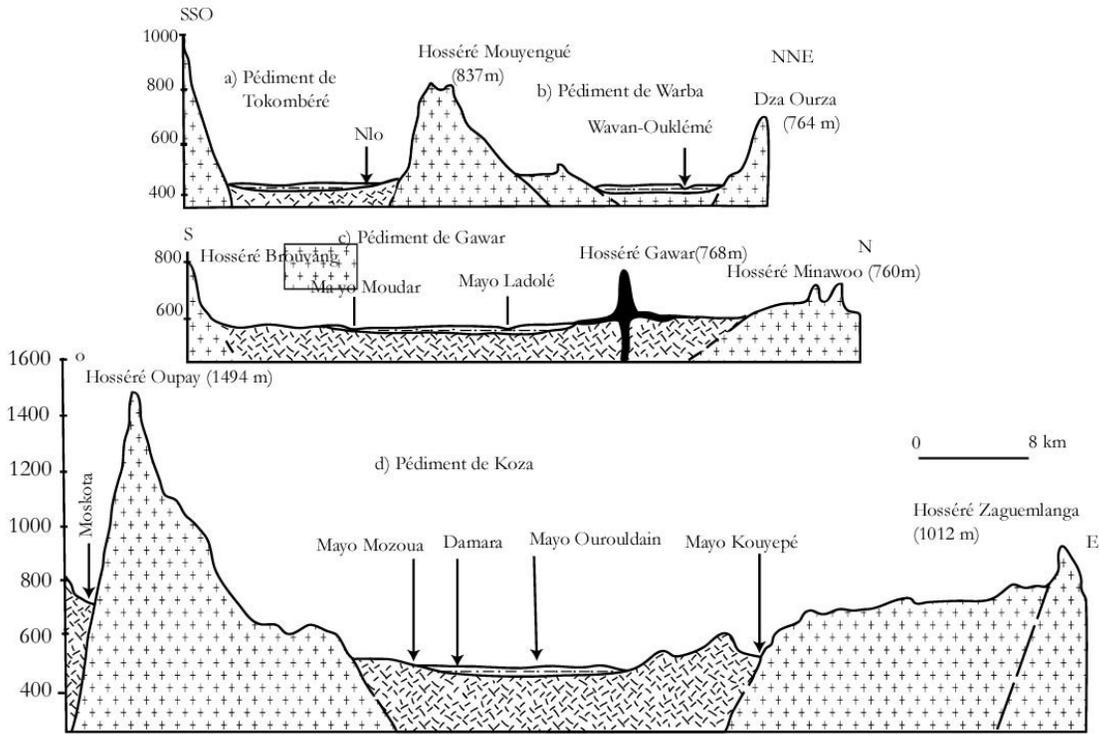


Figure 9. Coupes à travers les pédiments

3.2.2.3. LES COUVERTURES DES PEDIMENTS.

Les pédiments sont pour la plupart sous une couverture de sédiments et de débris de roches hétérométriques plus ou moins épaisse.



Photographie 6. Le pédiment couvert de Méri. (Méri, 25 II 2000)

La photographie montre :

- en arrière plan, la retombée orientale des monts Mandara surmontée de la « lanterne de Méri »* (*un pointement de diorites plus ou moins circulaires d'aspect massif, constituant un noyau de résistance à l'érosion surplombant un pavage de blocs granitiques d'ordre métrique*).
- au plan médian, l'entaille de plus de 4 m de hauteur sur la berge du mayo Taparé (haut mayo Mangafé) montre que l'on a affaire à un cône de déjection dans une dépression à karal ;
- au premier plan, la couverture détritique sur pédiment.

Le profil décrit à la suite a été relevé dans ces formations. Il correspond au talus de berge, rive gauche du mayo Taparé (haut mayo Mangafé) à Méri (N 10° 17'–E 14° 07') à 530 m d'altitude tel que schématisé ci-dessous.



Figure 10a. Situation de la coupe de Méri (CAM 2002 – 1).

Le profil se présente comme suit :

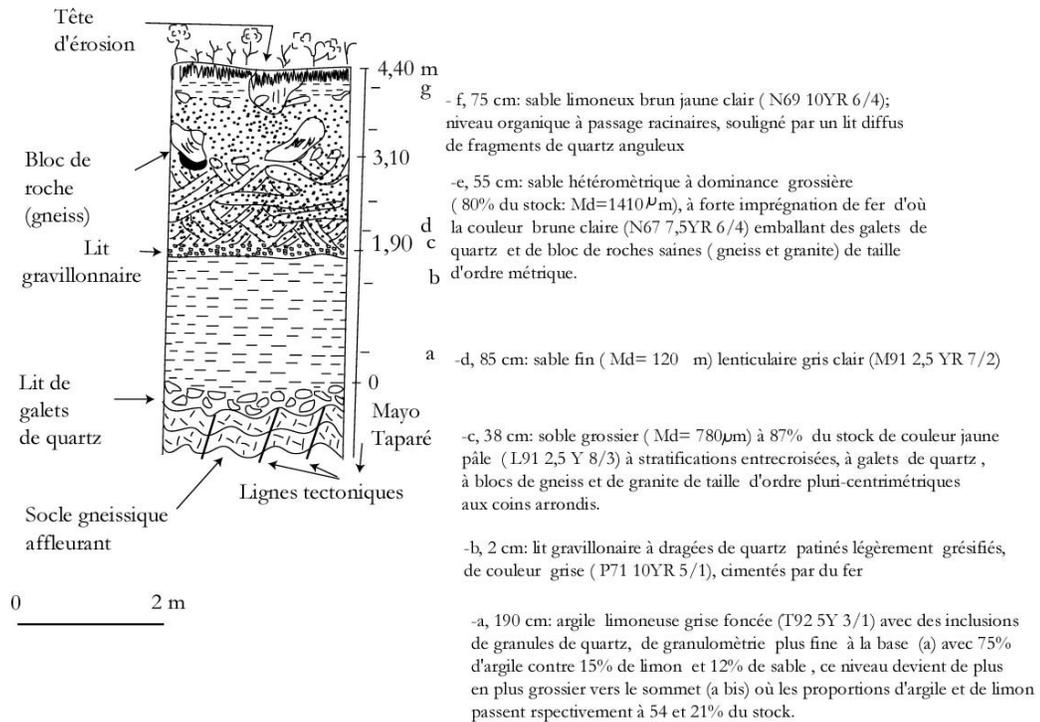


Figure 10b. Coupe de Méri

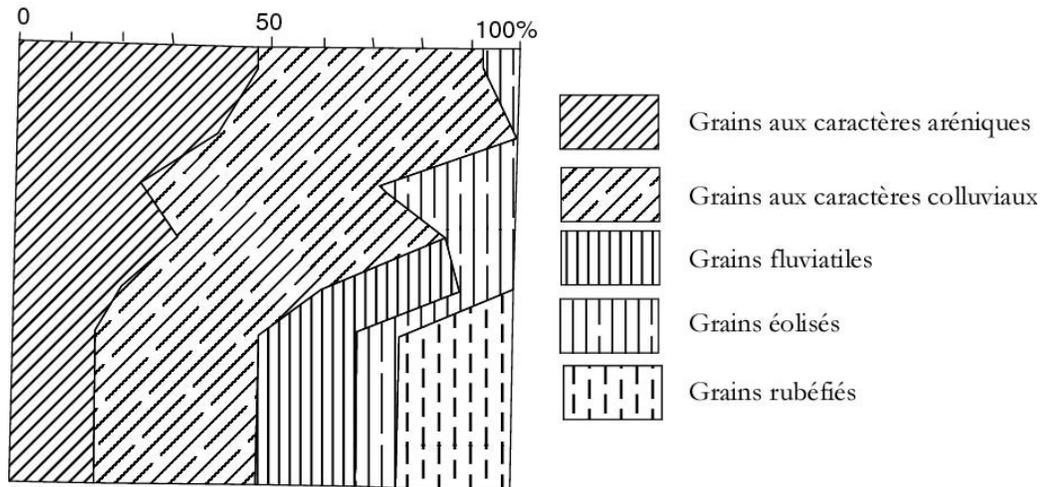
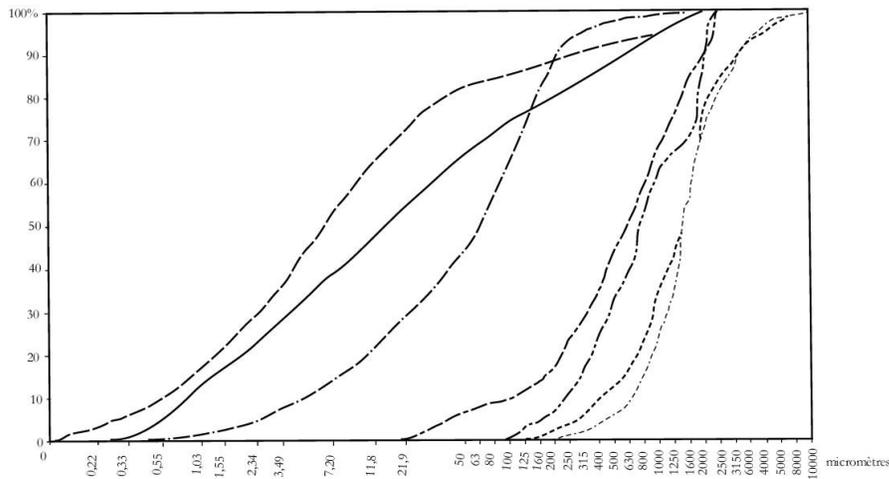


Figure 10c. Données morphoscopiques



| Echantillons | Md. | Qdφ | Hé | SK | K | N |
|---------------------|-------|------|------|-------|------|-------|
| CAM 2002-1f: | 63 | 0,63 | 0,52 | -0,34 | 1,30 | 0,08 |
| CAM 2002-1f: | 1410 | 0,79 | 0,70 | 0,14 | 1,06 | / |
| CAM 2002-1d: | 630 | 0,54 | 0,50 | 0,26 | 0,10 | / |
| CAM-2002-1c: | 780 | 0,42 | 0,34 | -0,96 | 0,27 | / |
| CAM 2002-1b: | 1420 | 0,58 | 0,48 | -0,06 | 1,10 | / |
| CAM 2002-1a (bis) | 15,70 | 1,48 | 1,28 | 0 | 1,20 | 0,02 |
| CAM 2002-1a | 6,20 | 1,30 | 1,26 | -0,06 | 0,79 | -0,08 |

Figure 10d. Courbes et paramètres granulométriques

Notes :

Grain aux caractères aréniques : grain de quartz non usé (NU) ou anguleux , atypique, teinté ou non.

Grain aux caractères colluviaux : grain de quartz aux coins arrondis (CA), luisant ou picoté à teinté.

Grain fluviatile : grain de quartz subarrondi (SA) à arrondi (AR), luisant à picoté.

Grain éolisé: grain de quartz arrondi (AR) à ovoïde-rond (OV-R), mat

Grain rubéfié : grain de quartz NU, CA, SA, OV-R picoté à teinté.

Md : Médiane

Qdφ : Quartile déviation (en unité φ) de Krumbein (1938).

Hé : Indice d'hétérométrie de Cailleux.

Sk : « Skweness » (coefficient d'asymétrie) de Folk & Ward (1975)

K : « Kurtosis » (coefficient d'acuité) de Folk & Ward (1975).

N : Indice d'évolution granulométrique de Rivière (1977).

$$N = 1 / X100 - X0 (Xi + 1 - Xi)N(i, i + 1) \text{ avec:}$$

N = Valeur de la pente calculée sur le secteur de la courbe granulométrique complète correspondant à la fraction sableuse.

0,100 = Valeurs des pourcentages cumulatifs des dimensions limites de la fraction du domaine granulométrique étudié.

$X_i, (X_i + 1)$ = Chaque intervalle de la courbe pour lequel N est calculé ; sur la base de l'équation de la courbe rectiligne $Y = ax + b$, avec $X = \log X$ étant le diamètre des particules en microns.

A la base de la coupe, l'émoissé modal du conglomérat est non-usé à 60% du stock. L'indice d'aplatissement variant de 1,10 à 4,50 traduit l'hétérogénéité du matériau mais l'orientation perpendiculaire de 56 % d'individus par rapport au lit du mayo indique un transport fluvial assez puissant. Il a fallu en effet un cours d'eau capable de charrier des galets de plus de 8 cm de grand axe. Cette dynamique nécessite des versants non couverts. Ces conditions se réunissent sous un climat de type semi-aride, avec des pluies sporadiques mais torrentielles qui déshabillent les versants. Il faudrait aussi penser à une période d'induration par temps secs prolongés, pendant laquelle l'évaporation exacerbée a déshydraté des argiles et du fer issus de l'altération des roches voisines, constituant ainsi un liant assez solide ne pouvant se briser qu'au coup de marteau (en saison sèche). Le ravinement du sommet de ce conglomérat par la formation sus-jacente indique une longue période d'érosion.

De granulométrie plus fine à la base (CAM 2002-1a) avec 30 % d'argile contre 50 % de limon et 20 % de sable, le niveau (a) devient de plus en plus grossier vers le sommet (CAM 2002-1a bis) où les proportions d'argile et de limon passent respectivement à 20 et 40 % du stock. Ce niveau fin peut témoigner soit d'un environnement sous couvert végétal fourni, ne pouvant exposer les versants à l'érosion par des eaux de ruissellement, soit d'un agent de transport moins compétent au début mais qui devient plus tard fort, probablement suivant les fluctuations climatiques mais surtout un changement de régime et de type de pluie, à en juger par les valeurs de (N) proche de zéro (-0,08 et 0,02). Cette emprise d'effets fluviaux dominants et les caractères bruts du matériau se traduisent par des courbes cumulatives linéaires à tendance parabolique.

Le niveau (b) marque une autre période sèche pareille à celle de la base de la coupe. Les conditions de sa mise en place rappelle celle de la formation du conglomérat de base. On pourrait penser à un vannage puis à une concentration ou bien à un tri fluvial de la partie sommitale du niveau sous-jacent (CAM 2002-1a) et à un transport de fond, c'est ce qui expliquerait la forme arrondie des grains de sable. Cette hypothèse d'action hydriques est cependant peu probable dans la mesure où les granules de quartz patinés traduisent une évolution à l'air libre dans des conditions sèches. Ces conditions de sécheresse impliquent qu'il y a fourniture de peu de fer par altération d'où le caractère friable de ce matériau qui en fait constitue un pavage gravillonnaire au-dessus des argiles d'altération.

Les figures de sédimentation en « cross-bending » du niveau (c) dans ce secteur de piémont fait penser à d'anciens chenaux comblés, à des dépôts dans une mare de retenue ou

dans un environnement plat ou tout simplement dans un site de fond de convexité de méandre. Toujours est-il que ces stratifications entrecroisées traduisent des alternances dépôts/ablation et des modifications ou changements de direction et de vitesse des courants fluviaux pendant le fonctionnement du chenal. Cette idée est soutenue par la variabilité du sens d'inclinaison des galets de quartz et de blocs de roches saines (verticalement, perpendiculairement, vers l'aval et vers l'amont par rapport au lit du mayo).

Le niveau (d) a le même matériau que le niveau (c), à la seule différence qu'il enchâsse des lentilles de sables fins. Ce fait dénote un régime fortement contrasté, avec un écoulement qui connaît des défluviations, se traduisant par des apports massifs pendant les crues ou des périodes de chasse d'eau, puis en périodes d'étiage, le cours d'eau se réduit en un lacis de petits chenaux aptes à transporter des matériaux fins. L'idée de cette ambiance climatique semi-aride est d'ailleurs renforcée par l'existence du plus fort pourcentage de grains de quartz éolisés (30 %) de tout le profil, lié aux apports latéraux par saltation. Ce niveau (CAM 2002-1d) est coiffé par un lit de galets de quartz du type « stone line », faisant penser à une ancienne surface d'érosion. En effet les galets de quartz sont sans nul doute issus des filons et roulés depuis les versants des monts Mandara qui se dressent à quelques 2 à 3 km.

Les galets de quartz dans les niveaux grossiers (CAM 2002-3, 4, 5) n'ont aucun classement apparent. Ils ont tout de même tendance à s'accumuler à la base par simple granoclassement positif. Par ailleurs, les niveaux grossiers qui dénotent des climats semi-arides dateraient de l'âge du fer ou du Néolithique. Ils contiennent en effet en plus de gros blocs de roches métriques qui auraient pu servir comme meules, des fragments de poterie datés de 3000 à 4000 BP (Maley, comm. pers) et des outils lithiques.

Le lits diffus de fragments de quartz du niveau (e) serait, comme dans les niveaux sous-jacents, les résidus des filons désagrégés et colluvionnés à en juger par le taux de grains aux caractères aréniques (48 %) et la courbe granulométrique à faciès parabolique à tendance sigmoïdale.

La coupe correspond en fait à un cône de déjection participant du pédiment couvert dans un secteur de dépression à sol de karal. Les matériaux sont des arènes qui ont été décapées et apportées selon toute vraisemblance sur des surfaces d'érosion déjà assez sèches à des périodes successives. On en veut pour preuve la prépondérance des minéraux lourds communs à ces matériaux et aux roches qui surplombent la coupe, à savoir l'épidote (90 %) pour les gneiss et la hornblende (26 %) pour les granites.(cf. tableau annexe).

Quant au pied du mont Loulou 873 m, les débris rocheux ne couvrent les croupes granitiques que par endroits à cause de l'érosion très active tributaire d'un réseau hydrographique très dense et de la pente (8°).

Ces pédiments portent des sols peu évolués et très variés sous des reliques de savane arborée à *Isobertinia doka* et/ou de parc à *Acacia albida* et *Acacia séyal* dans les dépressions à karal.

Sur les pédiments à placages de sables aplanis du secteur de Mora, ces sols arénacés forment une mosaïque érodée et disséquée d'aspects «hardé»* (*terme peulh désignant des terres impropres à l'agriculture, à cause de très faibles capacités de réserves en eau, de propriétés physiques très déficientes, des risques très élevés d'érosion et de dégradation*), sous couvert de *Dichrostrachys glomerata*.

Au pourtour des massifs de roches volcano-sédimentaires : Mouda, Gaviang, Aïssa-Kardé, Maroua, Mogazang, Mizaoguizak..., les « ligazang »* [*terme fofoulde, dialecte local, désignant de sols fersiallitiques, de granulométrie fine : sols rouges (N 57 5Y 6/6) à smectite sur roches volcaniques*] sont à débris de roches en pierrailles ou décomposés en petites concrétions ferrugineuses à hématites. Ils portent une savane très dégradée à *Boswellia spp.*

Dans l'ensemble, les pédiments sont formés d'un manteau de colluvions plus ou moins épais (2 à 5 m) sur le socle. Leur profil en long se divise en trois parties, figure 11 ci-dessous) :

- un empilement de blocs rocheux hétérométriques sur le knick ;
- à mi-pente des blocs de granite et des galets de quartz charriés par les eaux de ruissellement depuis les versants montagneux proches sont incorporés dans une matrice d'arènes constituées de petits grains de quartz, de feldspaths et de paillettes de mica ;
- en aval, ce matériau s'accumule et s'épand uniformément sur le socle en pédiment - terrasse

Ces colluvions supportent une pellicule de mosaïque de sols squelettiques réduits à un horizon humifère mince sous une savane relique à *Loudetia*.

Malgré l'extention limitée des pédiments aux pieds des inselbergs, ils constituent la transition entre les éboulis de piémonts immédiats et les plaines alluviales situées en contrebas d'une part et se poursuivent d'autres part par coalescence pour former la Pseudo - pédiplaine de Kaélé- Mindif.

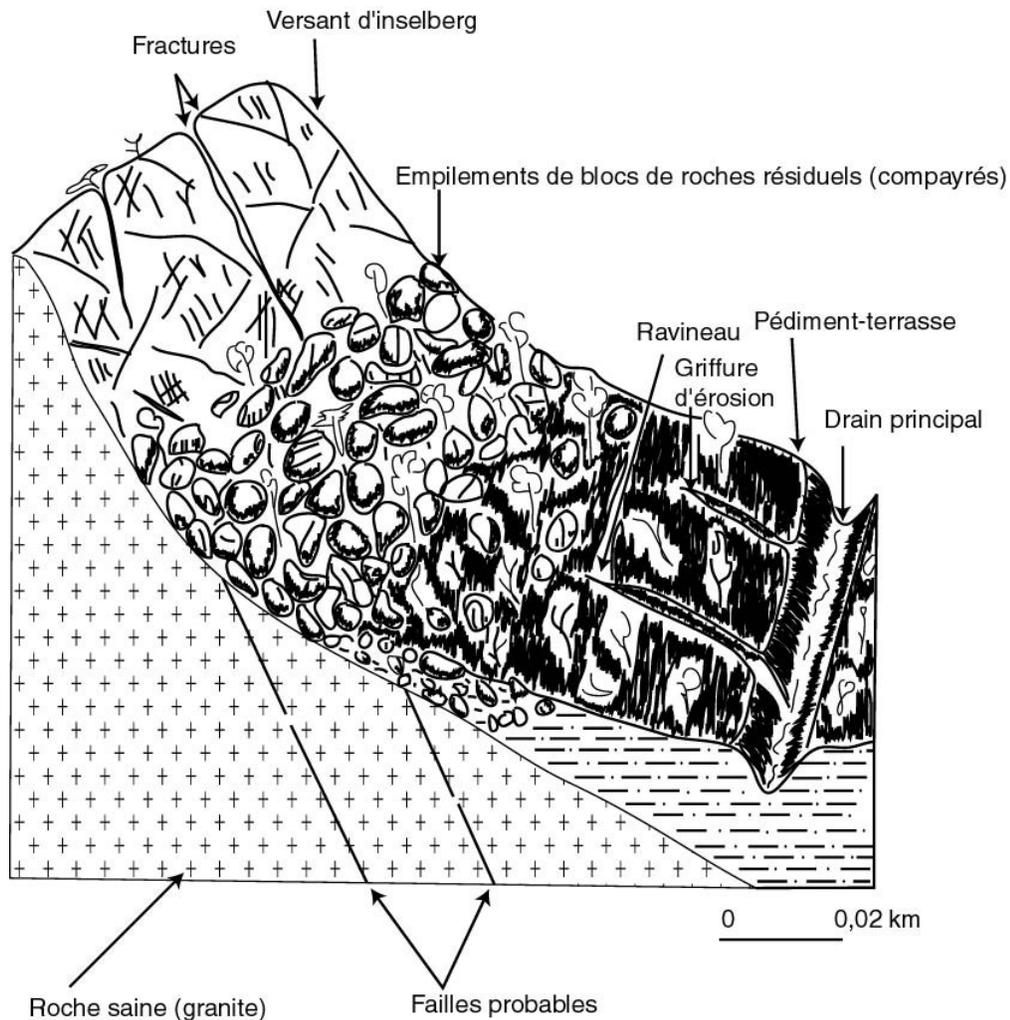


Figure 11. Profil en long d'un pédiment couvert.

3.2.3. LA PSEUDO-PEDIPLAINE DE KAELE-MINDIF

3.2.3.1. LA PSEUDO-PEDIPLAINE PROPREMENT DITE

A la limite sud et sud-ouest des plaines extrême-nord-camerounaises s'étendent de part et d'autre d'un bombement de socle de grandes surfaces aux horizons presque plans à 400-430 m d'altitude, dominés par quelques inselbergs. La différence d'altitude entre les vallées et les sommets des interfluves est très faible, de un à une dizaine de mètres. Cette topographie plonge vers le Nord avec une pente de $0^{\circ}33$ et vers le Sud avec $0^{\circ}15$ de pente : c'est la pseudo-pédiplaine de Kaélé-Mindif.

Une coupe topographique entre Kaélé et Mindif montre un profil en enclume d'où le qualificatif « pseudo » pour cette pédiplaine. En effet, son centre se trouve à une position plus haute (400-450 m d'altitude) que les pédiments (380-390 m) qui la bordent à l'Ouest et au Sud (figure 12 ci-dessous).



Sources: fond de carte topographique feuille Maroua ed. ING au 1/200000, 1973.

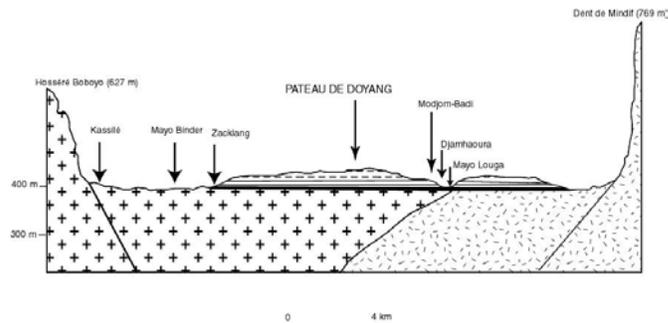
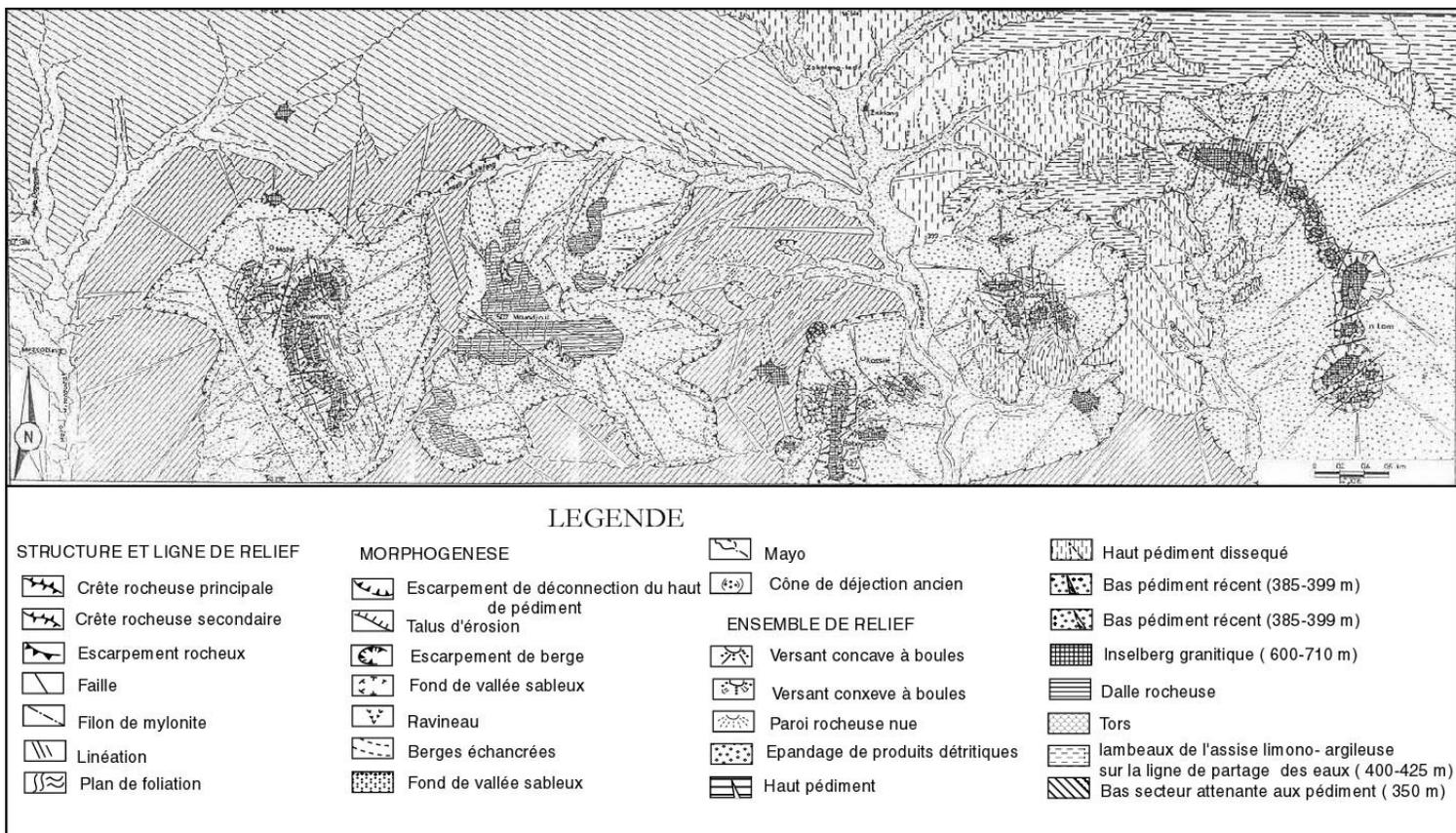


Figure 12. Coupe topographique à travers la pseudo-pédiplaine de Kaélé – Mindif.

Du mayo Boula au Nord, et se raccordant aux monts Mandara par les pédiments de Mousgoy et celui de Bossoum au-delà du mayo Louti, la pseudo-pédiplaine prolonge les piémonts vers l'Est. Vers le Sud, elle s'étend jusqu'au-delà de la frontière camerouno-tchadienne. Au Sud-Ouest, elle se poursuit vers Guider, où elle est séparée du bassin de la Bénoué par des montagnes. Son altitude y est comprise entre 350 et 400 m.



Sources: Photographie aériennes N° 393, 394, 396, 397, 398, 399, 400 de la mission NC 33XIV-XV de 196

FIGURE 13. PAYSAGE GEOMORPHOLOGIQUE DE LA PSEUDO-PEDIPLAINE DE KAELE - MINDIF

Le décapage actuel de la surface y est total. En plus des berges des cours d'eau qui s'éboulent, les effets de l'érosion dans cette pédiplaine peut aussi se vérifier au pied des inselbergs et des inselgebirge qui la parsèment. Que ce soit au pied des reliefs granitiques des monts Vimi et Biwara 701 m, des monts Gadas 650 m, Boboyo 627 m et Lara 702 m, ou de la dent syénitique de Mindif, le modelé est partout identique ; on a un système de pentes divergentes portant une pellicule de matériaux détritiques que dominent de petits pointements rocheux et que dissèquent des lits étroits à écoulement saisonnier. La disparition des chicots rocheux marque la limite entre la pellicule détritique qui recouvre le socle et des formations plus épaisses dans lesquelles les cours d'eau s'encaissent de 5 à 10 m. Dans la plupart des cas, il y a 2 niveaux de pédiments au pied des inselbergs: un haut pédiment ancien (400-430 m) et un bas pédiment, (385-399 m). L'interprétation des photographies aériennes N° 394, 395 et 396 de la Mission N.C 33XIV-XV montrent par exemple, au pied du mont Biwara, un haut pédiment à matériau détritique disséqué et depuis longtemps séparé du massif. Le bas pédiment, encore ancré au mont, est séparé du haut pédiment par une dépression périphérique, soulignée par un petit mayo. Le pédiment s'y comporte comme un ensemble de cônes de déjection au débouché des vallons qui entaillent les versants du montinsule suivant les lignes de fracture du socle. Pareille dynamique a dû prédominer pendant la construction du haut pédiment, à un moment où les produits d'altération étaient plus abondants. (Figure13).

Il en est de même des piémonts des hossérés Gadas, Boboyo, et Lara. En effet, l'examen des photographies aériennes N° 398 et 399 de la mission précitée montrent par exemple un petit mayo qui semble prendre en écharpe le massif de Gadas et le bas pédiment appuyé sur le massif et incliné suivant une pente de 2 à 3°. Le haut pédiment quant à lui, domine la vallée par un talus net et s'incline doucement vers un affluent de la rive gauche du mayo Binder. Malgré le festonnement des formes au pied du massif de Mindif à cause d'un réseau hydrographique plus dense, on peut deviner une situation analogue, où le bas pédiment récent qui porte la localité de Mindif est circonscrit par les deux principaux affluents du mayo Louga, marquant la dépression périphérique ; le haut pédiment lui, ne subsistant que sous forme de lambeaux limono-argileux à une altitude de 400 m. Le sens d'écoulement nord-sud du mayo Louga indique la déclivité du secteur. (Wakponou, 1988).

Les inselbergs disséminés dans le secteurs sont des points de départ de produits détritiques vers les petits pédiments jointifs aux pentes divergentes et relativement faibles (0°5 à 2°).

Le modelé décrit est propre aux régions sèches. Le façonnement fait intervenir des processus hydriques. Ce sont les phénomènes de ruissellement qui déshabillent une tunique d'altération mise en place lors d'une phase climatique plus altérante. Le degré de décapage est fonction de la proximité des reliefs d'appui. Encore très minces autour des affleurements rocheux ou aux pieds immédiats des inselbergs (1 à 5 cm) où ces formations se plaquent en biseau sur le socle, leur épaisseur dépasse 3 m dans les vallées.

La coupe représentative dans les formations superficielles de la pseudo-pédiplaine a été relevée sur la rive gauche du mayo Zapazon au pied du hosséré Kaélé (N 10° 06'-E 14° 27', altitude 371 m). Haute de 3,35 m au-dessus des micaschistes altérés, traversés par des filons de quartz, elle correspond à un puisard dans le lit et au talus de berge du cours d'eau.

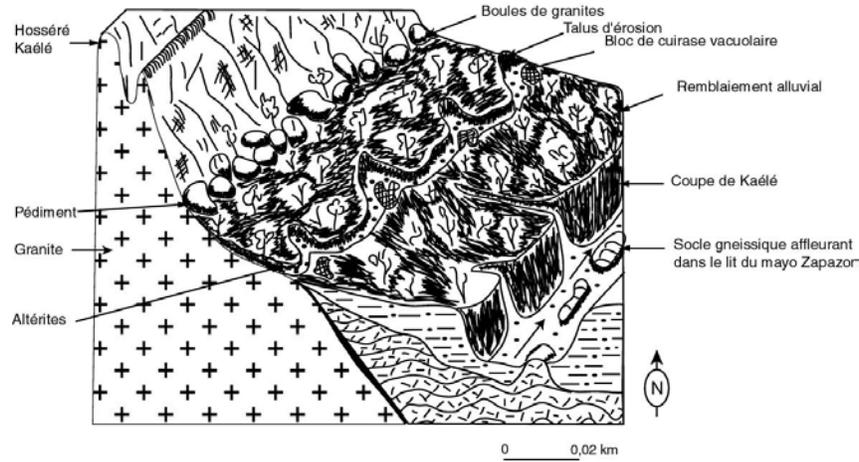


Figure 14a. Situation de la coupe de Kaélé

La coupe de Kaélé (CAM 2002-2) présente 5 niveaux comme suit :

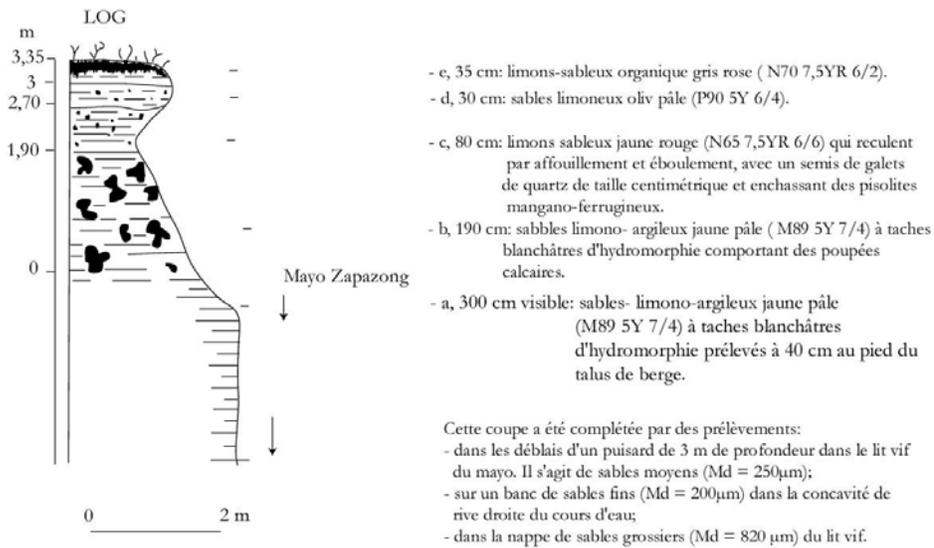


Figure 14b. La coupe de Kaélé

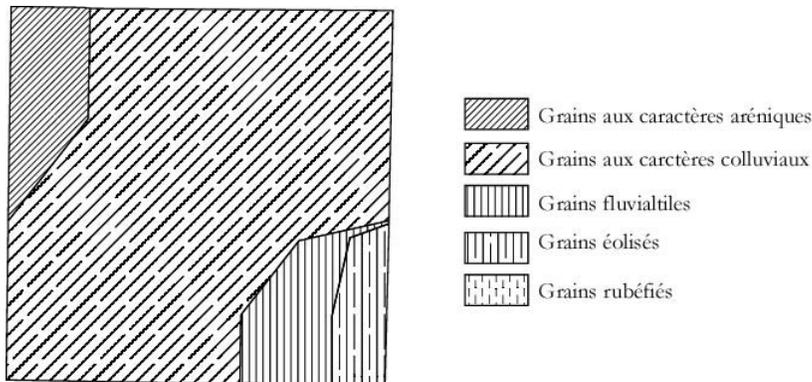
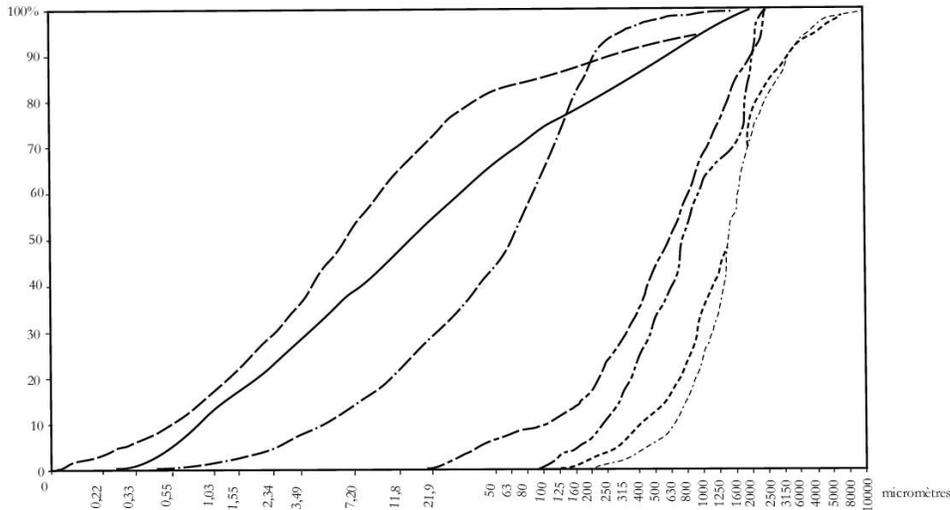


Figure 14c. Données morphoscopiques



| Echantillons | Md. | Qdφ | Hé | SK | K | N |
|---------------------------|-------|------|------|-------|------|-------|
| CAM 2002-1f: | 63 | 0,63 | 0,52 | -0,34 | 1,30 | 0,08 |
| CAM 2002-1 ^c : | 1410 | 0,79 | 0,70 | 0,14 | 1,06 | / |
| CAM 2002-1d: | 630 | 0,54 | 0,50 | 0,26 | 0,10 | / |
| CAM-2002-1c: | 780 | 0,42 | 0,34 | -0,96 | 0,27 | / |
| CAM 2002-1b: | 1420 | 0,58 | 0,48 | -0,06 | 1,10 | / |
| CAM 2002-1a (bis) | 15,70 | 1,48 | 1,28 | 0 | 1,20 | 0,02 |
| CAM 2002-1a | 6,20 | 1,30 | 1,26 | -0,06 | 0,79 | -0,08 |

Figure 14d. Courbes et paramètres granulométriques

A la base de la coupe niveau (a), les matériaux ont des caractères sédimentologiques peu évolués à en juger par la courbe granulométrique parabolique, ce qui nous fait penser à des altérites.

La courbe granulométrique à faciès linéaire à tendance parabolique du niveau (b) et les caractères morphoscopiques colluviaux de 60 à 80 % du stock témoignent des altérites transportés par un courant hydrique assez fort (SK = 0,19). Actuellement stabilisées (N = - 0,04), elles subissent une évolution pédologique traduite par l'état rubéfié des grains.

Les pisolites mangano-ferrugineux du niveau (c) résulteraient de la remobilisation des produits d'une cuirasse dont les lambeaux, taillés en pédiments, cernent le pied de la colline de Kaélé à environ 1 km en amont.

Les caractères sédimentologiques aussi non évolués (courbe cumulative parabolique) du niveau (d) traduiraient des remblaiements holocènes, s'il était prouvé que la formation à concrétions carbonatées au-dessus de laquelle repose ces sables est contemporaine de l'assise limono-argilo-sableuse de Doyang datée du post-Acheuléen (après 35 000 BP). Ces remblaiements de sables fins (60 %) (Md = 72) montrent en effet des caractères sédimentologiques colluviaux (grains de quartz C.A. = 68 % du stock). Ce sont des sédiments mal classés (Qdφ = 0,48),

Les deux échantillons du lit vif nous donnent une idée sur la dynamique de transport du cours d'eau. En effet, en même temps qu'il peut charrier des éléments assez lourds (gros) au centre du lit où le courant est fort, les éléments plus fins transportés surtout par suspension peuvent sédimenter dans les concavités du lit aux eaux plus calmes. Mais aussi avec le

tarissement progressif au cours de la saison sèche le fluide ne peut plus transporter que du matériau de plus en plus fins.

Du pied de la « dent » syénitique de Mindif vers l'Est, on passe du socle à une couverture de sables éolisés [40 % des grains de quartz arrondis mats dans les sables prélevés sur la rive gauche du mayo Tchouaké (N 10° 24'–E 14° 27', altitude 405 m)]. C'est un matériau pris en masse de teinte jaune rouge (N 60 7,5 YR). Cette couverture sableuse est façonnée en dunes surbaissées, vêtues par une végétation de type fourré arbustif à *Gueira senegalensis*. Les sols ferrugineux tropicaux qui la portent sont selon Letouzey (1968); Brabant et Gavaud (1985) lessivés et à développement solonetz-gleyique. Le sable rubéfié réapparaît le long de la piste Gagadjé-Kodoki, immédiatement sur la rive droite du mayo Gagadjé (10° 25'–14° 28', altitude 410 m). Cette mince couverture sableuse fossilise une formation hydromorphe qui, dans la plaine alluviale du Diamaré, s'observe sous les vertisols. La couverture sableuse se poursuit de façon discontinue jusqu'à Kobbo, où une ravine (N 10° 18'–E 14° 37', altitude 424 m) permet de déceler une formation limono-argileuse à nodules calcaires, à concrétions ferrugineuses et à taches d'hydromorphie, considérée de prime abord par Sieffermann (1967) comme étant lacustre. A la base de cette formation apparaît des migmatites riches en quartz filoniens profondément météorisés, sur lesquelles se voient des poches lenticulaires de pisolithes ferrugineuses de diamètre inférieur à 1 cm. Tout cet ensemble est fossilisé par une couverture de sable éolien jaune rouge (N 60 7,5 YR) pris en masse.

Sur la piste Gadas–Pétééné à 4 km de Zacklang (N 10° 14'–E 14° 24', altitude 441 m) la petite remontée du pédiment se voit bien même si la dénivelée n'y est que de quelques 2 à 5 m, en pente douce de 2 à 3°, sans véritable talus bordier ; on passe ainsi de la pédiplaine proprement dite au plateau de Doyang (Mainguet et Wakponou, 2002).

3.2.3.2. LE PLATEAU DE DOYANG.

Surplombant la pédiplaine de Kaélé-Mindif, le plateau de Doyang correspond à de petits pédiments jointifs s'ancrant à des inselbergs et se raccordant plus à l'Ouest aux appendices sud-orientaux des monts Mandara. D'allure généralement bombée, le plateau passe graduellement de 400 à 455 m d'Est en Ouest. Il constitue un haut pédiment ancien au-dessus d'un autre plus récent à 380-390 m d'altitude. Le raccord progressif entre les 2 niveaux est marqué par de multiples têtes de vallées qui entaillent les rebords du haut pédiment. Ses limites sont difficilement discernables dans le paysage. Toutefois, en se limitant au secteur où la scission entre les cours d'eau voisins mais tributaires d'une part du bassin tchadien et d'autre part de celui de la Bénoué est nette (ligne de partage des eaux), on peut dire que ce plateau s'étend d'Ouest en Est sur près de 44 km, c'est-à-dire des sources du mayo Bahéhel à celles du mayo Kobo. Du Nord au Sud, il a près de 30 km .

La ligne de démarcation entre les deux bassins sus-cités est légèrement décalée vers le Nord du bombement du substratum de la pédiplaine. Aussi, les têtes de vallées orientées vers de Sud se situent au Nord de l'axe structural, matérialisé dans le paysage par 2 lignes d'inselbergs orientées ouest-est, avec les massifs de Moutouroua, de Biwara, de Boboyo, de Gadas et de Lara au Nord et ceux de Makassa et de Moumour plus au Sud. Tout part de la dissymétrie entre le bassin versant de la Bénoué plus bas (400 m) que celui du Tchad relativement perché (460 m). Peut-être cette dissymétrie est-elle liée à la subsidence plus prononcée du bassin de la Bénoué ? Il est probable que les vagues d'érosion régressive les plus efficaces viennent du Sud . L'affaissement des deux bassins a donné au plateau de

Doyang une position topographique surélevée. Cette inversion de relief s'exprime dans le réseau hydrographique. En effet, le mayo Toulowi, à l'Ouest du plateau, constitue un collecteur principal qui draine les eaux du Nord au Sud, évitant le plateau du fait de sa position haute. Les cours initiaux NO-SE des mayos Louti et Boula ont eux aussi été déviés dans le sens N-S et O-E respectivement. Le mayo Gouloum au NO de Moutouroua et le mayo Zaklang au S-E de la réserve forestière de Laf-Madian, coulent d'abord respectivement du SE au NO et du SO au NE. Le premier ayant été vraisemblablement capturé par le mayo Toulowi, un affluent du mayo Louti et le second déviant son cours, il devient le mayo Binder. Ces 2 mayos coulent alors plein Sud. (Figure 15 ci-dessous). Le mayo Louga, à l'instar de tous les autres qui coulent vers le bassin du Tchad au Nord, est moins érosif. Il suit une petite dépression qui s'abaisse vers Mindif entre les cotes 460 et 400m. La pente générale diminue régulièrement d'amont en aval de 0°45 à 0°045. Les pentes locales peuvent cependant atteindre 0°18 à 0°27.



Sources: fond de carte topographique feuille Maroua ed. ING au 1/200000, 1973.

Figure 15. Le plateau de Doyang, ligne de partage des eaux entre les bassins du Tchad et de la Bénoué.

La surface du plateau est parsemée de cailloutis et de galets issus probablement des filons de quartz qui traversent les roches métamorphiques affleurantes. L'existence de ces galets hétérométriques fait penser aux reliques d'un dépôt colluvial ayant subi une reprise d'érosion.

Les petits interfluves entre les ravineaux sont couverts le plus souvent d'une pellicule noire de *Cyanophycées*. Cette croûte d'algues semble liée à une diminution de la biomasse herbacée par imperméabilisation de l'horizon superficiel. Elle favorise le ruissellement et donc le ravinement en aval des versants où le volume des eaux drainées devient plus considérable et acquiert assez de force pour décaper les formations meubles. C'est ce qui explique l'existence de multiples têtes de vallées sur le plateau. Le rôle de catalyseur d'érosion pour ces algues a été démontré dans l'Arizona aux U.S.A. par Flecher et Martin (1948), en Mauritanie par Barbey et Coute (1976) et dans les régions voisines au Tchad, par Dulieu, Gaston et Darley (1975).

Le plateau de Doyang constitue la source de multiples mayos orientés diversement nord et sud. Il porte à 400 m d'altitude moyenne une assise limono-argilo-sableuse. Cette position perchée sur une ligne de partage des eaux explique le fort ravinement de cette assise, rendant compte de la faible épaisseur de la formation (0,5 à 2 m).



Photographie 7. paysage du plateau de Doyang. (Djamhouri, 21-II-2000)

Le décapage des formations superficielles est dû à la position topographique du plateau sur la ligne de partage des eaux entre les bassins du tchad et de la Bénoué, prédisposant ainsi ses formations superficielles à une érosion regressive très active. Le ravinement exhume une cuirasse ferrugineuse malgré un parc à *Acacia séyal* et *Balanites*

Dans la topographie, le plateau de Doyang ne forme pas une unité à part, bien au contraire, il s'intègre dans le système de pédiments, morphologie caractéristique de ces zones

chaudes et sèches, dont le façonnement est en majeure partie commandé par les processus hydriques reprenant les matériaux des arènes des périodes passées plus ferrallitisantes.

Le plateau de Doyang constitue l'unité morphologique plate la plus élevée dans les basses terres soudano-sahéliennes extrême-nord-camerounaises. Elle est sujet au décapage à cause de sa position. Les étapes de son évolution se lisent aisément grâce au développement de deux niveaux altitudinaux (400–425 et 380–390 m) et à l'existence de micro-buttes résiduelles, témoins de son extension passée. Dans la pseudo-pédiplaine de Kaélé-Mindif, des langues limono-argileuses se prolongent dans les bas secteurs contigus du plateau de 400 - 425 m d'altitude sous forme de petits promontoires. Sur les photographies aériennes N°393 - 400 de la Mission NC 33XIV-XV de 1962, elles sont comme le prolongement du haut pédiment depuis longtemps détaché des massifs rocheux qui parsèment la pseudo-pédiplaine. Ces langues de dépôts meubles font face à de très petits interfluves (5 km²) isolés. Ces derniers sont pour la plupart des lambeaux des formations sédimentaires du plateau, individualisés par l'érosion régressive qui a remonté le cours des mayos : Mizao-Guizak, Binder et Louga. Tout porte donc à penser que le plateau était plus vaste qu'il n'apparaît aujourd'hui. En effet, la disparition systématique à la cote 360 m de tous les mayos (Gagadjé, Kodoki, Kobo, Bouzou, Kourbi, Guidiguiss) nés sur le rebord oriental du plateau marquerait probablement la limite entre les formations colluviales de la pédiplaine et les sables éoliens de l'erg de Kalfou (Wakponou, 1988).

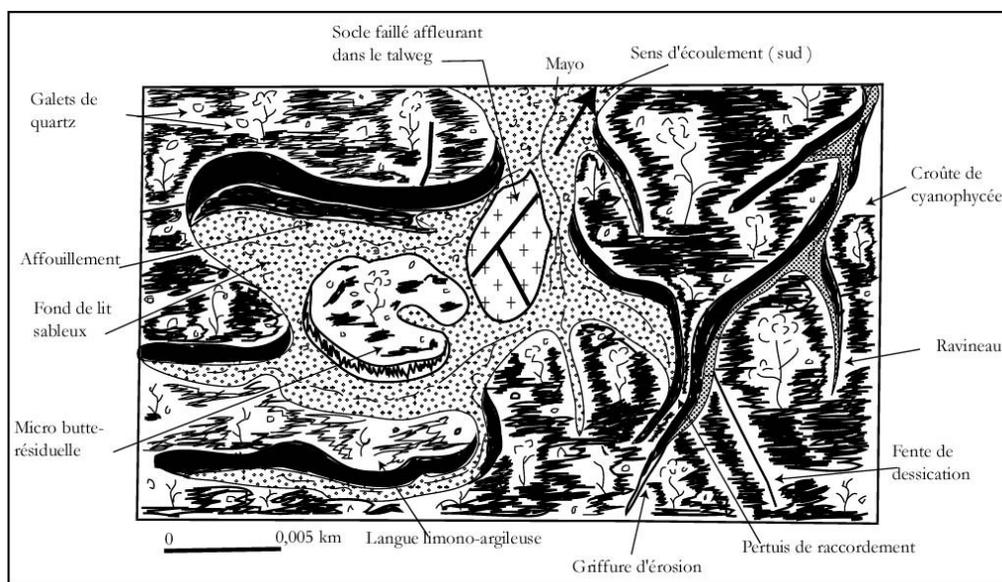


Figure 16. Mise en place des micro-buttes résiduelles par érosion régressive

Les plus visibles de ces petites buttes sont celles qui se trouvent au Nord et à l'Ouest de Mbrodong, la butte de Wirdiwo (10° 36'N- 14° 30'E, altitude 400 m), à l'Est de Maroua et au-delà du mayo Boula n'étant qu'un amoncellement d'arènes granitiques à 417 m d'altitude, dans le prolongement méridien de l'affleurement ponctuel du socle dans le secteur de Djoulgouf. La butte de Larié (10° 29'N-14° 27'E ,altitude 400 m) par exemple se trouve isolée du plateau de Doyang à cause de l'érosion régressive du mayo Louga, au Nord de la dent de Mindif et de tous les petits pointements syénitiques du secteur. De forme grossièrement hexagonale, cette butte à 400 m d'altitude s'allonge du Nord au Sud sur 3 km ; sa largeur est de 2 km. Elle couvre près de 6 km². Sa position surélevée au-dessus du bas

secteur attenant proche (5 à 10 m d'amplitude altitudinale) lui confère comme au grand plateau, le caractère d'un mini château d'eau mais surtout d'un relief témoin. En effet, tous les petits mayos au Nord de Memeyel sur le mayo Louga prennent leurs sources sur cette butte. De même, elle voit naître les mayos Talindou et Bembel, respectivement affluents des mayos Boula et Louga. Elle est reliée au reste du plateau par un "pertuis" de 4 km de long.

S'intégrant morphologiquement très bien dans le paysage, tout porte à penser que les matériaux constitutifs du plateau sont des produits d'épandage, liés à la destruction des massifs sous des climats probablement différents de l'actuel.

Seules les analyses des formations superficielles y relatives peuvent fournir des informations à ce sujet.

La coupe y référente (CAM 2002 – 3) a été relevée à 800 m à l'Ouest de la localité de Djamhoura (N 10° 20' – E 14° 26', altitude 423 m) au bord de la piste mènant à Modjom - Bodi. Elle correspond au talus rive gauche de l'une des multiples têtes de vallées aux sources du mayo Louga

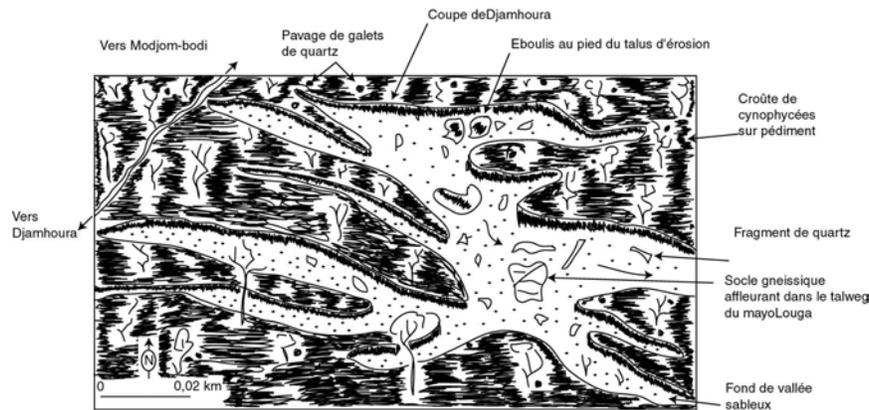


Figure 17a. Situation de la coupe de Djamhoura.

Haute de 1,50 m, la coupe se présente comme suit :

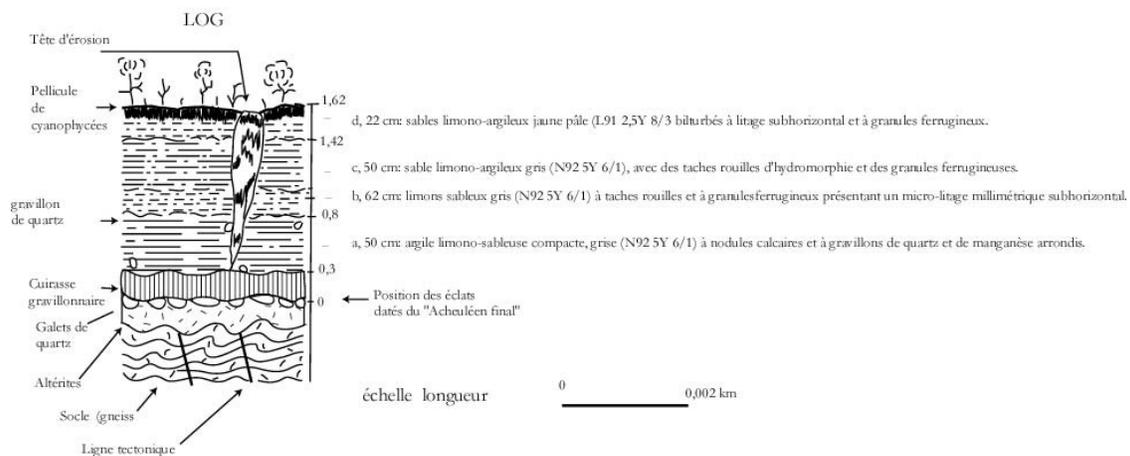
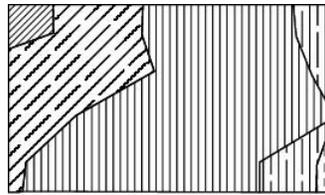
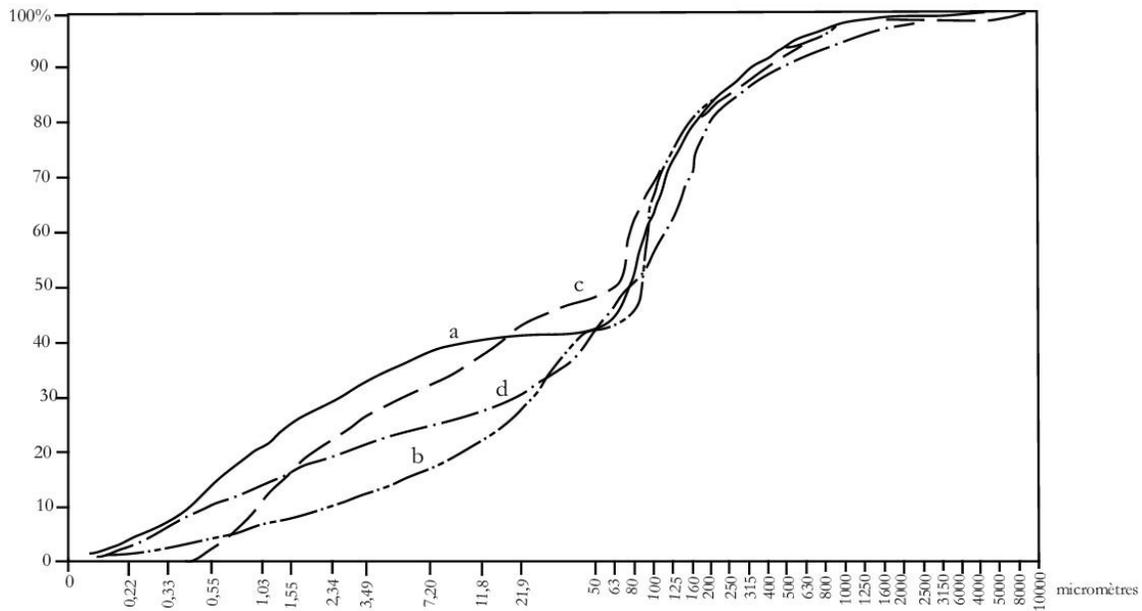


Figure 17b. La coupe de Djamhoura



- Grains aux caractères aréniques
- Grains aux caractères colluviaux
- Grains fluviaux
- Grains éolisés
- Grains rubéfiés

Figure 17c. Données morphoscopiques



| Echantillons | Md | Qd Φ | Hé | SK | K | N |
|--------------|----|-----------|------|-------|------|------|
| CAM 2002-3d | 78 | 0,97 | 0,58 | -0,40 | 0,39 | 0,07 |
| CAM 2002-3c | 63 | 1,10 | 0,38 | -0,77 | 0,09 | 0,04 |
| CAM 2002-3b | 88 | 0,55 | 0,42 | -0,81 | 0,48 | 0,10 |
| CAM 2002-3a | 78 | 1,35 | 0,36 | -0,54 | 0,17 | 0 |

Figure 17d. Courbes et paramètres granulométrique

Dans la nappe de galets de quartz à la base de la coupe, la taille du centile (11 cm de grand axe) et l'orientation de plus de 60 % d'individus perpendiculairement au lit du mayo démontrent, comme à Méri, que ces galets ont été transportés par des courants fluviaux turbulents.

La cuirasse ferrugineuse au-dessus du lit de galets serait issue d'une accumulation de fer dans les formations superficielles. Reprenant les matériaux colluviaux, elle est alors allochtone, ainsi que tous les niveaux qui la fossilisent. Elle pourrait être contemporaine du

niveau de galets sous-berge à la base de la coupe de Méri.(CAM 2002 - 1). Marliac (1986 ; 1991) y a identifié des éclats lithiques datés de l'Acheuléen final (12 000 BP).

Il existe deux types de cuirasses dans l'Extrême-Nord-Cameroun :

- les cuirasses vacuolaires anciennes et limitées cernant généralement les pieds des massifs granitiques sont liées à l'hydromorphie de bas de versant. Les petites cavités centimétriques qu'elles comportent sont liées à la dissolution de certains constituants (granules de quartz...). Ces vacuoles qui évalent le ciment ferrugineux sont parfois comblées de masses terreuses.
- plus étendue à 400 m d'altitude sur le plateau de Doyang, une cuirasse gravillonnaire repose directement sur le socle altéré. Elle appartiendrait à l'auréole cuirassée circum-bassin-tchadien signalée par Marliac et Gavaud (1975), depuis le Tchad jusqu'au Niger. Elle est constituée de grains de quartz agglomérés par un ciment ferrugineux et de concrétions ferrugineuses à cortex brun patiné comme décrit plus haut. Elle affleure parfois dans les secteurs décapés aux pied des inselbergs (à Kaélé) mais aussi au sommet du plateau de Doyang à la faveur du ploiement du socle et de l'érosion active. Elle se présente alors:
 - en une dalle qui s'éboule en blocs métriques ;
 - en de petits plateaux ;
 - en chape qui s'enfouit très rapidement sous des colluvions.

Ces cuirasses très altérées, ce qui explique leur couleur ocre très prononcée, se débitent en blocs métriques à partir des talus (front) d'érosion au-dessus des altérites .

Les deux faciès de cuirasse de cette région ont une minéralogie identique, comme peut témoigner la figure 18 ci-dessous. En effet, le résultat de la diffractométrie aux RX portant sur leur comparaison minéralogique montre la superposition nette des deux courbes relatives aux cuirasses vacuolaires prélevée à kaélé (KLCA) et gravillonnaires, prélevée à Mborara sur le plateau de Doyang (DYCA).

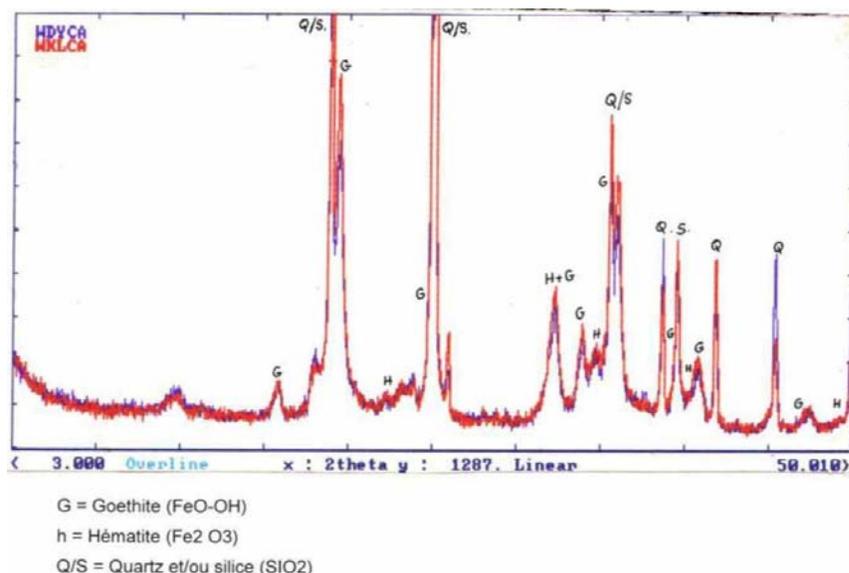


Figure 18. Coparaison minéralogique entre la cuirasse vacuolaire de Kaélé (KLCA) et gravillonnaire du plateau de Doyang (DYCA).

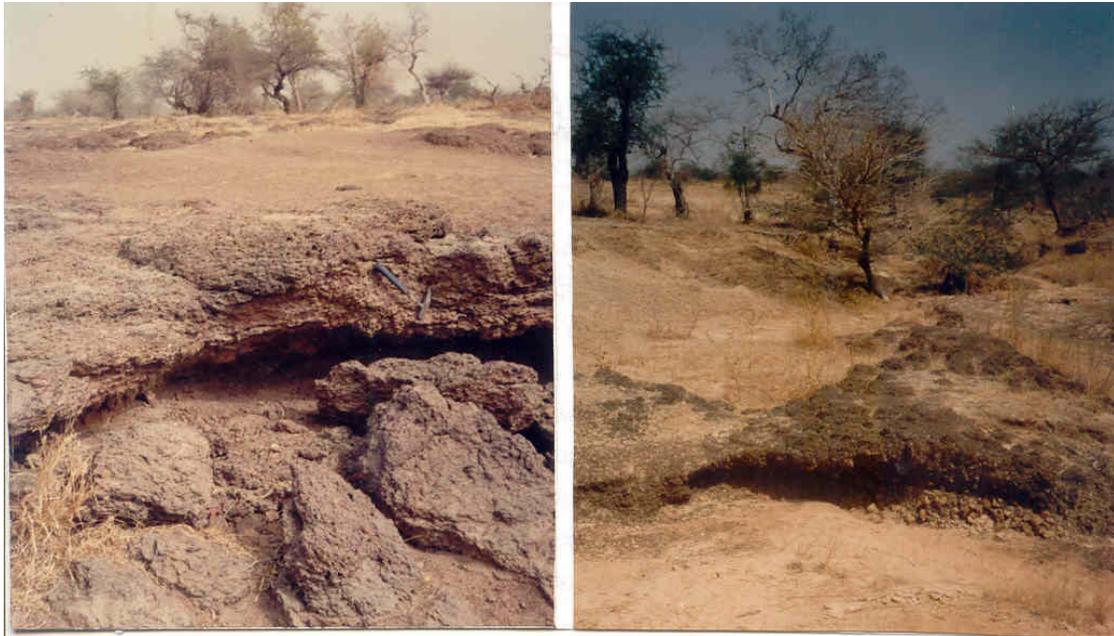


Planche 2. Les deux aspects des cuirasses ferrugineuses du plateau de Doyang Mborora, 8-III-1991(à gauche) ; Péténé, 14-I-2002 (à droite).

Le paysage du plateau de Doyang est marqué vers le sommet (Péténé, 455 m ; Mborora, 457 m ; Modjombodi, 423 m d'altitude) par des reliques d'une cuirasse ferrugineuse :

- à faciès gravillonnaire avec des vacuoles (photographie de gauche, à Mborora), elle affleure soit en de larges dalles qui s'éboulent en blocs plurimétriques des suites d'un affouillement par érosion régressive des altérites sous-jacentes, soit en de petits plateaux présentant des griffures d'érosion et dont la corniche surplombe le bas secteur attendant d'un mètre tout au plus ;
- à faciès bréchiq à gros galets de quartz et de morceaux de quartz filonien (photographie de droite, Péténé), elle affleure en chape qui s'effrite libérant des concrétions ferrugineuses, des granules, des galets et des blocs de quartz hétérométriques.

L'affleurement et surtout le subaffleurement des cuirasses limitent le couvert végétal à un tapis herbacé très clairsemé à graminées et à cypéracées. Le faciès ligneux ne comporte que quelques arbustes épars telsque *Anogessus leicarpus* nains, *Lannea* et *Balanites aegyptiaca*.

La cuirasse gravillonnaire, seule capable de fournir de façon isolée les différents constituants donne les résultats suivants à l'analyse chimique par la méthode triacide(tableau 3 ci-dessous).

Tableau 3. Constitution de la cuirasse gravillonnaire du plateau de Doyang.

| Echantillon oxydes % | Granules | Matrice |
|---|----------|---------|
| Perte au feu | 8,85 | 7,60 |
| SiO ₂ | 7,70 | 17,20 |
| Al ₂ O ₂ | 13 | 14,75 |
| Fe ₂ O ₃ | 36,50 | 6 |
| Quartz | 31,60 | 48,20 |
| Total | 97,65 | 93,75 |
| SiO ₂ /Al ₂ O ₃ (Ki) | 0,59 | 1,16 |

La concentration du fer à échelle locale passe de 6 % dans la matrice à 36,50 % dans les granules. La proportion presque constante en alumine dans les deux composantes (14,75 et 13 % respectivement) prouve qu'elles sont issues d'une même formation originelle. Les granules se seraient donc formés sur place par concentration du fer et par exportation de la silice. En effet, avec 31,60 % de quartz la cuirasse semble le produit de l'évolution des sables mobilisés, avec entraînement de l'argile, des hydroxydes de fer, et individualisation en profondeur, « le terme ultime étant un sol ferrugineux tropical cuirassé », comme a dit PIAS (1962). La cuirasse serait alors liée à un phénomène de battement de nappe.

L'absence des bases telles que magnésium (Mg) et potassium (K) s'explique par des migrations latérales. Connaissant une altération allitique ou latéritique, suivant que l'on considère les granules ($K_i = 0,59$) ou la matrice ($K_i = 1,16$), cette cuirasse ferrallitique fossilisée par les horizons sablo-limoneux est à mettre à l'actif des conditions climatiques très contrastées avec des périodes plus humides que l'Actuel (Holocène ancien ?).

Le niveau (a) au-dessus de la cuirasse (assise limono-argilo-sableuse de Doyang) renferme des concrétions ferrugineuses éparses en plus des nodules calcaires. Ce sont des granules millimétriques à cortex brun patiné. Quant aux nodules calcaires, elles sont constituées de calcite microcristalline cimentant de petits grains de quartz. Leur pourtour plus clair et finement bosselé encercle un cœur moins consolidé. Leur teneur en calcite ou aragonite ($CaCO_3$) est de 80 % et plus. Les concrétions ferrugineuses, les gravillons de quartz, de manganèse et les nodules calcaires confèrent à la formation une origine colluviale liée à un réseau hydrographique ancien.

Ainsi, après l'induration de la cuirasse, imputable à une phase climatique sèche, il y aurait eu une reprise d'érosion dans un milieu assez couvert, si l'on s'en tient à la taille des particules. L'ensemble est un matériau mal trié ($Qd\phi = 1,25$) par un fluide de faible énergie ($SK = -0,54$). Le faciès logarithmique que montre sa courbe cumulative témoigne des sédiments en fin d'évolution, avec un indice d'évolution granulométrique (N) égal à 0. L'inflexion nette sur cette courbe granulométrique suggère des actions hydrodynamiques puissantes.

Cette assise serait selon toute vraisemblance, contemporaine au niveau limono – argileux de Méri (CAM 2002 – 1a et 1a bis). Aussi son sommet raviné traduirait des conditions climatiques contrastées à dominance sèche, correspondantes à celles qui ont prévalu lors de la mise en place du lit gravillonnaire dans les piémonts des Mandara.

L'analyse morphoscopique du matériau montre une proportion considérable de grains de quartz rubéfiés (20 %) et l'état avancé de dissolution de la silice sur les grains de quartz. Malgré des caractères fluviaux dominants (80 % du stock), ce matériau montre encore jusqu'à 25 % de grains éolisés. D'ailleurs le pourcentage des minéraux lourds (0,54) est caractéristique d'un tri éolien, ceci probablement postérieurement aux actions fluviales. Toutefois, la courbe granulométrique est très aplatie. Elle révèle en fait 2 stocks ; un d'argile et limon ($< 50 \mu m = 42 \%$) et un de sables (48 %). Ce dernier contient jusqu'à 45 % de sables fins ($50 \mu m < \phi < 200 \mu m$). Le stock de matériaux fins (fines $< 50 \mu m$ et sables fins = 87 %) est donc dominant.

L'analyse exoscopique des grains de sables de ce niveau (Mpeck 1994) confirme une triple évolution du matériau de cette assise. La dissolution de la pellicule siliceuse amorphe qui entoure les grains permet en effet de déceler des « coups d'ongles » et des figures de

broutage (« chattermarks ») : indice de friction et / ou traces de chocs provoqués par un déplacement désordonné du grain de sable dans des tourbillons de poussières au cours de la déflation ou lors du transport fluvial. Ces figures de broutage caractérisent des milieux turbulents de forte énergie) liés aux évolutions mécaniques antérieures (fluviale : polissage, puis éoliennes : le terme de l'émoissé maximal étant la forme arrondie des grains.(Planche 3 ci-dessous).

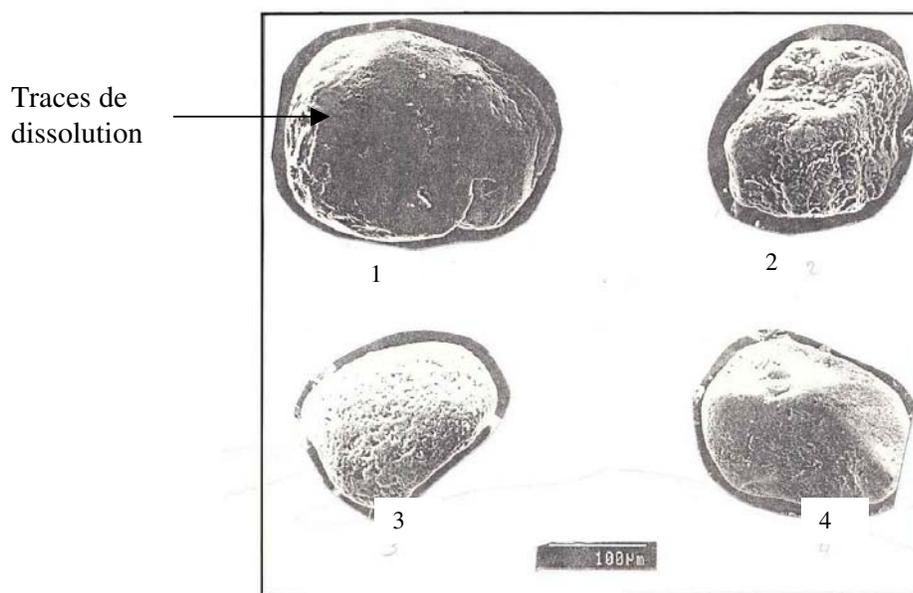


Planche 3. Exoscopie des grains de quartz prélevés dans l'assise argilo-limono-sableuse de Doyang à Djamhouna (N 10° 20' – E 14° 26', altitude 423 m)

- 1 : grain de quartz émoissé, présentant des traces de dissolution profondes ; précipitation de silice dans les dépressions.
- 2 : un feldspath émoissé à actions chimiques prédominantes postérieures au façonnement du grain.
- 3 : feldspath arrondi, à pellicule de silice corrodée par la dissolution.
- 4 : grain de quartz émoissé ovoïde, enveloppé d'une pellicule de silice dissoute par endroits.

Le micro-litage du niveau (b) peut être lié aux effets éoliens à la surface des dépôts, mais surtout aux actions fluviales comme peut d'ailleurs témoigner les données morphoscopiques soit 80 % du stock. Ce sont des sédiments très fins (Médiane = 88 µm) bruts (courbe granulométrique linéaire à tendance parabolique), transportés sur très courte distance d'où leur mauvais triage ($Q_d \phi = 0,55$). Ceci dénote un décapage survenu sur un terrain depuis longtemps desséché et dénudé, un processus propre aux conditions climatiques de types semi-arides.

Les taches rouilles d'hydromorphie du niveau (c) traduisent une évolution chimique ou pédologique ($N = 0,04$). Cette phase d'altération dont les traces se retrouvent jusque dans les piémonts des Mandara à Méri (CAM 2002-1), relève d'un retour de conditions climatiques humides.

Le niveau (d) rappelle la base du niveau précédent, caractéristique d'héritages de conditions climatiques semi-arides. En effet, malgré les caractères morphoscopiques fluviatiles dominants (70 % du stock), on décèle encore très bien les traces d'action concurrentes des eaux de ruissellement (indice d'évolution $N = 0,07$) et des vents (12 % de grains de quartz éolisés). Ces remaniements ont conduit à un mélange de stocks d'où le mauvais triage de ces sédiments ($Qd\phi = 0,97$). On peut alors penser à un dépôt fluviatile forcé.

Les formations superficielles de la pseudo-pédiplaine de kaélé-Mindif et du plateau de Doyang portent des sols ferrugineux tropicaux bien drainés, des sols lessivés planosols et des vertisols (Brabant et Gavaud, 1985).

Les premiers, dans le secteur de Gadja au Sud de Moulvouday sont des sols jeunes sur des sables argileux sous savane boisée et steppe à *Lannea spp.*

Les seconds, tout autour de la ville de Mindif, à pédo-climat et localement à faciès dégradé, sont constitués d'argile gonflante vertique et gleyeuse. Ils sont originellement sous couvert d'une savane arborée à *Anogeissus leicarpus*, remplacée actuellement par des cultures et des friches à *Balanites aegyptiaca*.

3.2.3.3. L'ORIGINE DES MATERIAUX CONSTITUTIFS DE L'ASSISE LIMONO-ARGILO - SABLEUSE DE DOYANG.

L'origine colluviale de la formation limono-argilo-sableuse de Doyang peut s'expliquer par 4 groupes d'éléments (Wakponou, 1997) :

- DONNEES D'ORDRE MORPHOSTRUCTURAL

Dans le paysage, le plateau de Doyang s'intègre bien dans le système de pédiments, morphologie caractéristique des zones chaudes et sèches de l'Extrême-Nord-Cameroun. En effet, il passe graduellement de 400 à 450 m d'Est en Ouest, sur une distance de 20 km. L'assise limono-argilo-sableuse sur le plateau, affleure en effet à Zouzoui, (N 10° 21'-E 14° 18', altitude 440 m) alors qu'à Djamhouna à 14 km plus à l'est (N 10° 20'-E 14° 26', altitude 400 m) par exemple, vers le centre, elle est fossilisée par plus de 80 cm de colluvions. Le plateau a une allure généralement bombée liée à un gondolement du socle, consécutif à la subsidence du bassin de la Bénoué au Sud et celui du Tchad au Nord relatif à une tectonique holocène tardif qui a influencé le réseau hydrographique alors responsable des colluvionnements. Il ne pouvait en être autrement. En effet, les nodules d'hydroxydes et manganésifères que comporte la formation de Doyang témoignent d'un horizon lessivé et leur généralisation indiquerait qu'elle a connu différents stades successifs d'évolution (Bocquier, 1973). Par ailleurs, l'enfoncement des cuirasses ferrugineuses par restructuration et recristallisation au cours de leur évolution après qu'elles se soient constituées dont parle Nahon (1976) peut bien être accentué par un soulèvement. Cette inversion de relief et la présence de l'assise de Doyang sur une ligne de partage des eaux sont d'autant plus "récents" que la fragile formation limono-argilo-sableuse subsiste dans un tel secteur de décapage de sédiments, malgré une érosion régressive très active. (Figure 38 ci-dessous).

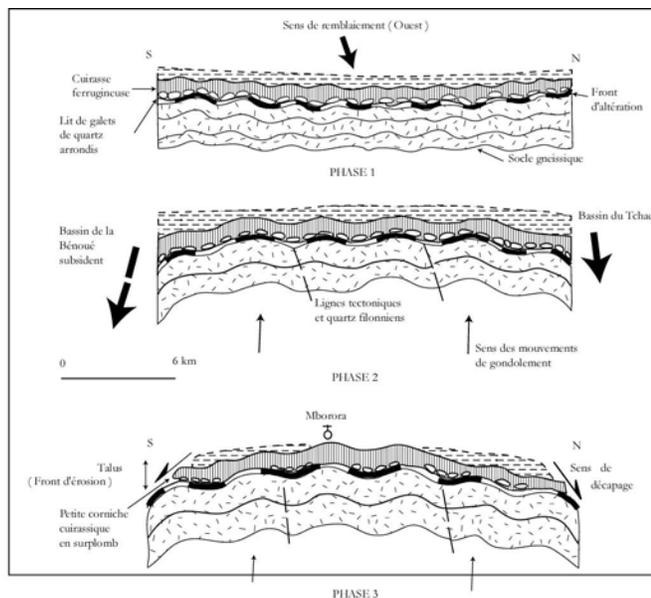


Figure 19. Origine et évolution de l'assise limono-argilo-sableuse du plateau de Doyang.

De plus la position topographique de cette formation (sur la ligne de partage des eaux entre les bassins de la Bénoué et du Tchad) exclurait l'existence d'un plan d'eau qui se serait maintenu pendant un temps nécessaire pour la sédimentation d'un dépôt de près de 2 m d'épaisseur (Wakponou, 1995).

- DONNEES DE MINERALOGIE ET DE STRATIGRAPHIE

Le fait que la formation limono-argilo-sableuse de Doyang repose sur une cuirasse relève d'une discontinuité ou mieux d'une inversion de relief. Millot (1964) soutient que les sols ferrugineux tropicaux contiennent des minéraux non altérés de la roche mère mais on pourrait aussi dire que la présence des minéraux primaire : quartz et mica dans les niveaux au-dessus de la formation de Doyang, sans contact avec le socle, contredit la thèse d'une origine pédologique, c'est-à-dire celle du profil de Djamhoura (CAM 2002-3) comme étant un continuum. On passe en effet, d'un milieu ancien qui est la cuirasse, avec individualisation des oxydes de fer, à un milieu jeune, avec des minéraux primaires.

L'assise de Doyang et la cuirasse à laquelle elle se superpose, repose sur une nappe de galets de quartz bien arrondis, caractéristiques d'actions fluviatiles assez fortes. La formation elle même comporte, tout comme la cuirasse, des granules de quartz arrondis. Pour Mpeck (1994), ni le climat de transition de la fin du Kanémien, ni la période aride avant le Peskéborien datée au Tchad entre 26.000 et 25.000 ans, ne peut expliquer l'origine éolienne de la formation de Doyang. L'une et l'autre de ces périodes sont, en effet, trop courtes pour fournir des poussières et sables de 2 m maximum d'épaisseur.

- ARGUMENTS MINERALO-SEDIMENTAIRE

La formation limono-argilo-sableuse de Doyang contient un pourcentage élevé d'épidote (72 à 88 %) sur la fraction 400 µm (Tableau annexe). L'existence de ce minéral fragile chimiquement et mécaniquement indique donc une formation proximale, c'est-à-dire qui ne vient pas de loin auquel cas il serait transporté par le vent. Cependant, l'analyse des argiles de l'assise de Doyang et des formations similaires par diffractométrie aux RX sur 17

échantillons révèle une bonne homogénéité. Ceci se traduit par une similitude des spectres minéralogiques concernant les échantillons depuis les monts Mandara à l'Ouest (Zamay, Mogodé) ; les piémonts (Méridien, Kolofata), les plaines (Maroua), jusqu'au site le plus oriental au bord du Logone.

La kaolinite et de quartz sont dominants dans tous les profils. cette kaolinite est représentée par trois grands pics et les interstratifiées associées (smectite, illite, vermiculite, montmorillonite) par un pic moins marqué.

Par ailleurs, la prédominance de la kaolinite dans la fraction argileuse de cette formation dénote une évolution en milieu bien drainé, ce qui élimine la thèse d'une origine lacustre.

Aussi, l'hétérogénéité dans un même échantillon plaide-t-elle en faveur de dépôt forcé éolien et contamination par le cadre du dépôt. De même, l'homogénéité du matériau dans la coupe va en faveur d'un dépôt de poussière.

Les sédiments actuels du lac Tchad sont surtout du groupe montmorillonite. Selon Servant et Servant-Vildary (1980), ces minéraux seraient en partie néoformés à partir de la silice qui se combine aux hydrates de fer et d'alumine apportées par des eaux fluviatiles pour donner de la notronite, des montmorillonites ferrifères et magnésiennes traduisant un milieu confiné.

Or la série de Doyang est pauvre en montmorillonite, ce qui élimine l'hypothèse d'une genèse lacustre de la formation. La kaolinite, l'illite et le quartz sont dominants, ce qui traduit – notamment la kaolinite – un milieu bien drainé.

La thèse d'une origine lacustre pour l'assise limono-argilo-sableuse de Doyang doit donc être abandonnée car, l'ouverture du seuil de Dana par lequel le Paléomégalac Tchad se serait déversé au profit du bassin de la Bénoué n'est pas aussi récente que le pensait Sieffermann, (1967). Elle serait plutôt contemporaine de l'ouverture au Crétacé, de l'Atlantique qui aurait provoqué des failles à l'intérieur du continent. L'existence d'un lac ayant atteint la cote 400 m est d'autant plus hypothétique, que l'assise de Doyang ne montre aucune trace de diatomées * (*nos vaines analyses avec Servant- Vildary au Laboratoire de Géologie du Muséum d'Histoire Naturelle de Paris avaient pour but de déceler ces algues unicellulaires, marines ou lacustres, marqueurs de milieux, dans les échantillons prélevés sur l'assise limono-argilo-sableuse de Doyang*). Le lac actuel étant à 280 m, il faudrait concevoir en l'absence de la tectonique qui peut rehausser ou abaisser un secteur, un plan d'eau de 270 m de profondeur à la latitude de Doyang.

- INDICATEURS D'ORDRE PEDOLOGIQUE

Les caractères paléopédologiques (poupées et concrétions calcaires, concrétions et pisolithes mangano-ferrugineux) de la formation auraient alors été acquis postérieurement à sa mise en place.

Il convient de noter que cette formation n'est pas au-dessus de la cuirasse à Méridien par exemple. En zone de piémont en effet, cette cuirasse de nappe avec apport latéral de fer ne pouvait se former à cause de la pente plus forte. Il s'y est formé néanmoins un conglomérat de

base. De même, la rapidité de percolation y explique l'absence de nodules calcaires, contrairement à toutes les autres positions topographiques.

Les galets de quartz issus probablement de la destruction d'anciens niveaux alluviaux et distribués verticalement dans la masse même de la formation seraient descendus le long des fentes de retrait d'un paléovertilsol alors fonctionnel. Les mouvements alternés de gonflement et de rétraction ont en effet engendré la mobilisation de la matière. Ceux des galets qui sont restés à la surface constituent aujourd'hui un pavage issu d'un tri naturel par ruissellement et / ou par déflation. Par ailleurs, les éclats lithiques trouvés sous la cuirasse ferrugineuse (Hervieu, 1969) ; (Marliac, 1986) donnent un âge postérieur à l'Acheuléen final* (*Acheulien : du lieu dit St Acheul de la région de la Somme en France, où Mortillet a découvert en 1972 des outils en grands bifaces épais, surtout ovales ou en hachereaux et outils sur éclats, de grattoirs et de burins. Cet adjectif a été étendu à l'ensemble culturel caractéristique et est de 600 000 à 80 000 BP*), (environ 4 500 – 12 000 BP). En se référant à la terminologie traditionnelle de l'archéologie préhistorique, cette période correspond au paléolithique.

Toutefois, ces dépôts fins de type argileux ne peuvent résulter seulement de l'altération du substratum et du colluvionnement mais prouver leur origine éolienne exclusive est difficile. Contrairement aux formations superficielles du NE nigérian à nature éolienne indubitable [sédiments de tailles très fines (2 à 44 μ) à grains arrondis à ronds], (Mc. Tainsh, 1983), les matériaux de l'assise de Doyang vont des argiles ($\phi < 2 \mu\text{m}$) et limons ($2 < \phi < 50 \mu\text{m}$) aux sables ($\phi > 5 \mu\text{m}$).

C'est donc dire que les apports éoliens dans cette formation sont indéniables (Mpeck, 1994). D'ailleurs, la présence de la montmorillonite indique selon Tardy (1969) des conditions climatiques sèches, c'est-à-dire quand l'aridité ne permet pas l'évacuation des ions qui en assurent la naissance.

L'Extrême-Nord-Cameroun, en effet, à l'instar de toutes les régions soudano-sahéliennes a reçu des chutes massives de poussières désertiques à la périphérie du Sahara, pendant les épisodes secs passés (Maley, 1983). Aussi les vents d'Harmattan n'ont-ils pas connu de fluctuations latitudinales durant le Quaternaire (Sarnthein, 1978) ; (Sarnthein et al., 1981). Les régions qui reçoivent des poussières éoliennes aujourd'hui (brumes sèches quasi permanentes sur tout le Nord-Cameroun pendant la saison sèche (octobre-avril) le faisaient aussi alors et surtout au Quaternaire, par périodes sèches prolongées et par vents plus forts.

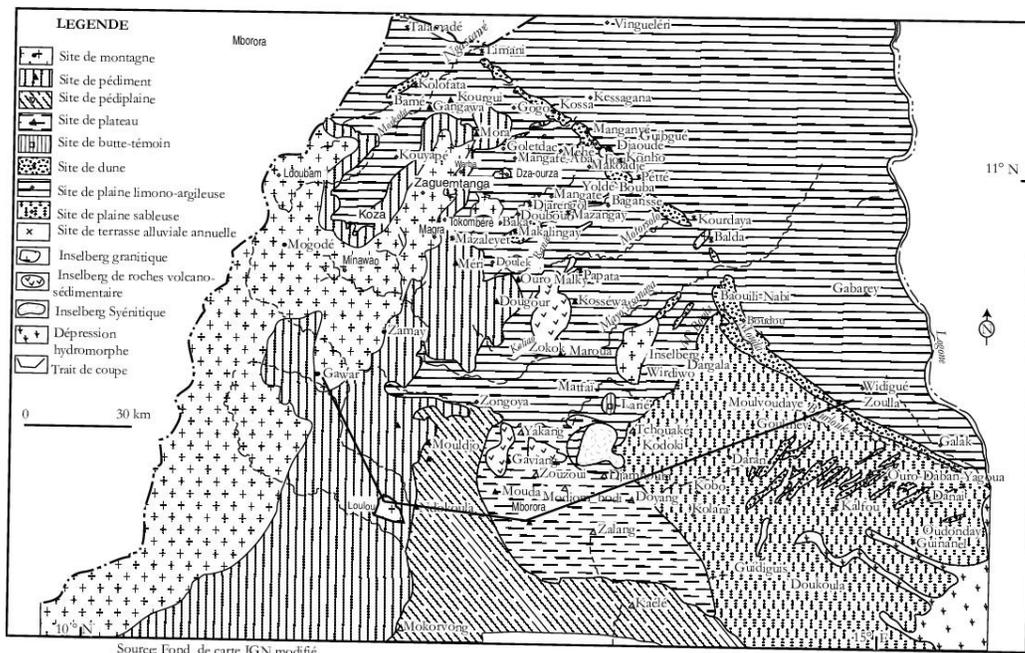
Postérieurement à leur dépôt et en référence à d'autres phases et périodes humides du Pléistocène Supérieur, ces matériaux ont subi selon les conditions de drainage, et ce, dans toute l'Afrique nord-tropicale (Maley, 1983) une pédogenèse de type vertisolique avec développement de montmorillonite et formation de nodules calcaires entre 15 000-7 000 BP, puis une extension des sols de types ferrugineux tropicaux avec formation de la kaolinite entre environ 7 000 et 4 000 BP. (Hervieu, 1969).

Nos observations (Wakponou, 1995 ; Mainguet et Wakponou, 2002 ; 2003) ont montré que des formations plus ou moins argilo-limono-sableuses, avec ou sans nodules calcaires comparables à l'assise de Doyang sont présentes dans des positions topographiques variées :

- dans les monts Mandara (à 600 m d'altitude à Mokong (N 10° 38' - E 13° 55') sur la route de Zamay à Maroua ; à Gawar, 680 m d'altitude (N 10° 31' - E 13° 49') à

l'Ouest du massif de Mofou et à Montrezeu, 950 m d'altitude (N 10° 37' - E 13° 35') au NE de Mogodé) ;

- dans les pédiments où elles reposent sur le socle par l'intermédiaire d'une nappe de galets de quartz (à Méri, CAM 2002 - 1) ;
- dans la pseudo-pédiplaine de Kaélé-Mindif où elles se trouvent directement sur le socle et remanie des éléments d'une cuirasse ferrugineuse démantelée (à Djamhoura, CAM 2002-3) ;
- dans les plaines où elles sont à la base des niveaux plus ou moins sableux (à Matfaï, CAM 2002-4) ou bien elle se trouve entre un matériel colluvial grossier sur roches vertes volcano-sédimentaires à la base et un vertisol noir (karal) au-dessus [à Maroua (N 10° 36' – E 14° 20', altitude 400 m)].



Source: Fond de carte IGN modifié.

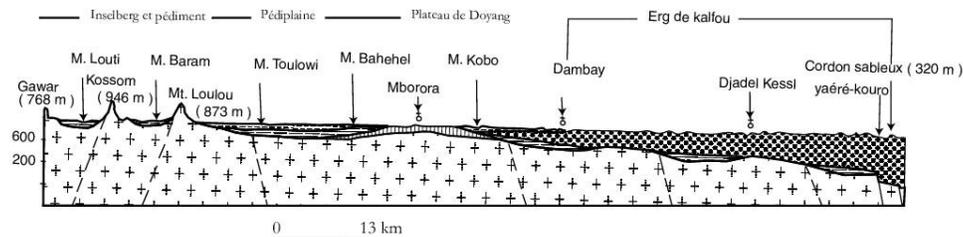


Figure 20. Coupe géologique et géomorphologique schématisée récapitulative depuis les monts Mandara jusqu'aux plaines

Les courbes cumulatives paraboliques à tendance logarithmique ou linéaire et l'indice d'évolution granulométrique N proche de 0 de ces formations traduisent leurs caractères sédimentologiques non évolués et leur évolution pédogénétique.

Morphoscopiquement, les caractères colluviaux ou fluviaux dominent, corrélativement à la pente, à la distance de transport ou vraisemblablement à l'âge du matériau. L'omniprésence de grains éolisés traduirait des remaniements postérieurs au dépôt. (Figure 41 ci-dessous)

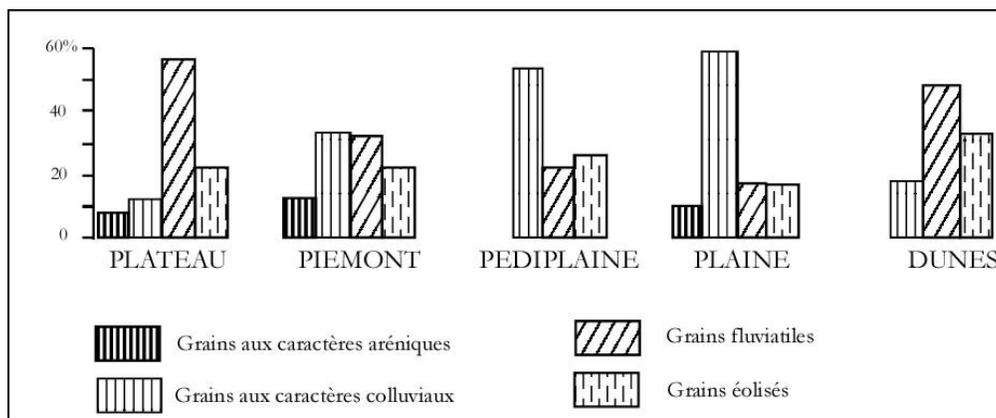


Figure 21. Morphoscopie comparative des grains de quartz du niveau limono-argilo-sableux (repère) à travers diverses unités morphologiques (positions topographiques)

La figure 22a,b,c,d,e ci-dessous présente les données minéralogiques résultant de la diffractométrie aux RX des agrégats (argileux) orientés. Il apparaît que les échantillons ont le même spectre dans leur comparaison latérale. En effet, les pics des différents minéraux argileux [(kaolinite : minéral argileux à feuillets de 7\AA , à 2 couches, fréquente dans les roches sédimentaires, argile résiduelle ou détritique, provenant de l'altération de roches acides riches en feldspaths : granite par exemple ; c'est une argile gonflante) ; (interstratifiés : minéraux argileux formés par l'alternance plus ou moins régulière de feuillets de natures différentes : illite-montmorillonite, illite-chorite...)] ; minéraux primaires (quartz, micas, feldspaths) et des oxydes de fer (goethite) se superposent.

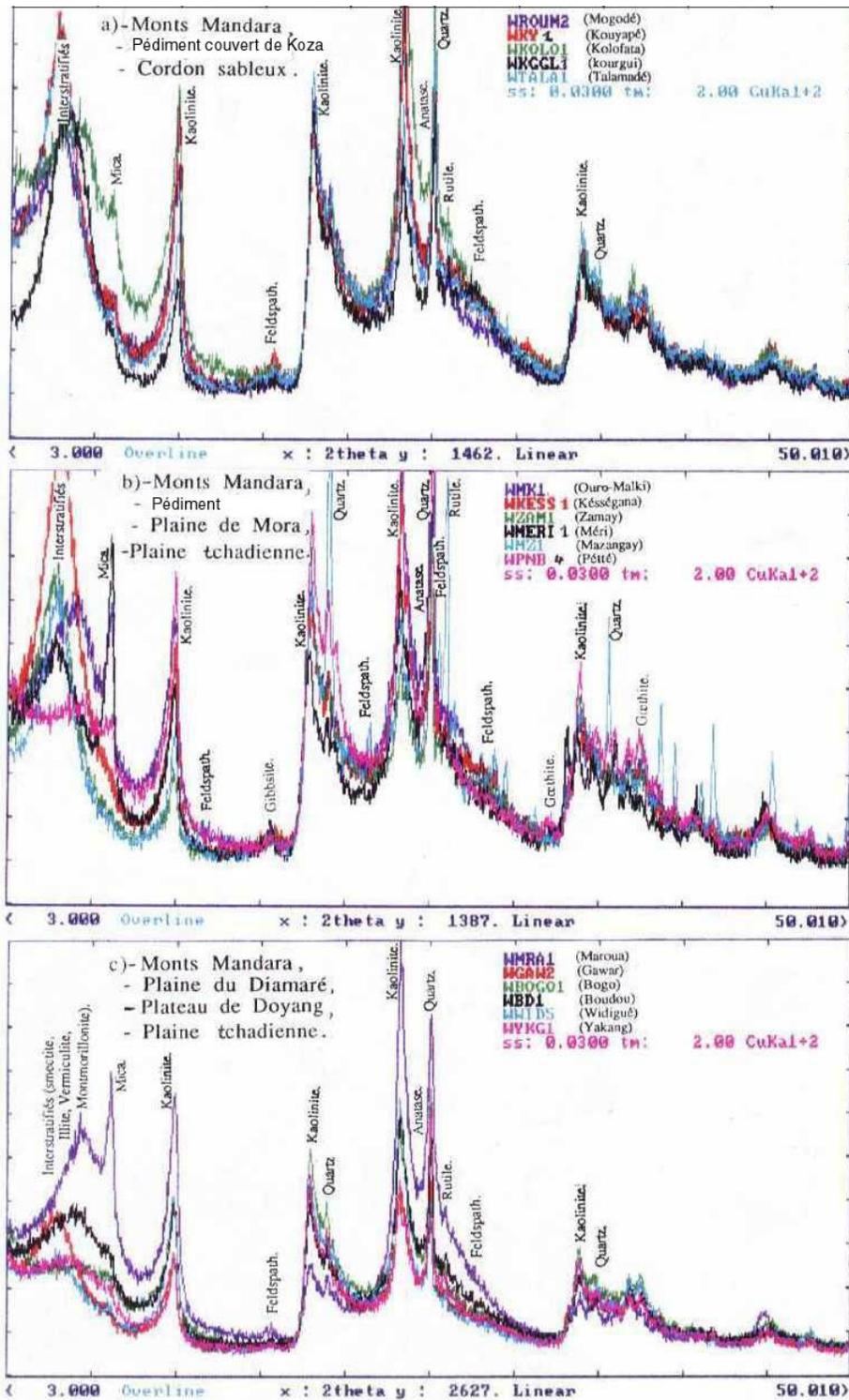


Figure 22a,b,c. Comparaison minéralogique des niveaux argilo-limono-sableux à travers toutes les unités morphologiques dans l'Extrême-Nord-Cameroun

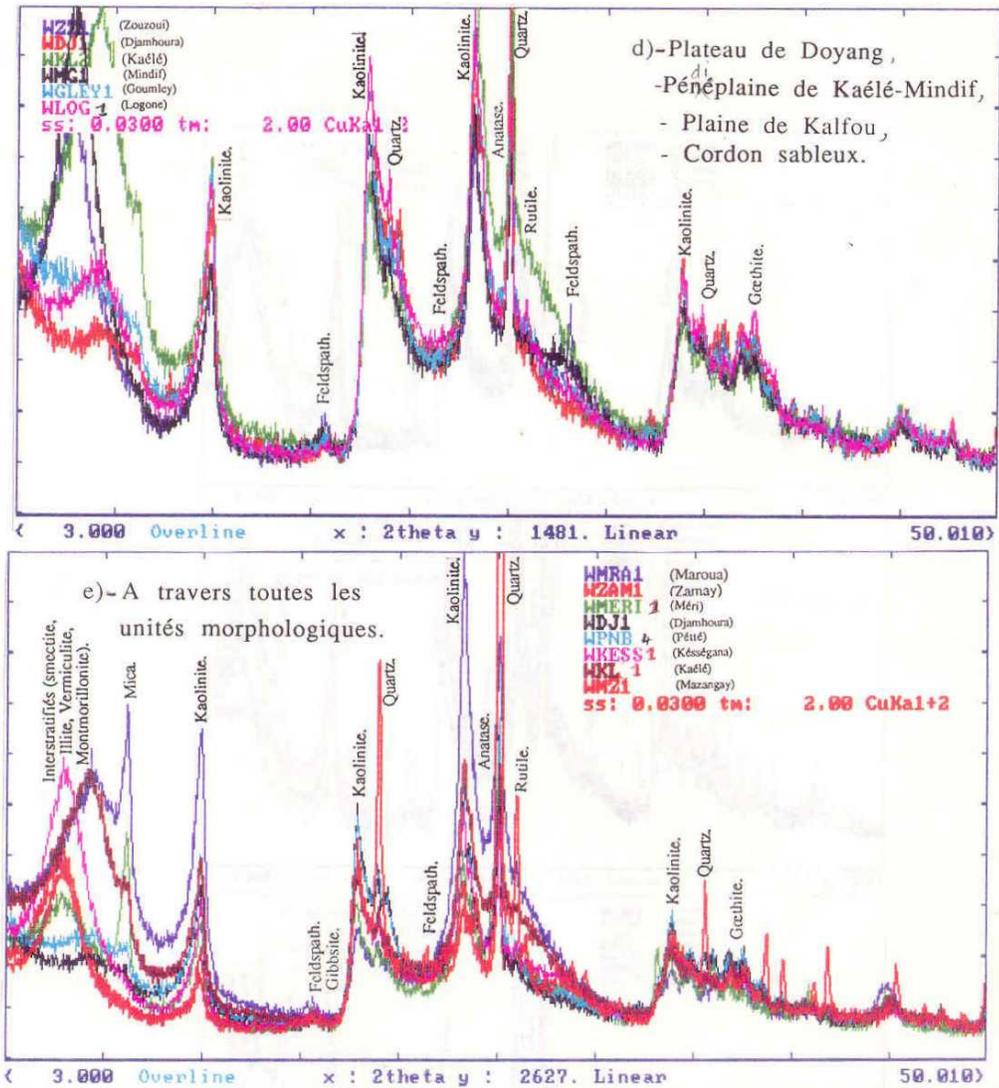


Figure 22d,e. Comparaison minéralogique latérale des niveaux argilo- limono- sableux à travers toutes les unités morphologiques dans l'Extrême-Nord-Cameroun

Par ailleurs, dans la même coupe, l'assise de Doyang se différencie minéralogiquement très peu des autres niveaux limono-argileux. (figure 23 ci-dessous)

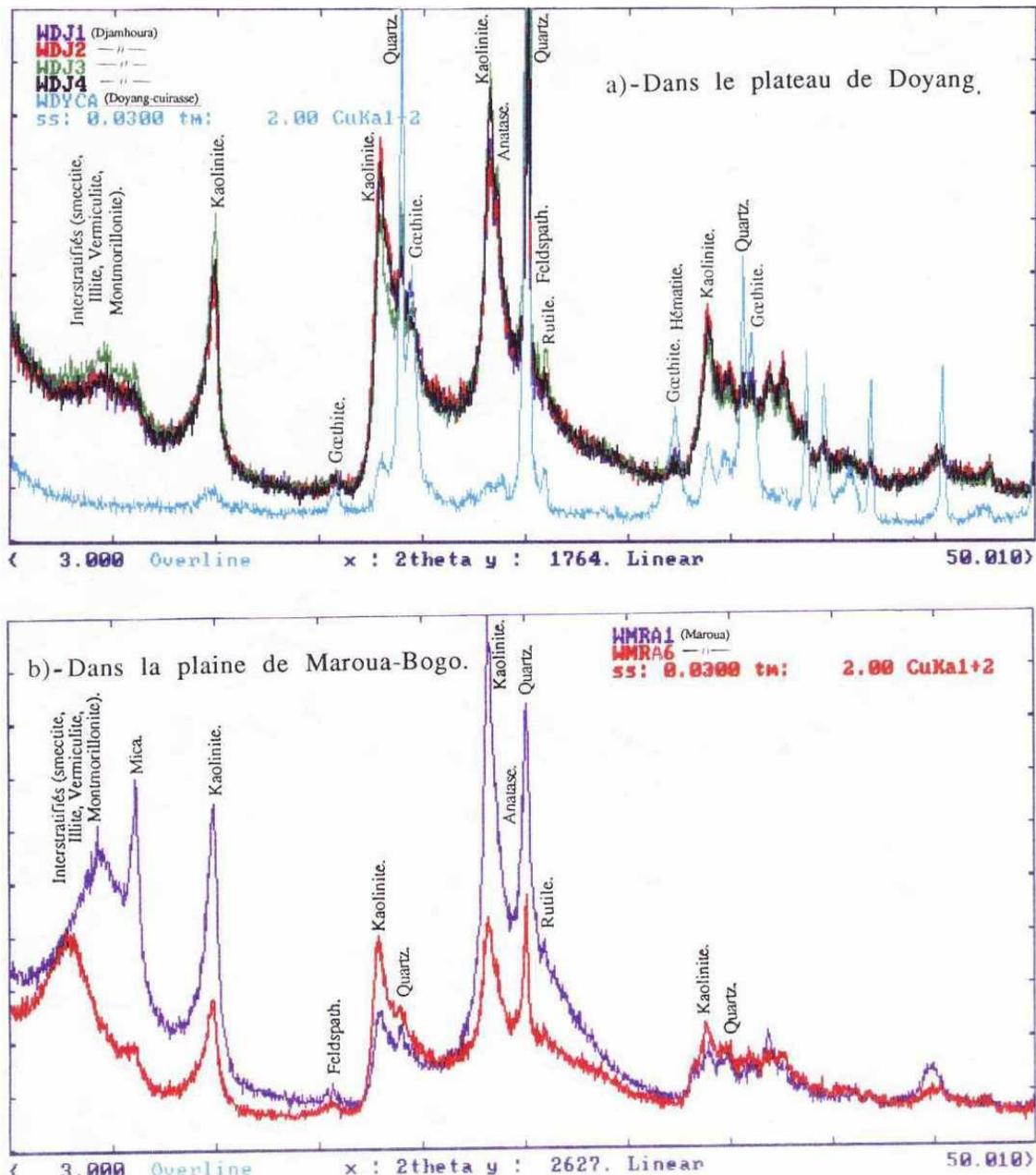


Figure 23. Comparaison minéralogique verticale des différents niveaux limono-argilo-sableux à Djamhoura et à Maroua.

Les minéraux argileux présents proviennent du soubassement magmatique et / ou métamorphique indifféremment distribué dans la région. La kaolinite prédominante dérive en effet de l'altération des roches riches en feldspaths telles que les granites, très répandus dans le terrain d'étude.

Les interstratifiés montrent outre les smectites (minéraux argileux englobant entre autres la montmorillonite) ; ils sont à teneur variable, Na, Al, Fe, Mg, en feuillets à 3 couches de 14 Å, valeur qui varie en fonction de la teneur en eau, la vermiculite (minéral argileux

proche des smectites ; chauffé, elle augmente beaucoup de volume : jusqu'à 20 fois, et s'exfolie en filaments ou vermicules) et des minéraux communs à toutes les argiles tels que l'illite (minéral argileux à feuillets de 10 Å, à 3 couches, à caractéristiques minéralogiques proches de celles des micas).

D'une manière générale, le colluvionnement des altérites aurait engendré une homogénéisation des stocks minéralogiques. Ceci rend aléatoire toute discrimination entre matériaux autochtones et allochtones.

Toutefois, les analyses au M.E.T.* (*Microscope Electronique à Transmission*) (Mpecck, 1994) montre que les smectites sont ronds, preuve d'un transport sur de longues distances (éolien).

Ainsi, la pseudo-pédiplaine de kaélé–Mindif, mieux le plateau de Doyang est caractérisé par une formation limono-argileuse, insérée entre les remblaiements holocènes au-dessus et une cuirasse ferrugineuse pisolithique et gravillonnaire reposant sur le socle altéré ou sur des altérites à la base. Cette assise montre des concrétions ferrugineuses et le plus souvent des nodules et poupées calcaires datés de 8720 B.P. (OBDY 379)* [*toutes les mesures radiométriques codées OBDY ont été faites à l'Unité Géochimique Isotopique du Laboratoire des Formations Superficielles de l'I.R.D. centre de Bondy*]. Cette opération a consisté à mesurer la proportion d'un isotope du carbone (^{12}C ^{14}C) dans les sédiments contenant des carbonates d'origine organique. Cet isotope fabriqué sous l'influence des rayons cosmiques est radioactif et se désintègre avec le temps, suivant une période connue grâce à un spectromètre de masse isotopique. A partir de là on calcule l'âge d'un corps organique en se basant sur sa teneur en ^{14}C à l'aide des compteurs à scintillation liquide]. Ces dernières épigénisent le sommet des argiles limoneuses grises (N92 5Y 6/1).

La diversité des sols peut dépendre entre autre de la variété des formations superficielles sur lesquels ils se développent. Aussi est-il difficile de penser que l'assise limono-argilo-sableuse de Doyang ait une seule origine. Sujet à controverse, elle (origine) est discutée au chapitre 4 relatif aux héritages paléoclimatiques.

Les formations superficielles du plateau de Doyang sont des colluvions charriées à partir des versants des monts Mandara à l'Ouest et des multiples inselbergs et inselbergs de la région. Elles s'inscrivent à la suite du niveau de pédiment qui s'observe dans toute cette aire des piémonts des Mandara. L'entaille récente et actuelle des mayos, certainement exacerbée par les activités humaines et les dégradations environnementales qu'elles entraînent nous amène à proposer pour l'ensemble des pédiments couverts et la pédiplaine un état de transition entre un stade actif et un stade mort. En effet, en même temps que les massifs granitiques en amont livrent des arènes qui sont étalées par les eaux de ruissellement de façon imperceptible, en aval les pédiments sont sujets à une érosion régressive prononcée.

Ce paysage des piémonts à topographie très irrégulière se prolonge vers l'aval, par des secteurs calmes constituant les plaines alluviales. Il s'agit surtout de plaines d'inondation marquée par le remplissage des lits majeurs et celui des lits vifs des cours d'eau par une surcharge de sables grossiers proche des arènes.

3-3: LES PAYSAGES DE PLAINES ALLUVIALES

Compte tenu de leur nature et de leur position par rapport au cordon sableux Limani–Yagoua, les horizons plats de l’Extême–Nord–Cameroun se subdivisent en deux unités : la grande plaine d’épandage hydrique à saupoudrage éolien et la plaine de remblaiement du Tchad. (figures 20).

3.3.1. LA GRANDE PLAINE D’EPANDAGE FLUVIATILE A SAUPOUDRAGE EOLIEN

Elle s’étend des piémonts des Mandara à l’Ouest jusqu’à la rivière Logone à l’Est. Dans l’ensemble, elle décrit une faible déclivité SSO–NNE de l’ordre de 0° 08 tout au plus à une altitude moyenne de 370 m. Au NO aux environs de Kolofata où une courbure en dôme surbaissé amène le socle granitique à l’affleurement dans le prolongement de l’arrête montagneuse à l’Ouest de Mora, la plaine est très rétrécie. Elle s’élargie vers le SE, entre les mayos Ranéo et Boula suivant l’éloignement progressif des piémonts et le cordon sableux Limani-Yagoua. Ces mayos et plusieurs autres : Motorsolo, Tsanaga...forment des ramifications et créent des marécages au pied du cordon sableux qui constitue un obstacle nécessitant de l’énergie pour le franchir. Dans ce secteur SE (plaine du Diamaré), la surface comporte de profondes incisions le long des vallées et des levées alluviales le plus souvent endiguées pour besoin de voies de communication. En dehors du dôme granitique de Djoulgouf marqué par les pointements rocheux d’Awina et de Gaboré, l’horizon n’est obstrué que par la hosséré Balda 619 m.

Le secteur SE, au NE de la pseudo-pédiplaine de Kaélé-Mindif se singularise par trois aspects :

- réseau hydrographique très indigent avec absence de cours d’eau important ;
- absence absolue d’affleurement rocheux. En effet : l’ennoisement du socle est total (365 m à Yagoua). La disparition des cours d’eau aux alentours du bombement du socle de Torok avec les chicots rocheux de Gamas laisse présager la limite entre le socle cristallin et le sédimentaire. Toutefois, comme le remarquent Bouteyre, Cabot et Dresch (1964), le contact entre ces deux formations à la périphérie du bassin tchadien est progressif, au point que les contours sont difficiles à cerner. Tout porte donc à penser qu’après l’enfoncement du socle, les formations sableuses se seraient déposées en biseau sur une paléopénéplaine cristalline ;
- prédominance de dunes.

Contrairement à Boutrais et al. (1984) qui voyaient trois ensembles : (les plaines de Mora, Maroua-Bogo et Kalfou), cette plaine contitue en fait une même unité géomorphologique couverte de dépôts sédimentaires d’inégale puissance. En effet ils s’épaississent d’Ouest en Est en fonction du plongeon du socle.

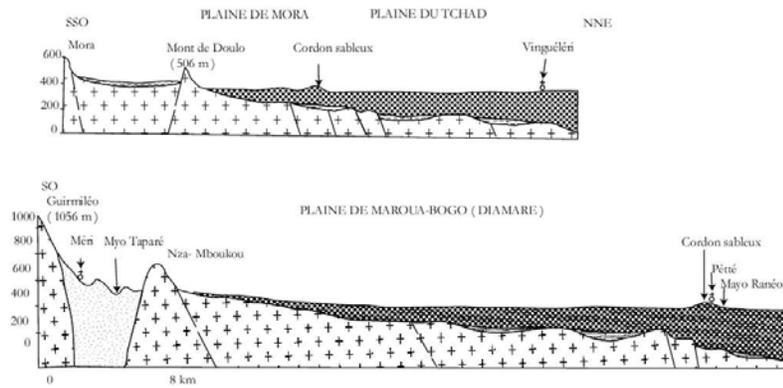
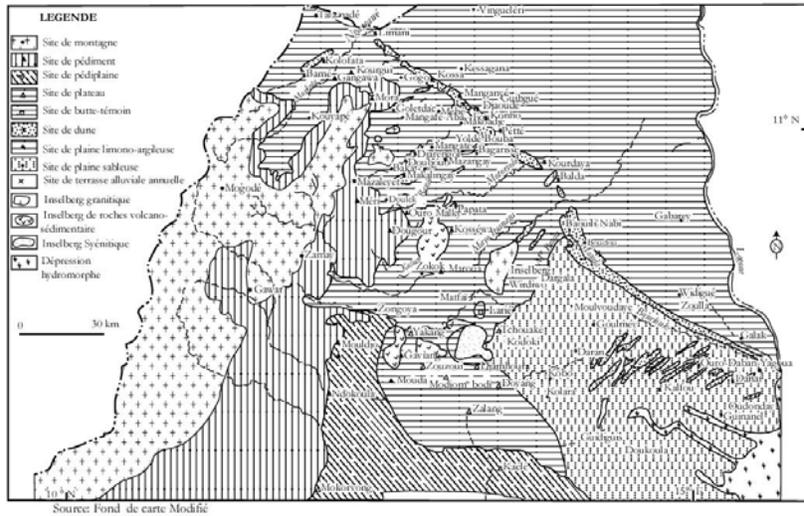
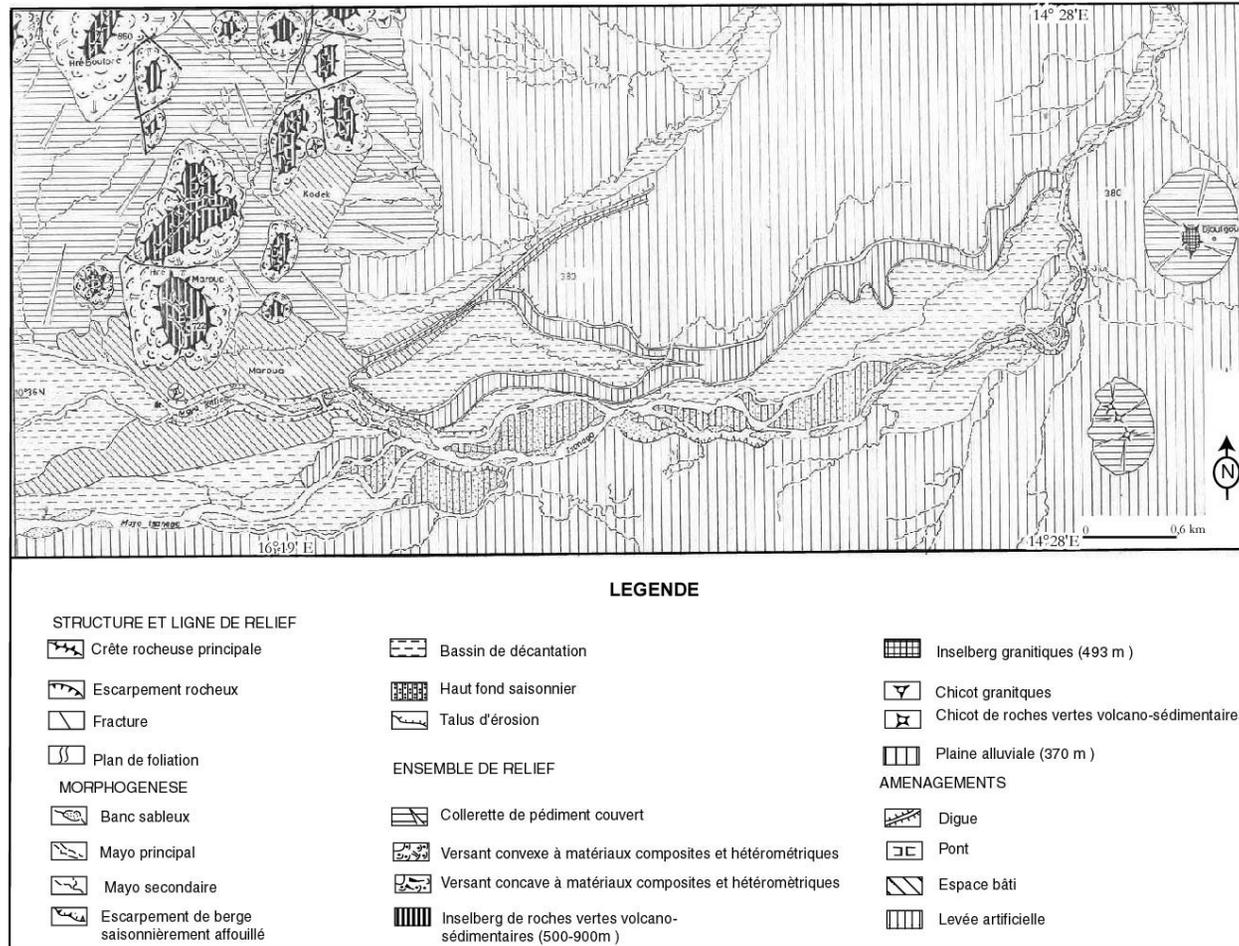


Figure 24. Coupes géologiques dans les plaines alluviales



Photographie 8. Un aspect de la plaine du Diamaré. (Ngassa, 24-VII-1998).

Les plaines constituent l'unité topographique majeure des basses terres soudano-sahéliennes extrême-nord-camerounaises. Ici, sur la piste Matfaï-Maroua, l'horizon n'est obstrué que par les inselbergs Mougoudi, Kalliao, Maroua, Mogazang qui de loin, font penser à une chaîne de montagne.



Sources: Photographies aériennes N° 185, 186, 187, 188 de la mission N8C 33XIV-XV de 1962.

Figure 25. Paysage morphologique de la plaine d'épandage fluviale à saupoudrage éolien : secteur Maroua – Bogo (plaine du Diamaré).

La coupe représentative (CAM 2002 – 4) ci-dessous a été relevée à la sortie est du village Matfaï sur la rive gauche du mayo Boula (N 10°28' - E 14° 20' à 337 m d'altitude).

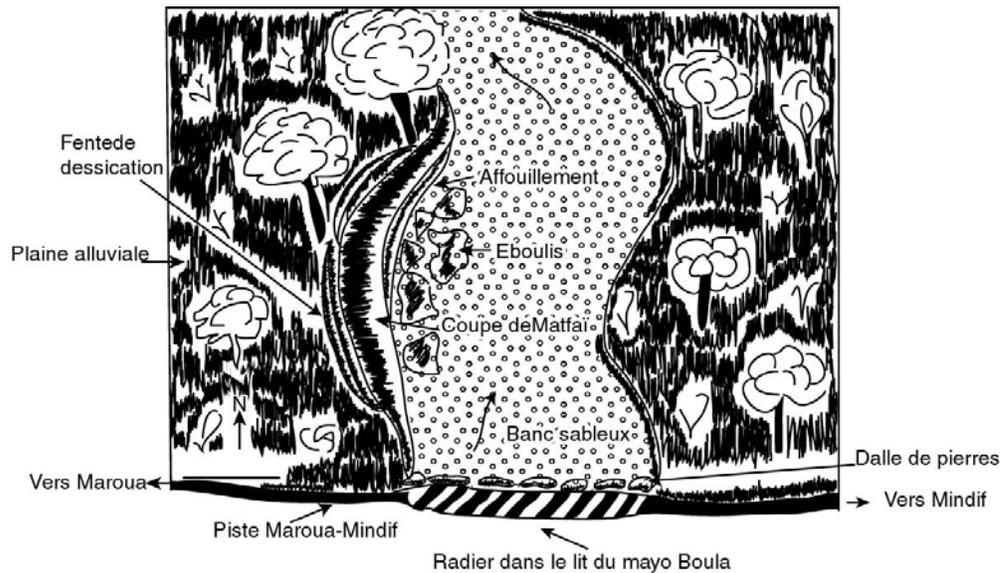


Figure 26a. Situation de la coupe de Matfaï

Cette coupe se présente comme suit :

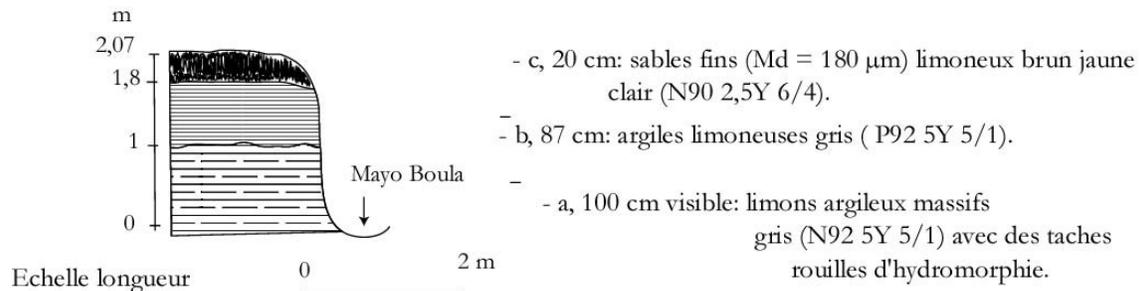


Figure 26b. La coupe de Matfaï

Cette coupe montre des matériaux très proches sauf dans les 20 derniers cm. Les caractères sédimentologiques non évolués (courbe granulométrique parabolique à tendance linéaire) à la base de la coupe traduirait un transport des particules avec un triage selectif (80 % < 50 µm). Le niveau (b) confirme la décantation dans un milieu peu agité (courbe cumulative linéaire à tendance hyperbolique). La courbe granulométrique linéaire à tendance

parabolique du niveau (c) indique un transport sur courte distance par un fluide assez fort ($N = 0,15$) et un dépôt par excès de charges.

Cette alternance de niveaux fins et plus ou moins grossiers traduit un changement temporaire de régime hydrologique dû à la variation du type des pluies. Ces matériaux se seraient déposés dans un milieu assez plat où les cours d'eau, dans leurs cours aval ont presque atteint leur profil d'équilibre et ont abandonné leur charges par perte d'énergie (indice d'évolution granulométrique proche de zéro : $N \# 0$).

Ces alluvions portent plusieurs types de sols en fonction de la granulométrie de la position et même de l'âge (Brabant et Gavaud, 1985): à Matfaï ce sont des sols vertiques sous des reliques de forêts claires sèches à *Anogeissus leiocarpus*, *Acacia sieberiana*....alternant avec des parcs cultivés à *Acacia albida*, *Balanites aegytiaca*. Dans les secteurs déprimés, le karal porte originellement une steppe à *Acacia séyal* et *Acacia senegalensis*. Mais dans la plupart des cas, ils sont cultivés en muskwari (photographie 9 ci-dessous).



Photographie 9. Un champ de muskwari. (piste Gazawa-Gawar, 19-I-2003)

Les travaux de refection de la piste font découvrir l'état sec du sol en surface, cependant ce « karal » a contenu suffisamment des réserves d'eaux nécessaires au cycle végétatif du sorgho jusqu'en plein cœur de la saison sèche d'où le nom de sorgho de contre saison : « Muskwari ». Notons le contraste entre l'exubérance de ce champ et l'état sec du sol.

Les alluvions récentes à actuelles constituant les bourrelets latéraux le long des berges des mayos portent des galeries à *Acacia sieberiana*, *Kaya senegalensis*, *Daniellia oliveri*.

Sur les alluvions fluviales anciennes argilo-sableuses à argileuses comme à la sortie SSE de la ville de Maroua (mayo Ferngo : $N 10^{\circ} 35'$ – $E 14^{\circ} 20'$), les planosols-solonetz-vertisols fréquemment érodés et dégradés en « hardé » sont sous couvert steppique claire à épineux : *Lansea humulis*, *Ballanites aegyptiaca*, *Acacia seyal*, *Anogeissus leiocarpus*. *Gueira senegalensis* est caractéristique des sols ferrugineux tropicaux des formations éoliennes qui constituent le saupoudrage au dessus des épandages fluviales (20 cm à Matfaï) mais aussi de

dépôts de plus en plus épais en direction du SE vers l'erg de Kalfou [1,50 m sur 3 m visible d'argile grise à pouppées calcaires et 1,30 m d' un niveau verticale à Dargala (N 10° 33' – E 14° 36')].

3.3.2. LA PLAINE DE REMBLAIEMENTS DU TCHAD.

La plaine du Tchad s'étend du cordon sableux Limani–Yagoua aux rives actuelles du lac Tchad. Par ailleurs elle déborde largement de part et d'autre du territoire camerounais sur les républiques du Nigéria à l'ouest et du Tchad à l'Est. Son altitude moyenne est de 300 m. Son extrême platitude n'est brisée que par le complexe trachyto–syénitique de Waza qui culmine à 608 m à Gourou. Les innombrables buttes anthropiques (1 à 2 m au-dessus de la plaine) héritées de la Civilisation Sao* constituent des micro-reliefs. (*civilisation des peuples ayant vécu au Sud du lac Tchad. Caractérisée par la terre cuite, elle connu son appogée entre le IXème et le XVIème siècle, quand elle disparaît suite aux attaques des peuples Kanembou et Massa*).

Les trois collines du rocher de Waza alignées N-S et de petits amoncellements de sables constituent la limite entre le yaéré* (*terme peulh, désignant une haute savane perenne sur plaine ou une aire hydromorphe, saisonièrement inondable*) de Waza alimenté par le mayo Nguétchéwé et le Logone. Cette prairie inondable à cause des débordements des hautes eaux de la rivière Logone et de la terminaison des mayos descendant des monts Mandara (Tsanaga et la retenue d'eau de Maga) est une spécificité du secteur oriental de la plaine de remblaiement du Tchad. Elle constitue une frayère (la pêche constitue l'une des vocations de la retenue d'eau de Maga) et un pâturage vert de saison sèche. En effet, le grand yaéré constitue une zone de transhumance pour les éleveurs des 4 pays (Cameroun, Tchad, Niger, Nigéria) membres de la Commission du Bassin du Lac Tchad (C.B.L.T.).



Photographie 10. Le « yaéré ». (Djafga, 15-I-2003)

La photographie présente un troupeau de bœufs, pataugeant, en train de paître dans une prairie à *Echinonochloa pyramidalis*, *Hyparnia rufa*, *Oriza longistaminata* et *Pennisentum ramosum*.

La partie proximale de la trace du rivage du paléomégalac Tchad est jonchée de petites playas* (*terme d'origine espagnole désignant une plaine d'épandage*), à la terminaison des puissants mayos qui, après avoir assez divagué en amont, ont finalement réussi à le franchir. La très faible déclivité de ce secteur du Sud au Nord de 0°004 laisse quand même percevoir à l'examen des détails de légers bombements de terrain sableux alternant avec de petites dépressions saisonnièrement marécageuses et de fonds argileux tous orientés SO-NE (direction des dunes longitudinales et de celles de l'erg de Kalfou). Les sols hydromorphes minéraux vertisols que portent ces derniers sont sous savane claire arborée à *Echinochloa pyramidales*, *Colona*, *Stagnina* et *Acacia seyal*.

La coupe CAM 2002-5 (figure 28) ci-dessous correspond à la paroi d'un puits creusé sur un dos de terrain sableux à Vinguéléri (N 11° 17'-E 14° 22', altitude 320 m) aux confins du Nigéria;

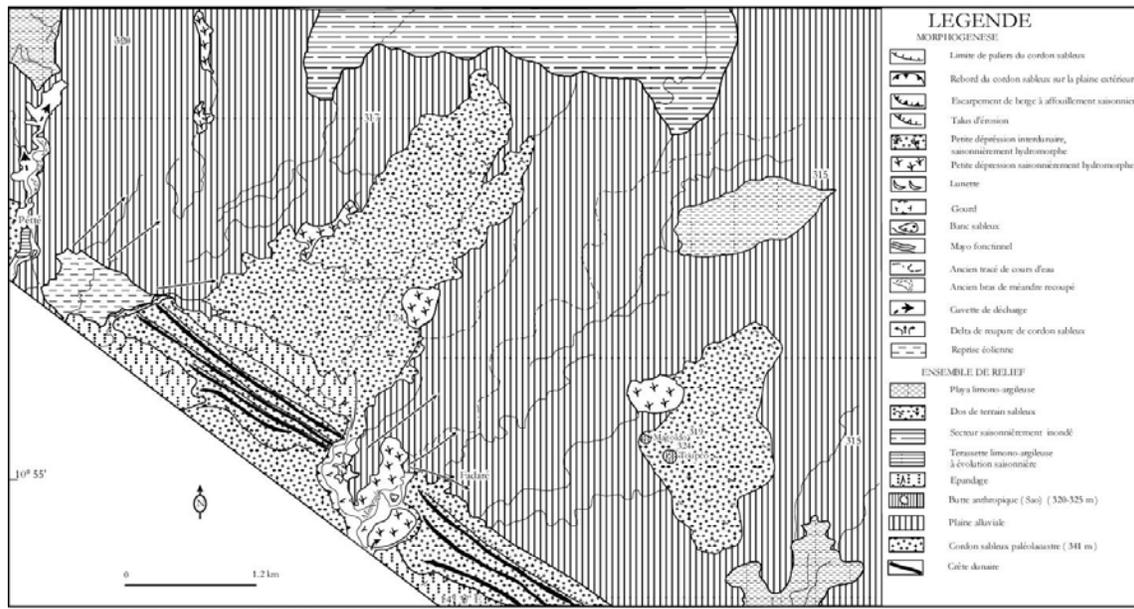


Figure 27. La plaine de remblaiement du Tchad au-delà de Fadaré sur le cordon sableux paléolacustre tchadien.

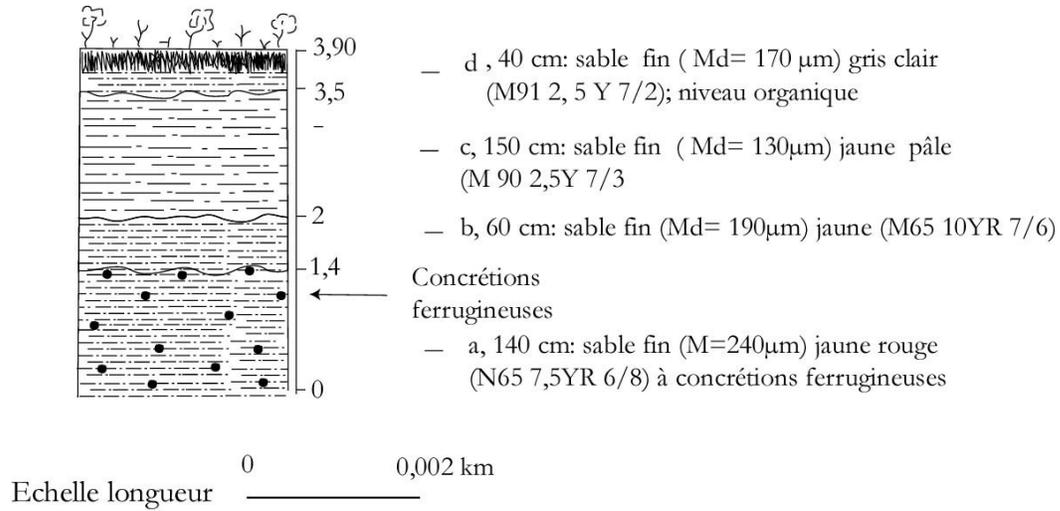


Figure 28a. La coupe de Vingueléri

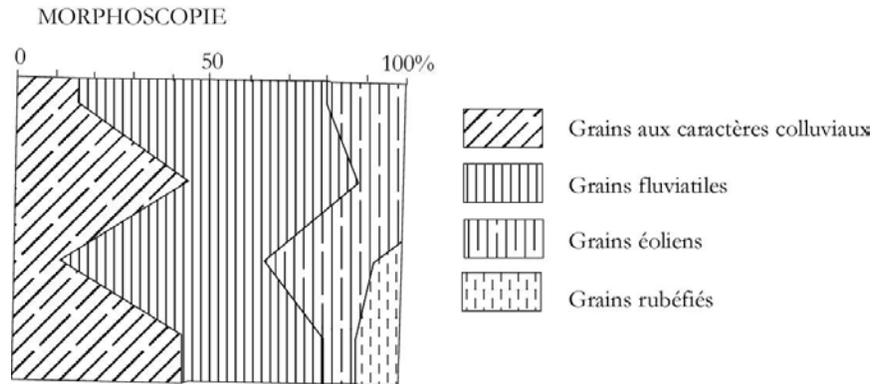


Figure 28b. Données morphoscopiques

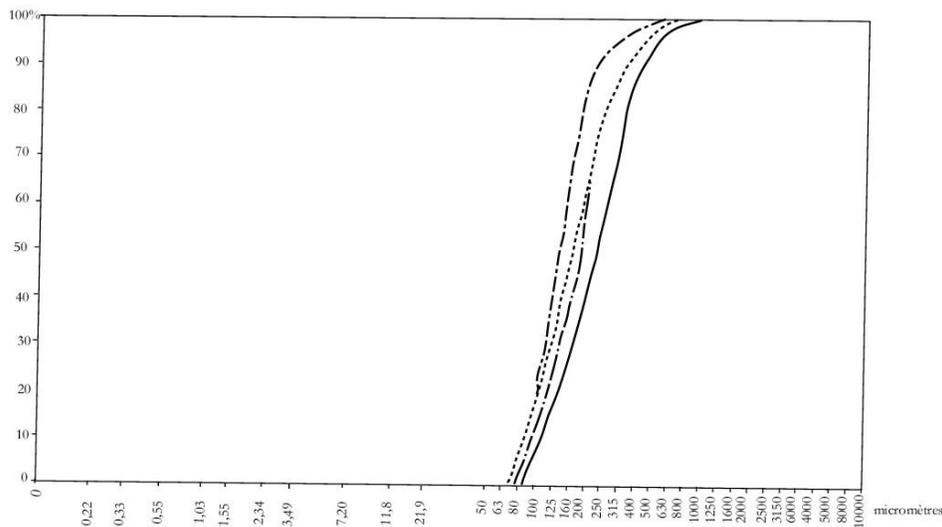


Figure 28c. Courbes granulométriques

Tous ces niveaux montrent des sédiments fins ($Md = 130$ à $240\mu m$) dont les courbes et paramètres granulométriques traduisent l'homogénéité (Hé proche de $Qd\phi : 0,30 - 0,31$). Cette homogénéité relèverait de leur origine commune et surtout du même processus de mise en place. Le redressement des courbes cumulatives, le pourcentage des grains de quartz éolisés (20 à 30 du stock) et même l'orientation des éléments topographiques sans oublier la présence diffuse de quelques *Guéira sénégalsensis* nous font penser aux racines de dunes dans le prolongement de l'erg de Kalfou, dunes arasées ici par les eaux du paléomégalac Tchad holocène.

Vers l'Est, le remblaiement sédimentaire sur plusieurs centaines de mètres s'achève en surface soit :

- par des limons de débordement du Logone sur lesquels se développent des vertissols (argilo-sableux) sous parc à *Hyphaene thebaïca*, *Acacia albida* dans les secteurs exondés ;
- Par des argiles à vertissols hydromorphes très lourds sous *Hyparrhenia rufa*, *Vetivera nigrifolia*... dans le grand yaéré.

A Zoulla (N $10^{\circ} 23'$ E $15^{\circ} 16'$, altitude 300 m), à la sortie nord de Yagoua, La coupe (CAM 2002-6) correspondant à la paroi d'un puits se présente comme suit :

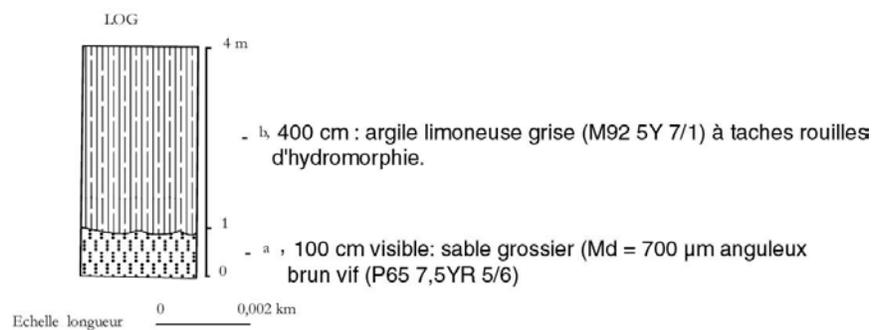


Figure 29a. La coupe de Zoulla

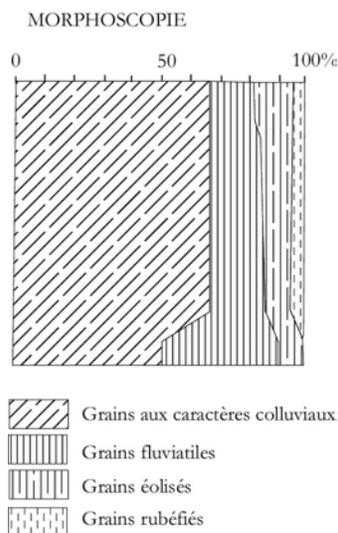


Figure 29b. Données morphoscopiques

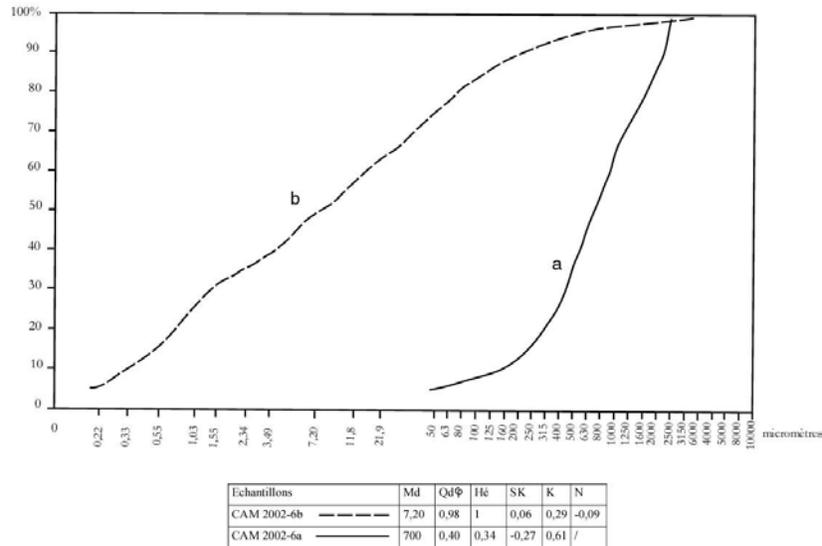


Figure 29c. Courbes et paramètres granulométriques

Des sédiments alluviaux (courbe granulométrique parabolique) moyennement triés ($Qd\Phi = 0,4$) appartenant probablement au Continental Terminal constituent le niveau aquifère (a) au-dessus duquel il ya eu décantation de particules en milieu calme (courbe granulométrique hyperbolique) d'abord dans le paléomégalac Tchad et probablement dans les eaux de débordement du Logone.

Conclusion.

Ainsi, encore assez forts à la sortie orientale des monts Mandara, les courants fluviaux ont apporté des alluvions au-dessus d'un substratum cristallin subaffleurant. Le nivellement et l'étalement des matériaux a engendré un écoulement diffus. A partir des piémonts immédiats, les matériaux ont progressivement ennoyé une paléotopographie façonnée dans le socle mais dominée encore par endroits par des reliques d'une cuirasse gravillonnaire (repérées dans une coupe à 1,80 m à la sortie nord de la ville de Maroua) et des lambeaux d'une formation argilo-limono-sableuse, dans l'extension de l'assise dite de Doyang.

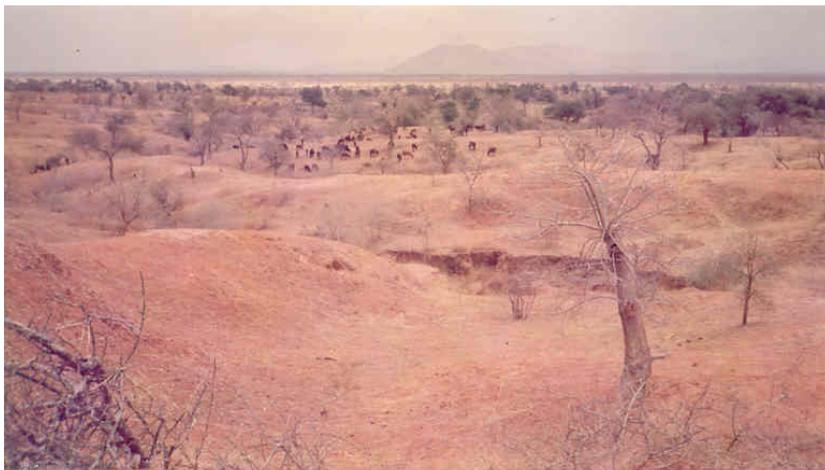
En amont du cordon sableux Limani-Yagoua les dépôts sont constitués d'une alternance de niveaux sableux et de limons argilo-sableux. Les premiers témoignent de conditions climatiques semi-arides et les seconds des ambiances assez humides. Les lentilles de sables grossiers que ces dépôts enchâssent par endroits, correspondent vraisemblablement à d'anciens chenaux de cours d'eau qui ont subi des migrations latérales. En aval les matériaux sont très fins. En effet, la longue distance du transport engendre la perte d'énergie des courants fluviaux. De plus, les faibles pentes favorisent la sédimentation des particules, inhumant les sables anciens du Continental Terminal soit dans les petites playas aux débouchés des mayos dans la plaine du Tchad, soit dans les petites dépressions longitudinales ou encore dans le grand yaéré déjà assez remblayé par les alluvions du Logone. Dans les secteurs sableux où l'hydrographie n'est pas organisée, les actions hydriques se sont conjuguées aux effets éoliens pour remanier les grains de quartz. Ils constituent soit un saupoudrage soit un chapeau de sable au-dessus des niveaux argilo-limoneux. Tout porte à penser qu'il s'agit des racines ou des traces d'un erg de sable rouge dont celui de Kalfou ne serait qu'une relique.

3.4. LES MARQUES LES PLUS MERIDIONALES DU SYSTEME GLOBAL D' ACTIONS EOLIENNES SAHARO-SAHELIENNES (SGAE) ET DU PALEOMEGALAC TCHAD HOLOCENE.

3.4.1. LES DUNES LONGITUDINALES ET L'ERG DE KALFOU

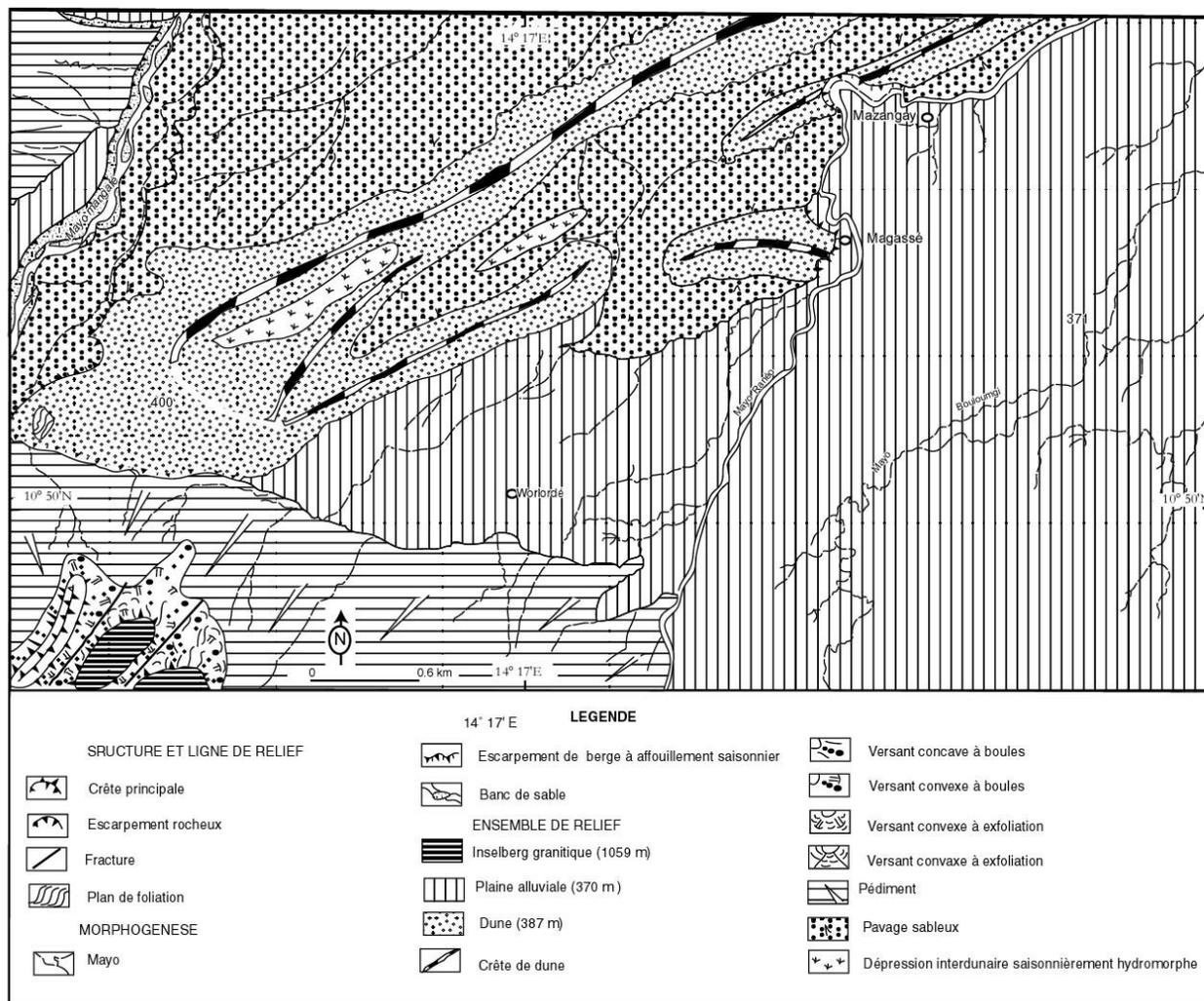
3.4.1.1. LES DUNES LONGITUDINALES.

Entre Bogu (N 10° 44'-E 14° 37') et Kolofata (N 11° 10'-E 14° 01'), surtout dans le secteur nord-ouest de la vaste plaine nord du Diamaré et le pédiment de Mora, se disséminent des alignements de sables rouges à jaunes rouges orientés SO-NE. Dominant les bas secteurs attenants d'une dizaine de mètres, ils sont dans la plupart des cas ancrés aux contreforts des affleurements rocheux. Celui qui s'étire de Makalingay (N 10° 51'-E 14° 15') à Mazangay (N 10° 51'-E 14° 14') sur 12 km est haut de 25 m et s'arrime à Makalingay à la face nord de l'inselberg de Molkoa 1059 m. La dune de Goleldadi (N 11° 02' - E 14° 15') est accrochée aux pointements rocheux de Mahoula et de Djoundé. Au pied du hosséré Konho (N 11° 01'-E 14° 07'), ces sables rouges plus ou moins aplanis forment des amoncellements dans un paysage tourmenté. De Aissa Kardé (N 11° 07'-E 14° 15') où un chicot rocheux sert de point d'attache, une de ces dunes s'allonge sur 12 km jusqu'à Mongonyé. La dune de Kolofata, la dernière en territoire camerounais en direction de l'Ouest (Nigeria) traverse la localité et s'allonge de Bamé jusqu'au rocher de Gréa 669 m sur 8 km. Si de la plaine attenante on pense avoir affaire à une barrière, au sommet, on se rend très vite compte qu'il s'agit tout simplement d'un amas de sables fins pulvérulents plus ou moins étalés à une dizaine de mètres au-dessus de la plaine. Son versant sud est fortement entaillé par l'érosion qui y a créé de multiples têtes lobées de style lavaka profondes de 3 à 6 m, toutes orientées vers le mayo Wayam-Mayata qui coule parallèlement à son pied.



Photographie 11. Paysage dunaire à Kolofata. (Kolofata, 6-IV-1990)

- En arrière plan se dresse dans la brume sèche le rocher de Gréa 669 m, un inselberg granitique intrusif plutonique ultime dans la plaine du secteur de Kolofata sous parc d'*Acacia séyal*.
- En avant plan la dune de sables rouges de Kolofata présente de profondes entailles de type lavaka. Les argiles-sableuses à la base constitue en effet un niveau d'arrêt favorisant la naissance de sources. Ces dernières minent les flancs de la dune. Les têtes de vallées qui se créent reculent par éboulement. Notons en passant la présence d'un troupeau de bœufs en vaine pâture.



Sources: Photographies aériennes N° 077, 078, 079, 080 de la mission N-C.33XIX-XV de 1962

Figure 30. Les dunes longitudinales fixées (« goz ») entre Makalingay et Mazangay.

Sur ces sables rouges caractéristiques se développent des sols ferrugineux tropicaux. Ces « yoldés »* (*terme fofouldé, dialecte local, désignant des sols sableux*) sont sous un couvert dense de *Gueira senegalensis* comme le montre la photographie 12 ci-dessous. Ainsi fixées par la végétation, ces dunes peuvent être assimilées aux goz* (*terme arabe désignant des dunes longitudinales fixées par la végétation dans le Sahara méridional et égyptien*)



Photographie 12. Un parc dense à *Gueira senegalensis*. (Piste Bougay-Lokoro, 15-I-2002)

Gueira senegalensis, pouvant atteindre 3 à 4 m de hauteur, est caractéristique des formations sableuses éoliennes rubéfiées. On le rencontre sur les dunes longitudinales, dans l'erg de Kalfou et sur le cordon sableux Limani-Yagoua. Cet arbuste reste vert et surtout fleurit en saison sèche contrairement au tapis d'herbacées grillé par la canicule à ses pieds.

Une coupe représentative (CAM 2002-7) a été relevée dans ce matériel à Mazangay (CAM 2002-7).

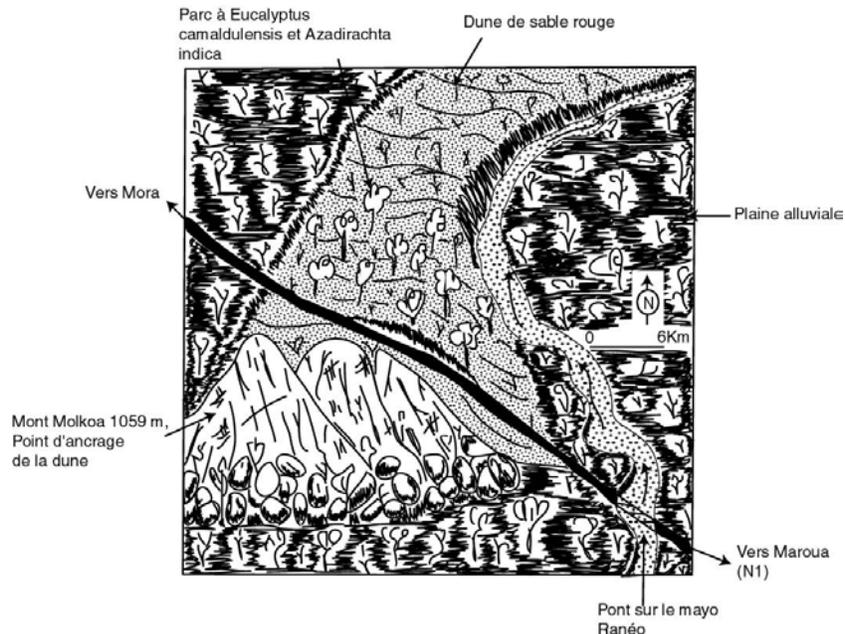


Figure 31a. Situation de la coupe de Mazangay

Haute de 5,80 m , la coupe correspond à la berge rive droite du mayo Ranéo et se présente comme suit :

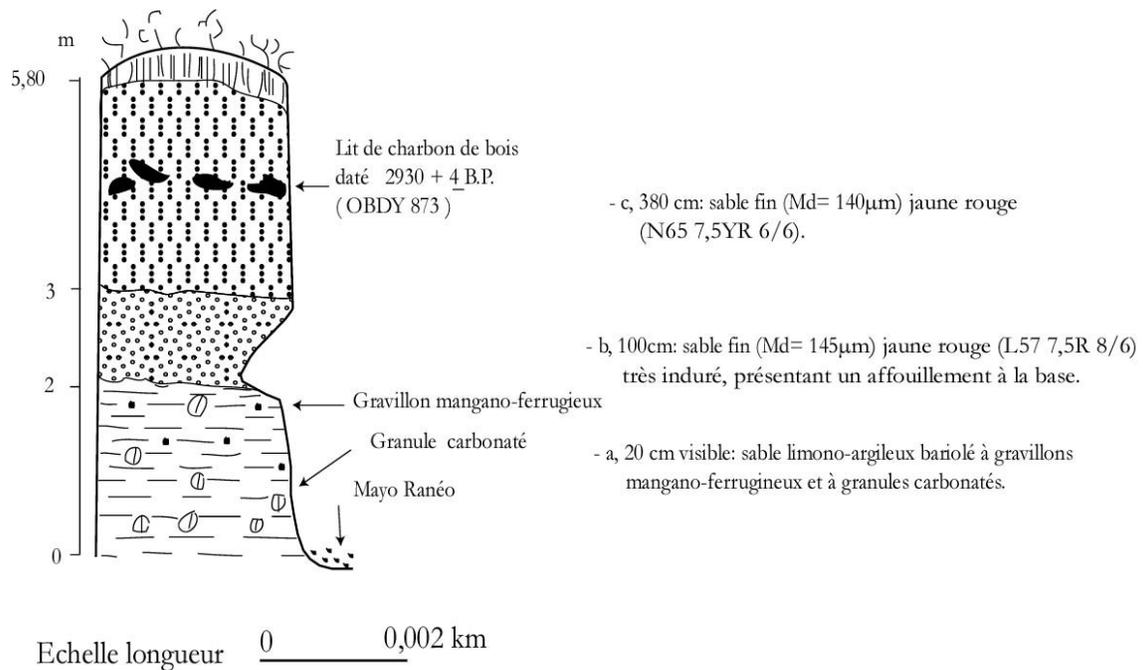


Figure 31b. La coupe de Mazangay

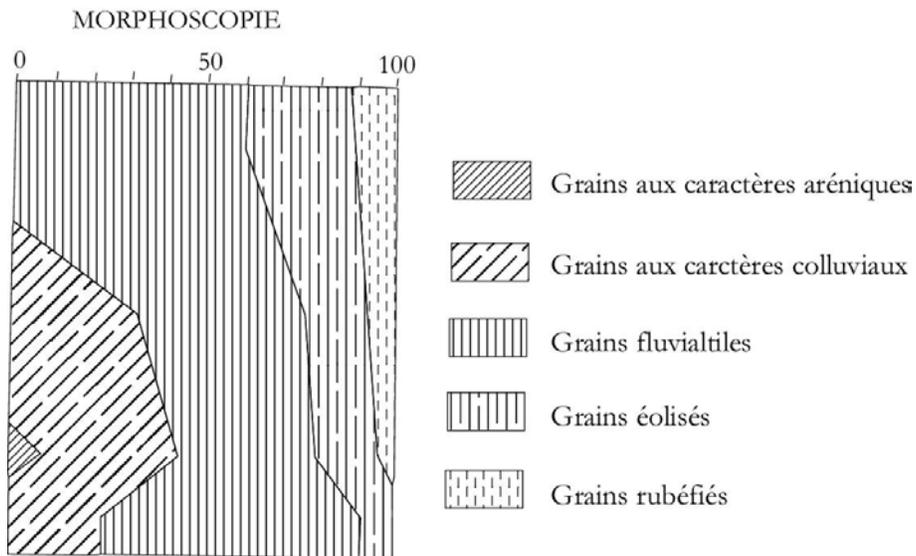
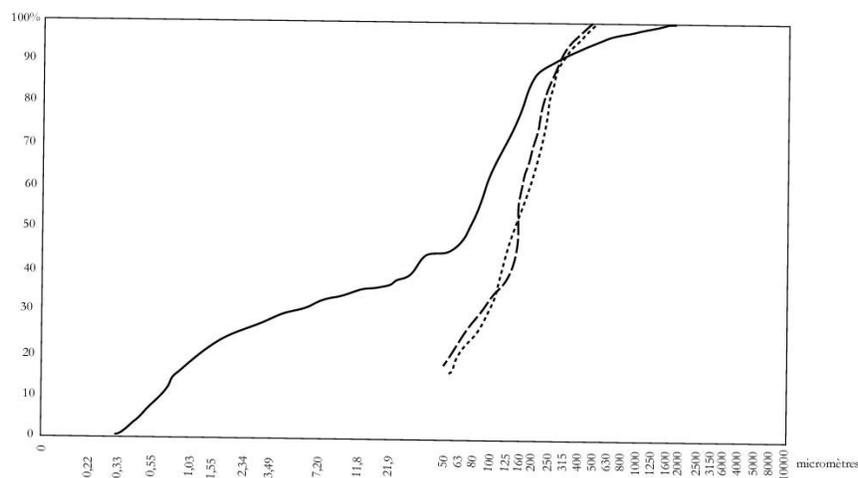


Figure 31c. Données morphoscopiques



| Echantillons | Md | Qd Φ | Hé | SK | K | N |
|--------------|-----|-----------|------|-------|------|------|
| CAM 2002-7c | 140 | 0,31 | 0,30 | -0,14 | 0,17 | / |
| CAM 2002-7b | 145 | 0,29 | 0,18 | -0,19 | 0,15 | 0 |
| CAM 2002-7a | 70 | 1,28 | 0,40 | -0,47 | 0,14 | 0,03 |

Figure 31d. Courbes et paramètres granulométriques

Le niveau (a) comporte des gravillons mangano-ferrugineux et des granules carbonatés. Si les derniers se forment in-situ par consolidation de carbonate de calcium dans les feldspaths sodi-calciques comme nous l'avons déjà mentionné plus haut, les premiers quant à eux, résulteraient du démantèlement d'un paléosol cuirassé et se seraient déplacés par transport hydrique. Ce sédiment présente une courbe granulométrique logarithmique. Le palier qu'elle présente traduit une évolution pédogénétique ($N = 0,03$) de dépôts fins ($Md = 70\mu m$)

Le niveau (b) présente un matériau homogène ($Hé = 0,84$) bien classé ($Qd\phi = 0,29$).

Le niveau (c) a les mêmes caractères sédimentologiques que le niveau précédent. Il enchâsse un lit de charbon de bois à 170 cm de la surface. La datation 2930 ± 40 BP (OBDY 873) y référencée obtenue sur ce marqueur paléoenvironnemental traduirait un épisode éolien postérieur à la mise en place de cette dune kanémienne ? (20000–12000 BP), puisque ne se trouvant pas à la base de l'édifice dunaire.

Ce matériau ne présente que 40 % de grains ronds-mats (éolisés). Cependant, sa courbe granulométrique assez redressée et le taux pondéral des minéraux lourds (0,65 %) (tableau en annexe) sont caractéristiques d'actions éoliennes. Les caractères fluviatiles des grains de quartz à 60 % seraient antérieurs à la mise en place de la dune, ce qui indique qu'il s'agit d'une formation fluviatile remaniée.

Comme sus-indiqué, ces dunes occupent des positions topographiques hautes par rapport à l'altitude de la plaine et du pédiment où elles sont hors de portée de tout courant hydrique. Les produits d'épandage fluviatile des secteurs attenants sont par endroits coiffés en

effet par des sables fins appartenant vraisemblablement à des dunes arasées. Vers le SE en effet, le bombement du socle au niveau du plateau de Doyang (400 m contre 300-330 m dans les plaines) s'est érigé en une barrière ou tout au moins a dévié les puissants mayos descendant des monts Mandara qui auraient pu niveler ces constructions sableuses. Il s'est constitué alors une « réserve » pour ces dunes de sables rouges de Moulvouday à Yagoua où elles forment l'erg de Kalfou.

3.4.1.2. L'ERG DE KALFOU

De Moulvouday (N 10° 25'–E 14° 52') à Yagoua (N 10° 21'–E 15° 13') les dunes de sables rouges s'ordonnent en un faisceau parallèle à crêtes orientées SO-NE comme celle des alignements sableux précédents. Elles butent contre le grand cordon sableux Limani-Yagoua suivant un angle de 55°. Hautes de 10 à 15 m et larges de quelques 700 m, elles sont régulièrement séparées par des dépressions interdunaires étroites, allongées sur 20 à 35 km. Ces dernières à l'instar de petites cuvettes de déflation sont hydromorphes en saison de pluies.

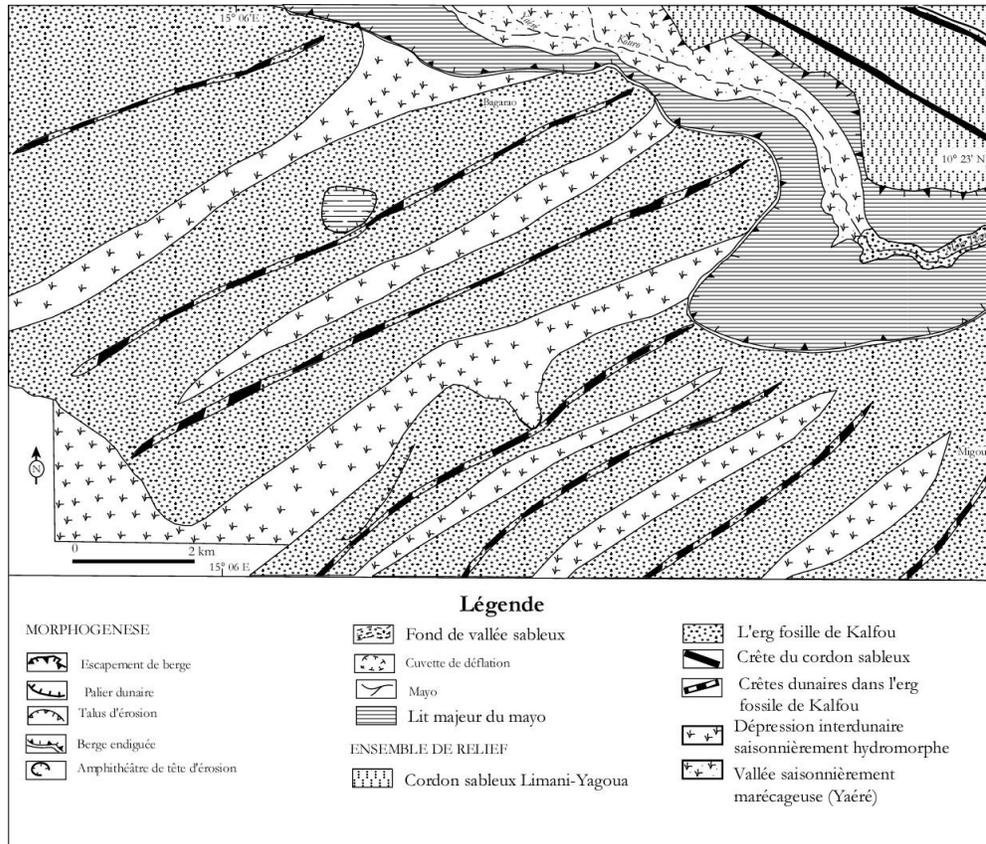
Les mares saisonnières que portent certaines de ces petites dépressions sapent la base des dunes, amorçant une érosion qui se manifeste sur les versants par des griffures d'érosion ou de petites têtes de vallées.

Le mayo Bourlouk, haut mayo Danay en passant par le yaéré Kouro, semble surimposé à ce système dont il entaille l'extrémité NE, aussi bien que le cordon sableux Limani-Yagoua, au pied duquel il coule parallèlement. Ce mayo marque la limite morphologique entre les deux unités sans pour autant qu'il y ait une différence au point de vue sédimentologiquement. Les coupes réalisées dans le secteur montrent un matériau indifférencié jusqu'à la nappe phréatique (4 m dans le talweg). (Figure 28).

L'échantillon témoin (CAM 2002 - 8) prélevé par carottage au sommet d'une de ces dunes dans une large excavation de 12 m de profondeur visible à la sortie Est de Yagoua au pied de l'école construite dans le cadre de la coopération japonaise (N 10° 19'–E 15° 14', altitude 335 m) est un sable fin (Md = 130 µm) pulvérulent rouge (P20 2,5YR 5/6), très bien classé (Qdφ = 0,17), avec 50 % du stock éolisé.

Une courbe granulométrique très redressée, un grand pourcentage de grains de quartz ronds-mats (50 %), un pourcentage pondéral de minéraux lourds égal à 0,56 que cet échantillon a sont des caractères typiques d'un matériau éolien. Il s'agirait en fait d'une reprise éolienne par vents faibles (SK = -0,13) des matériaux qui ont été antérieurement remaniés par des actions fluviales.

Ces sables dunaires reposent sur des limons sableux jaunes (S 85 2,5Y 7/6), à passées rouilles d'hydromorphie, proche de l'assise limono-argilo-sableuse de Doyang. L'échantillon témoin (CAM 2002–9) prélevé à 3 km à la sortie Est de Guidiguis (N 10° 08'–E 14° 43', altitude 414 m) a 40 % de grains aux caractères fluviaux (épandages fluviaux). Ce matériau fixé par une végétation de *Gueira senegalensis* connaît une évolution pédogénétique (courbe granulométrique logarithmique).



Sources: Photographies aériennes N° 3550, 3552 de la Mission A.E 194 de 1961-62.

Figure 32. Paysage géomorphologique à la jonction entre l'erg de Kalfou et le cordon sableux paléolacustre tchadien

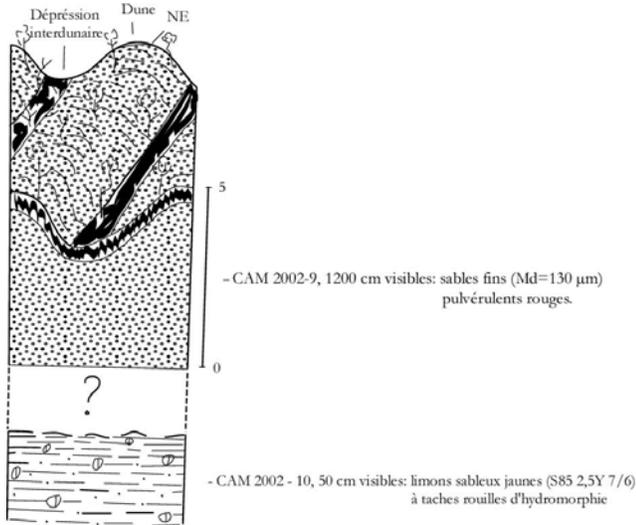


Figure 33a. La coupe de Kalfou - Guidiguis

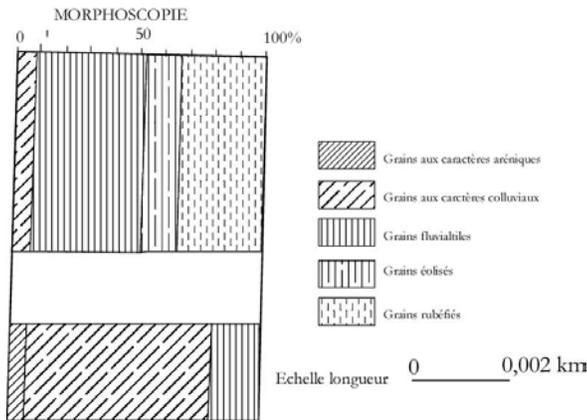


Figure 33b. Données morphoscopiques

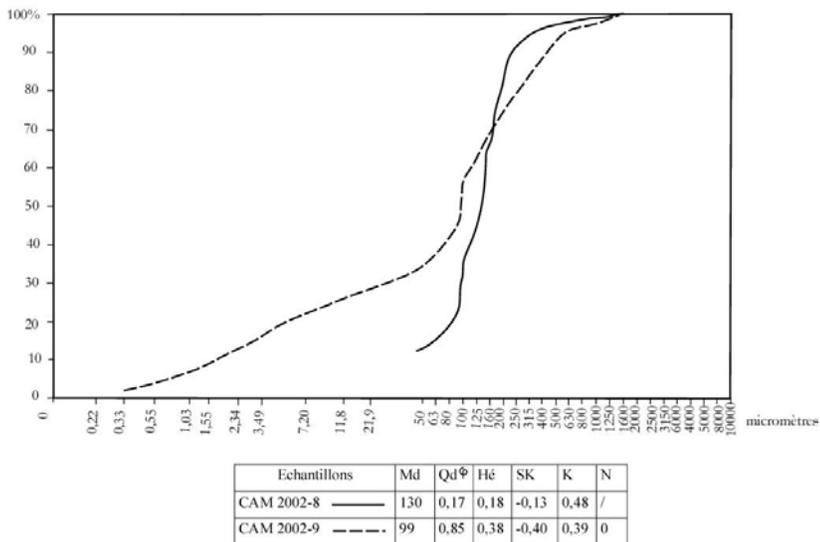


Figure 33c. Courbes et paramètres granulométriques



Figure 34. Scène SPOT 5 P + X S N° 088 /329, 088 / 330, 089 / 229 et 089 / 330 présentant le paysage à la jonction de l'erg de Kalfou, les nappes sableuses du secteur de Lokoro et le cordon sableux paléolacustre tchadien.

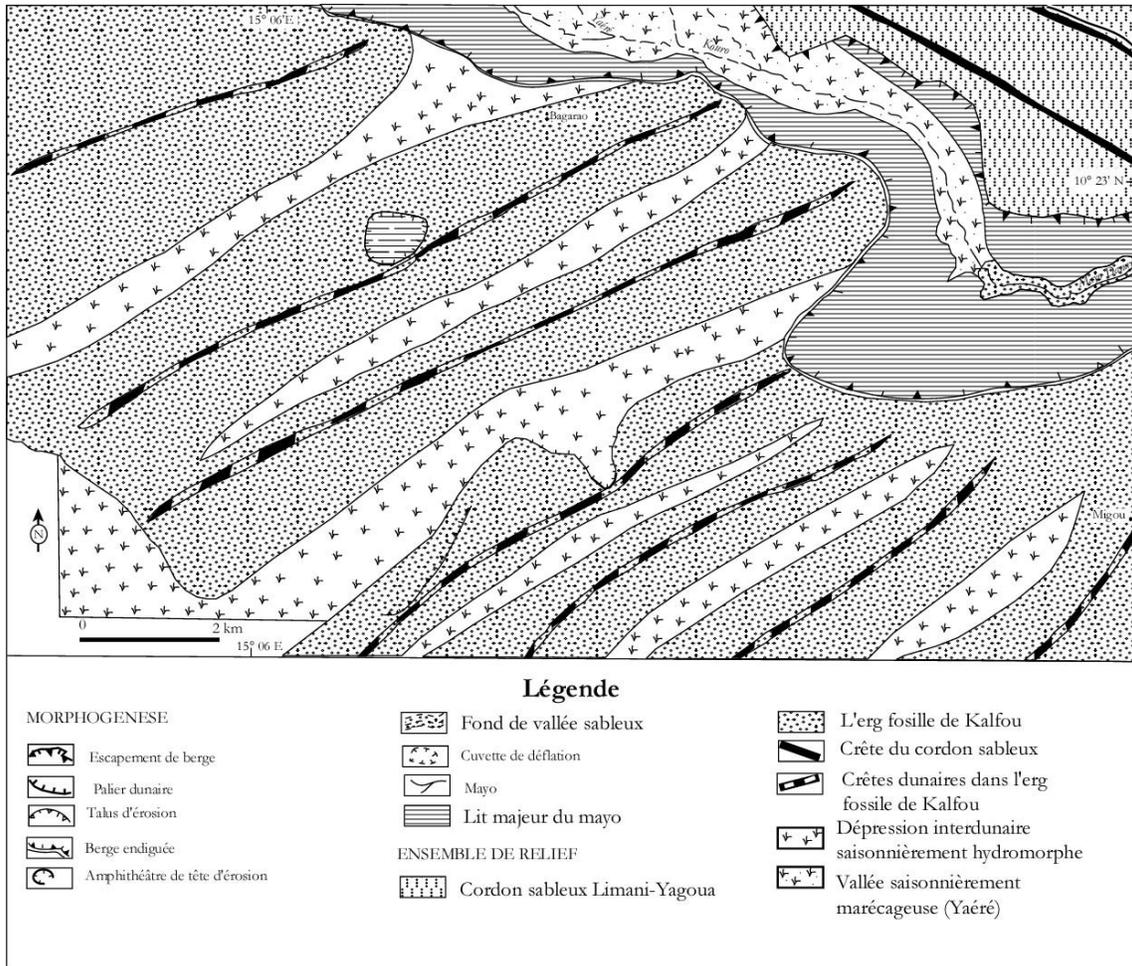
Ces épandages fluviatiles remarquables par la quasi absence d'axe hydrique actuel ont été modélisés en dunes longitudinales probablement par l'Harmattan (NE-SO) sauf vers l'Est où ils se disposent en bandes suivant une orientation SE-NO, constituant le « système dunaire de Lokoro ».

En effet, de Golompoui (N 10° 01'-E 15° 07') au Sud jusqu'à la vallée du Yaéré Kouro et du mayo Danay au pied du cordon sableux paléolacustre tchadien au Nord (N 10 26') et de Doukoula (N 10° 07'-E 14° 58') à l'Ouest jusqu'à la dépression du lac de Fianga à l'Est (N 10° 10'-E 15° 14'), les épandages sableux sont marqués par 5 dépressions interdunaires, saisonnièrement hydromorphes et/ou marécageuses d'orientation NO-SE. Le lac de Fianga les sépare du « bec de canard »* (*petite langue de terre localisée à l'extrême SE de la plaine du Logone. Limitée du SE au NO par ce cours d'eau, elle est séparée du Tchad par une frontière artificielle*). Ces dépressions sont bien visibles même dans l'erg de Kalfou sur les images satellitaires Spot N° 088 / 329 et 088 / 330. Ces dépressions sont subparallèles et calquent probablement leur tracé sur un réseau de failles. Ces dernières peuvent être suivies vers l'Ouest jusqu'à Boudou (N 10° 42' - E 14° 41') où le mayo Boula déviant son cours SO-NE épouse la direction NO-SE devenant mayo Mouda, conformément à la dépression du yaéré Kaoun-mayo Bourlouk-mayo Danay. De même le changement de direction (NO-SE) de ce mayo entre Ouré-Bouné (N 10° 31'-E 14° 26') et Gay-Gay Kounaré (N 10° 28' - 14° 33') s'aligne sur la dépression de Daram-Kalfou-Guinane. On a ainsi dans le paysage des bandes sableuses avec des sommets très étalés à 335-340 m d'altitude. Elles sont plus ou moins rectilignes et larges de quelques 1,6 km. Ce sont celles de Golompoui, de Lokoro, de Guinane et de Bougay.

Ces observations excluent l'hypothèse de corridors interdunaires d'un mégatransverse SE-NO, perpendiculaire à l'Harmattan.(Mainguet et Wakponou, 2002). Cette thèse d'une origine tectonique met en doute l'idée de Sieffermann et Vallerie (1963) selon laquelle les dépressions hydromorphes interdunaires correspondraient aux marécages et aux «lagunes» ayant marqué les étapes successives du retrait d'un paléomégalac dont le niveau a oscillé entre 350 et 450 m (Hervieu, 1975) à travers le sillon des lacs Fianga-Tikem-Toubouris au profit du bassin de la Bénoué. En effet, hormis la morphologie, l'orientation et la position topographique de ces bandes sableuses à 335-340 m et le pourcentage de grains de quartz fluviatiles (90 %), on n'a aucune preuve tangible de l'existence d'un grand lac entre 25000-20000 BP («Ghazalien supérieur»)* [*terme créé par Servant (1983), correspondant plus ou moins au Pléistocène Supérieur. C'est une période humide qui s'est étendue entre 35000 et 20000 B.P. et a été marquée par des extensions lacustres*].

La différence entre cette formation et celle de Kalfou n'est que le façonnement de cette dernière en dunes longitudinales. En effet, un moule structural (failles) orienté SE-NO aurait eu raison d'un façonnement de dunes suivant la direction de l'Harmattan (NE-SO). D'ailleurs, sur les images satellitaires SPOT N° 088/329 et 088/330 et même sur le terrain, cette orientation est décelable au sommet des bandes sableuses.(Figure 34).

Le matériau dunaire (CAM 2002 - 10) prélevé à la tarière au bord de la piste Guinane- Bougay (2 km au NE) à 1 m de profondeur au sommet d'une dune haute de 7 m (N 10° 11'-E 15° 06', altitude 3 54 m) est constitué de sables rouges jaunes (P45 5YR), pulvérulents. C'est un matériau fin (Md = 130µm), bien classé (Qdφ = 0,20) avec 48 % du stock éolisé.



Sources: Photographies aériennes N° 3550, 3552 de la Mission A.E 194 de 1961-62.

Figure 35. Paysage géomorphologique à la jonction entre l'erg de Kalfou et les nappes sableuses du secteur de Lokoro

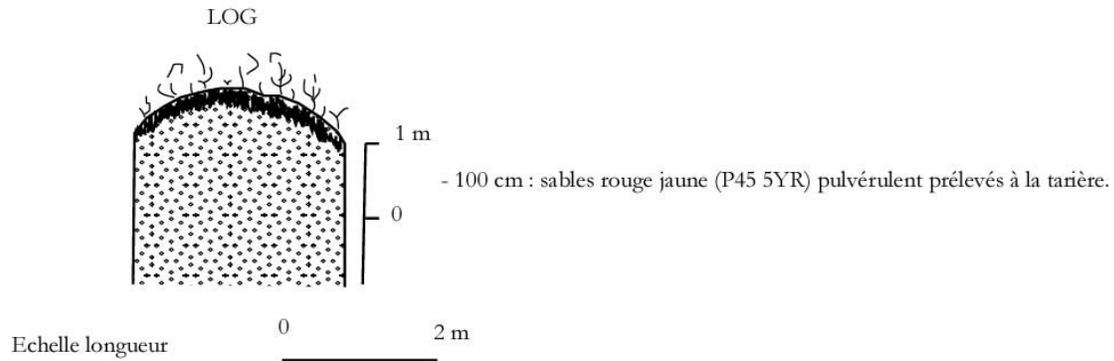


Figure 36a. La coupe de Guinane

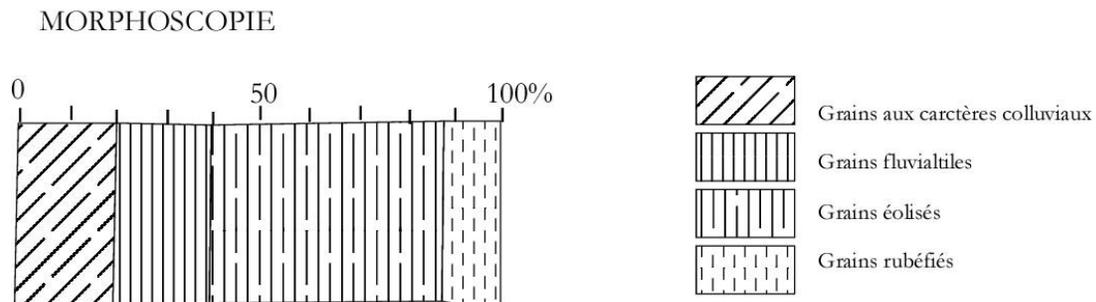


Figure 36b. Données morphoscopiques

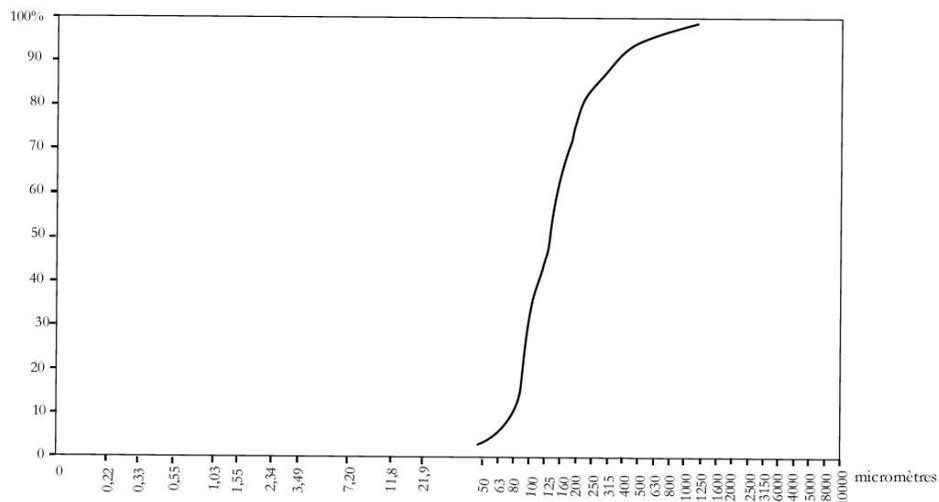


Figure 36c. Courbe granulométrique

Brabant et Gavaud (1985) ont interprété cette formation comme d'anciennes formations de plage bordant une série d'extensions lacustres, antérieures à la percée du seuil de Mbourao par lequel le paléomégalac Tchad s'est déversé dans le bassin de la Bénoué.

En fait, les larges billons sableux du secteur de Lokoro ne représentent qu'une petite partie visible d'une importante couche de sable de 365 m d'épaisseur (profondeur du toit du socle), (Bernadi et al., 1989).



Photographie 13. Coupe dans les sables rouges. (Danairé, 16-I-2002)

Un écoulement du talus de la piste Yagoua-Moulvouday permet de voir sur 8 m de hauteur du sable rouge (P20 2,5YR 5/6) pulvérulent

Sans accréditer la thèse d'un lac ayant atteint les latitudes de Kalfou au Quaternaire, mais plutôt celle de multiples plans d'eau de type marécageuse lors des pluviaux, on peut aussi soutenir que la pigmentation des dunes (sables très rubéfiés : R 37 2,5 YR 5 / 6) est due à des oxydes de fer précipités qui dérivent de l'altération des silicates ferromagnésiens et du fer contenu dans la poussière enrobant les grains de sable. Réagissant à l'eau météorique sous forme de pluie et d'eau interstitielle, ces oxydes de fer précipitent à la surface des grains en état d'hydroxyde de fer (hématite brune ou limonite). Le caractère fixe actuel de ces dunes favorise l'accumulation de cette limonite. Cependant il faudra compter avec l'âge du matériau : les datations par thermoluminescence ont donné à Bogo 11850 ± 750 BP. Il ne faudrait pas aussi oublié comme l'a montré Anonyme (1979) la distance du transport, le taux d'humidité présent et passé surtout, la nature des minéraux argileux mais surtout le taux de fer qui ici est de 1,5 %. selon Sieffermann (1963) et Tillement (1970), la teinte rouge caractéristique des dunes est due à la décoloration ou à la rubéfaction relative à l'âge du matériau (Kanémien : 20 000–12 000 BP). La précipitation de sels ferriques qui est à l'origine de la couleur rouge du matériau éolien, résulte de l'ascension capillaire vers les sommets à partir de la base des dunes.

Les résultats d'analyses exoscopiques montrent des caractères éoliens francs : l'état mat de surface des grains de quartz, avec des traces de «coups d'ongle», les figures de broutage et la forme arrondie. La stabilité acquise des grains est marquée par le polissage, la dissolution chimique ainsi que la formation des bourgeons de néogenèse et la précipitation de la silice. Les traces primitives de cupules de chocs et les coins arrondis traduisent soit une double évolution : éolienne (acquisition des traces de chocs), puis dans un milieu hydrique (acquisition des figures de polissage) masquant les «V» de chocs d'origine éolienne ; soit une évolution prolongée dans un milieu hydrique à régime torrentiel, d'où l'existence des cupules de chocs polies. Toutefois, les formes d'altération posent le problème de l'ambiance bioclimatique post-dépositionnelle.

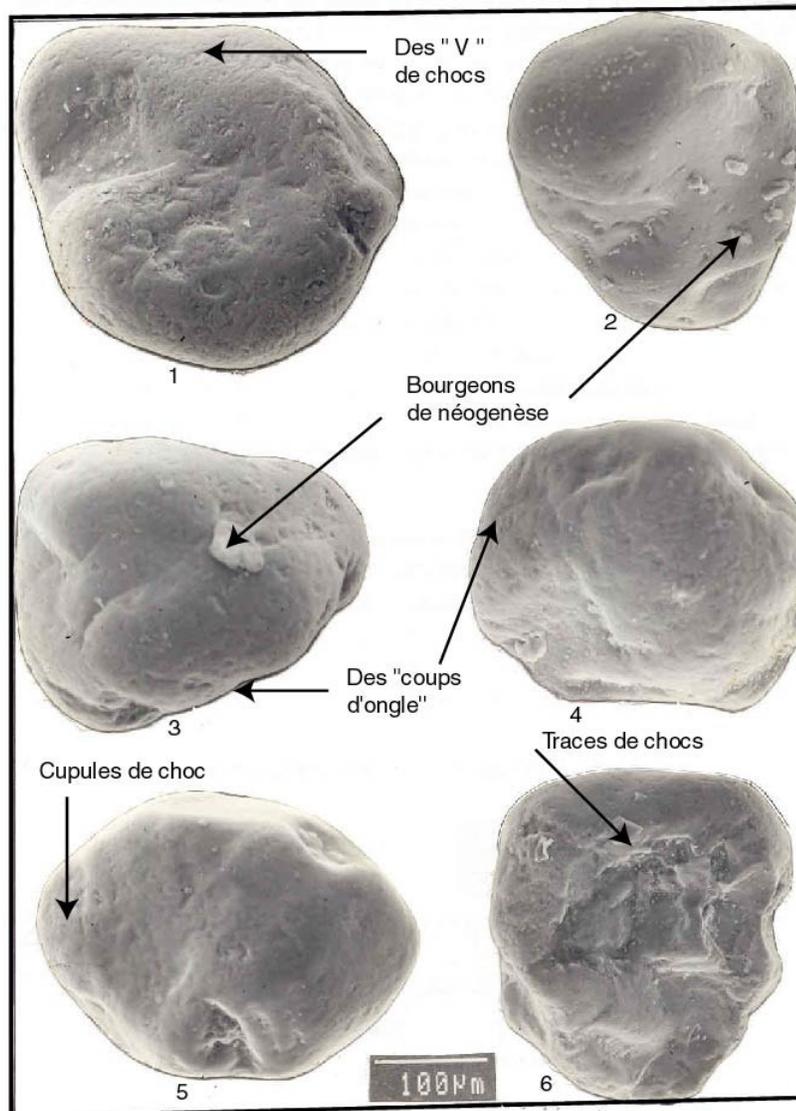
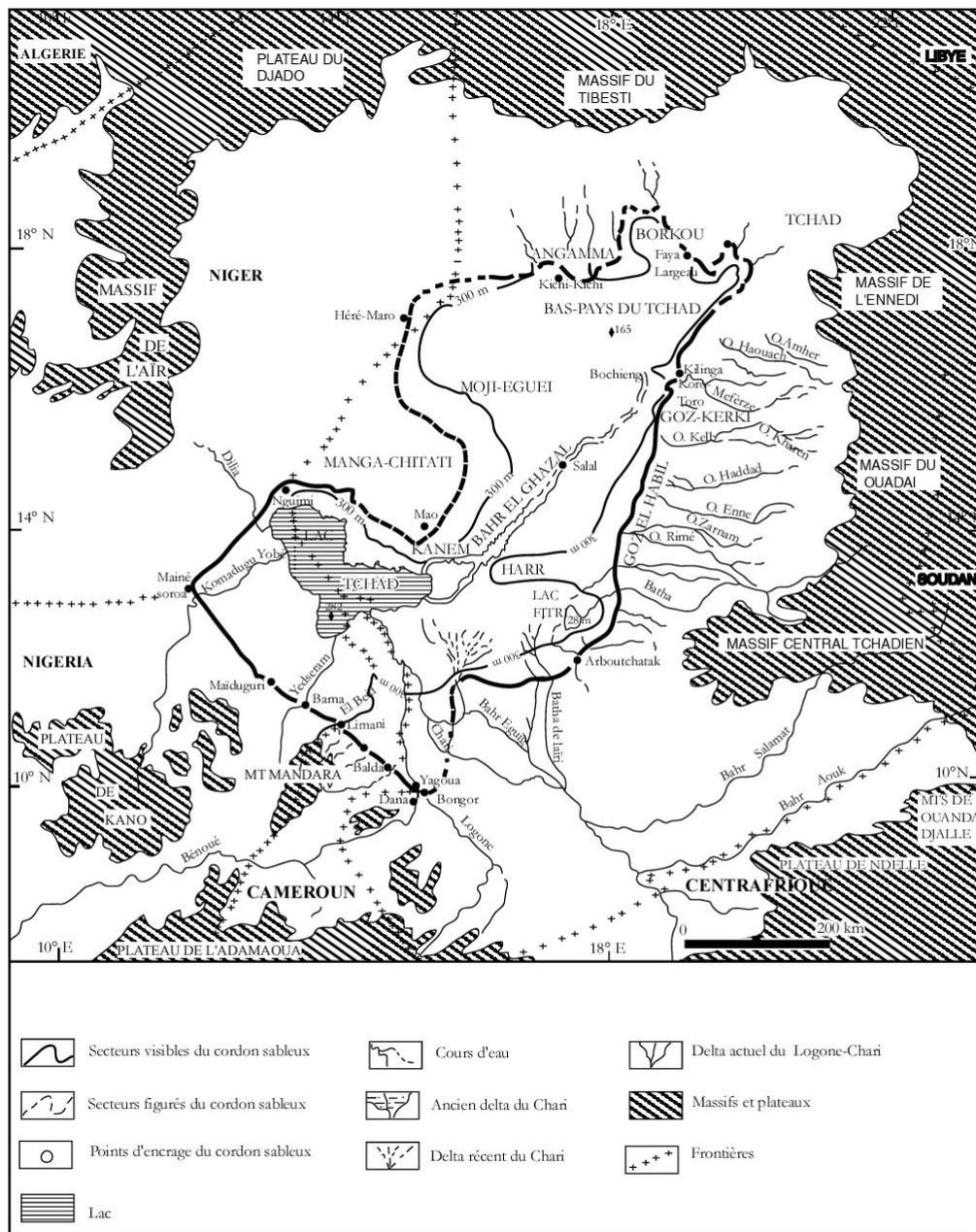


PLANCHE 4. EXOSCOPIE DES GRAINS DE QUARTZ PRELEVES AUX SOMMET DES DUNES DE SABLES ROUGES

- 1 : Mazangay (N 10° 51'-E 14° 14', altitude 357), (CAM 2002-7) : grain de quartz sub-arrondi présentant des lambeaux d'une pellicule de silice dissoute, des traces de coups d'angle et des figures de broutage.
- 2 : Kolofata (N 11° 10'-E 14° 01', altitude 366 m) : grain émoussé, présentant des traces de dissolution de la silice précipitée dans les dépressions, et des bourgeons de néogénèse.
- 3 et 4 : Kalfou (N 10° 18'-E 15° 11', altitude 375 m), (CAM 2002-8) : grains sub-arrondis à arrondis, présentant les mêmes caractéristiques que précédemment.
- 5 : Guinane (N 10° 11'-E 15° 06', altitude 354 m), (CAM 2002-10) : grain rond mat, avec des cupules de chocs.
- 6 : Guinane (CAM 2002-10) ; grain présentant des traces de chocs à bord anguleux, ce qui témoigne d'un épisode éolien ou d'un transport fluvial par courant turbulent. L'état de semi-brillance du grain dénote une évolution dans un milieu hydrique, postérieurement ou antérieurement au transport éolien.

3.4.3. LE CORDON SABLEUX CIRCUMPALEOLACUSTRE-TCHADIEN



Sources J.-L. Schneider, (1967); J. Pias, (1970); A. Wakponou, (1997)

Figure 37. Le cordon sableux circumpaléolacustre à la cote 300- 320 m dans le bassin tchadien

Dès 1925, Thilo émettait l'idée d'une aire probable d'extension d'une immense mer paléotchadienne. En 1967, Schneider établissait une carte montrant les contours d'un cordon sableux tout autour de la cuvette du Tchad. Ainsi, on le trouve au Cameroun (cordon sableux Limani-Yagoua), au Tchad (cordon sableux Bongor-Koro-Toro), au Niger (cordon sableux du Tal) et au Nigéria (« Bama ridge »). Ce cordon sableux visible et figuré à la cote 300 / 320m aurait constitué alors la ligne de rivage d'un paléolac Tchad ayant couvert environ

330000 km² [Pias et Guichard, (1957); Schneider (1967) ; Maley (1981).] Il s'agit d'une grande ride sableuse haute de 10 à 30 m qui domine une topographie où la planéité est presque partout la règle. Elle présente cependant des secteurs festonnés et de larges brèches par lesquelles les cours d'eau la franchissent.

Aussi, le cordon dunaire peut-il prendre différents aspects, par suite de modifications accompagnées d'apports récents. C'est le cas des secteurs entre Balda et Moulvouday, au Cameroun, au passage du mayo Tsanaga ; des anciens deltas des cours d'eau dans le paléolac, à l'exemple de celui du Logone et du Chari, entre Bongor et Arboutchatak, où il aurait été dégagé postérieurement (Pias, 1970). De la rectitude NO-SE de Mainé-Soroa (Niger) à Bongor (Tchad) , il présente une légère virgation E-O avant de s'orienter de façon méridienne de Arboutchatak à Koro-Toro. Tout comme au S-O ou au Sud, où le Logone et le Chari le sectionnent, on peut noter de plus quelques passes à la traversée des cours d'eau tels que : Bahr-Erguib, Batha-de-Lairi, Batha, Mefèze. L'arasement dans les bas-pays du Tchad où il décrit grossièrement un arc est à mettre à l'actif de l'érosion par les eaux du Bahr-El-Gazal.

L'énorme "Omega" orienté SSO-NNE dessiné par sa partie occidentale au Niger peut être divisé en 2 secteurs ; la partie nord, de Héré-Marô à Nguigmi, englobant le creux centré sur la région de Manga-Chitati. Elle est très découpée, à l'instar des autres secteurs sous l'influence des eaux du Bahr-El-Ghazal.

Quant à la partie sud, de Nguigmi à Mainé-Soroa, les ruptures se situent au passage des rivières Dilia et Komodugu-Yobé. Il est à noter que même dans les secteurs arasés, les traces de ce cordon sont facilement identifiables. On peut en effet soit observer un tapis de sable à l'emplacement de cette dune dans la plaine, soit repérer un niveau de sable y afférent inhumé par des dépôts récents.

Dans la partie camerounaise du bassin tchadien, ce cordon paléolacustre s'étend de Limani à Yagoua.

3.4.3.1. LE CORDON SABLEUX LIMANI-YAGOUA

Les vastes plaines alluviales extrême-nord-camerounaises sont prises en écharpe suivant une direction NO-SE par un cordon sableux de Limani (N 11° 14'–E 14° 11') sur la frontière camerouno-nigériane à Yagoua sur le Logone entre le Tchad et le Cameroun. Il s'allonge ainsi sur une distance de 176 km à vol d'oiseau. Haut de 10 à 12 m au-dessus des plaines, son profil topographique est dyssymétrique. Généralement au versant amont (sud) aux pentes variant entre 4 et 7° s'oppose le versant aval (nord) moins pentu (1°) à surface ondulée, se prolongeant vers la plaine de remblaiement du Tchad comme une plage. Toutefois, dans bien des secteurs, les sables dunaires moulent plutôt une topographie irrégulière. Large de 0,5 à 4 km, la dune compte par endroits jusqu'à 5 crêtes : entre Blapata (N 11° 06'–E 14° 23') et Djaoudé (N 10° 02'–E 14° 16') et entre Abouhama (N 10° 56'–E 14° 35') et Ouro Babaya (N 10° 58'–E 14° 31'). Le plus haut point relevé sur ces dernières se situe à 346 m d'altitude à l'ouest de Kourdaya (N 10° 53'–E 14° 39'). Ce cordon sableux garde sa base à 306 m au Sud et entre 310–320 m au Nord.

De Limani à Balda, le cordon sableux est d'une rectitude presque parfaite sur 66 km à l'exception du petit décrochement au passage des mayos Mangafé et Ranéo. Il ne présente pas de trace d'érosion sur le versant sud. Le versant nord quant à lui, comporte par endroits

jusqu'à 3 talus. En réalité, après le démantèlement entre Limani (N 11° 14'-E 14°11') et Kodogou (N 11°16'-E 14°06'), à la traversée du mayo Ngassawé, le cordon sableux réapparaît en terre camerounaise sur 5 km entre Kodogou et Wavouzey (N 11° 17'-E 14° 04'). A partir de là, la frontière camerouno-nigérienne suit fidèlement son pied sud marqué par le mayo Kolofata qui lui est parallèle.

Entre Limani et Kossa (N 11° 08'-E 14° 19'), la netteté du tracé de ce petit segment sur 20 km permet de bien observer la dissymétrie du cordon. En effet, le versant nord est à trois paliers, liés probablement à des périodes d'intense érosion. Ces gradins se raccordent entre eux par de petits talus de plus d'un mètre de commandement. Ce versant présente des pentes variant de quatre à une dizaine de degrés. Le versant sud, quant à lui, descend en pente douce (3 à 6°) sur une topographie à modelé très variable, tantôt plane, tantôt bosselé. La crête qui y culmine entre 346, 353 m se dédouble parfois et surmonte un étalement de sable dont la largeur varie de 0,8 à 3 km, sur une formation limono-sableuse qui semble mouler un relief différencié.

Le secteur entre Kossa et Konho (N 11° 2'-E 14° 28'), de 4,5 km de long est marqué par quatre digitations de sable orientées SO-NE qui se détachent du cordon dunaire en antiformes. La plus importante est celle qui s'allonge de Mamourgui (N 11° 05'-E 14° 16') à Mongonyé (N 11° 06'-E 14° 22') sur 10 km. Elle se dédouble à Goleldadi (N 11° 03' E 14° 22') où une seconde langue sableuse, distante de 0,5 km de la première apparaît et s'allonge sur 2,5 km. Ces langues sableuses aux sommets étalés (0,5 à 2 km) sans crêtes apparentes présentent des versants symétriques de l'ordre de 4° de pente. De nos jours elles ne constituent des reliefs qu'à la faveur de la planéité de la topographie environnante composée de sables apparemment plus récents de couleur brun jaune (P 75 10 YR 5/4). Ces langues sableuses ne semblent entretenir aucun lien avec la dune qui leur est parallèle et qui s'étend sur près de 14 km entre Djédjébel (N10°51'-E 14° 31') et Kourdaya (N 10° 53'-E 14° 36') et qui, de par son sable de couleur plus marquée (rouge jaune : 5 YR 5/6), liée probablement à une plus longue pédogenèse ou à de sables d'origine différente, appartiendrait au système dunaire plus ancien décrit plus haut.

Un autre fait marquant de ce sous secteur du cordon dunaire est la présence d'inselbergs et de chicots rocheux qui rompent sa continuité. En effet, à Konho et à Djaoudé (N 11° 03'-E 14° 27'), le cordon est truffé de mornes rocheux décharnés, aux versants à boules et présentant par endroits de grandes cannelures. Ce sont entre autres les hossérés Djaoudé 473 m, Diohodé 359 m, Laouambélo 395 m et de multiples pointements rocheux de Makoché au Sud-Ouest de Djaoudé, toute la linéation est orientée SO-NE indiquant probablement la direction secondaire des accidents tectoniques de la région. Ces affleurements rocheux constituent des points d'ancrage pour le cordon dunaire.

A Djaoudé (N 10° 02'-E 14° 16', altitude 330 m), le mayo Mangafé entaille une des multiples digitations dunaires appuyées aux inselbergs granitiques. Le cheminement du cours d'eau au pied du hosséré Konho est commandé selon toute vraisemblance par la tectonique si l'on en juge par la dissymétrie des rives et les cassures sur le socle affleurant dans le lit du mayo.

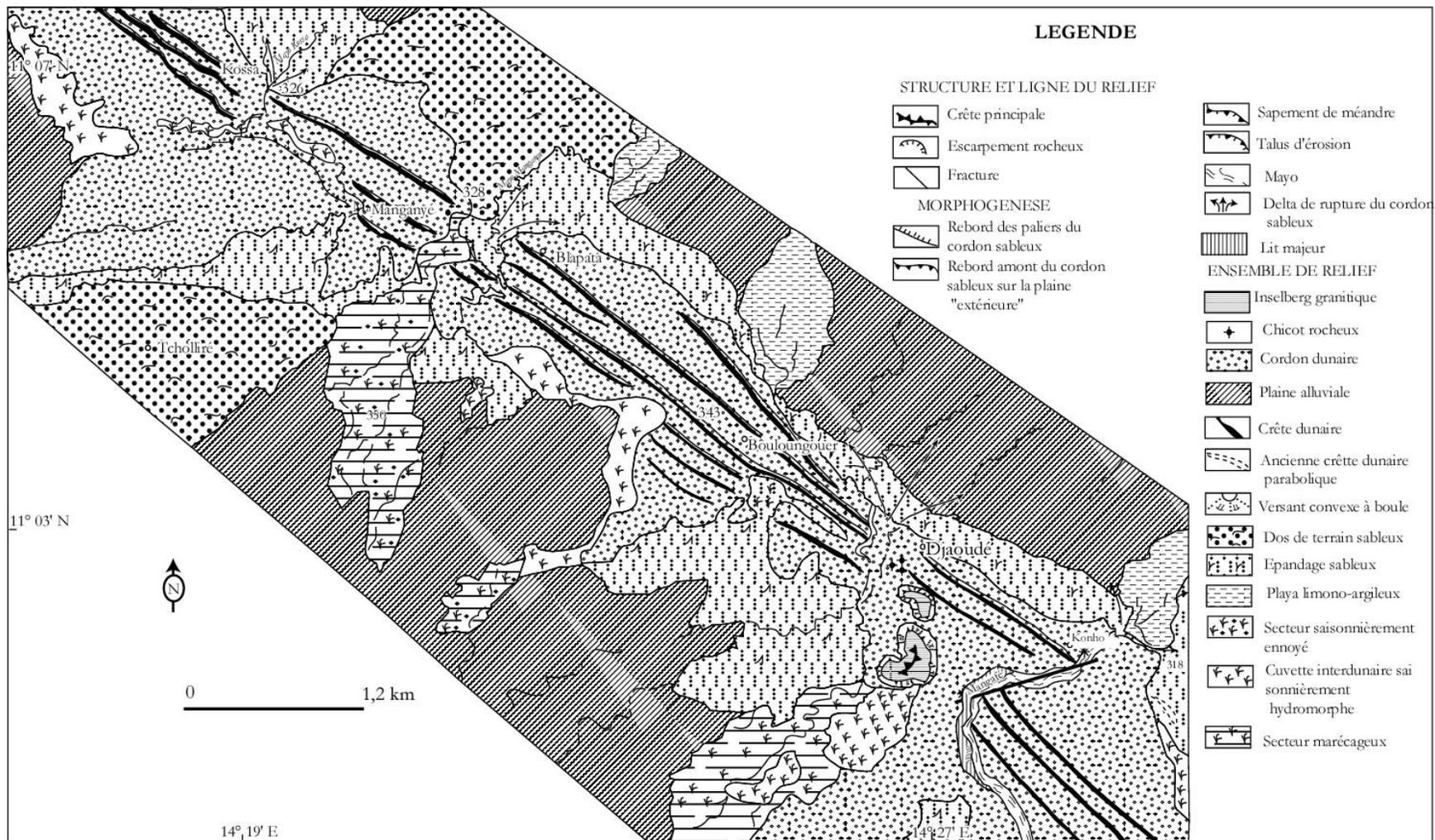
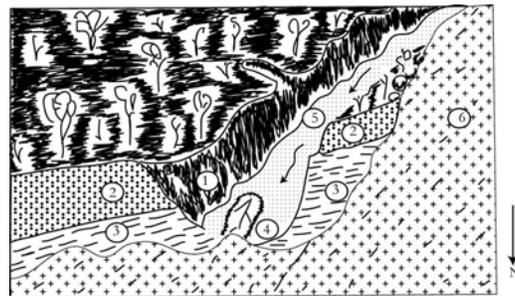


Figure 38. Le cordon sableux Limani – Yagoua : secteur à « digitations » entre Kossa et Konho

La coupe (CAM 2002–11) ci-dessous correspondant à l'escarpement de rive droite du mayo Mangafé. Haute de 6,70 m, elle a trois niveaux :



1 Coupe de Djaouédé(CAM 2002-10)
 2 Sable dunaire
 3 Formation limono-argilo-sableuse Echelle de longueurs 0 0,02km
 4 Laisse de cruce actuelle
 5 Lit actif du mayo Mangafé
 6 Hosséré Konho (inselberg granitique)

Figure 39a. Situation de la coupe de Djaouédé

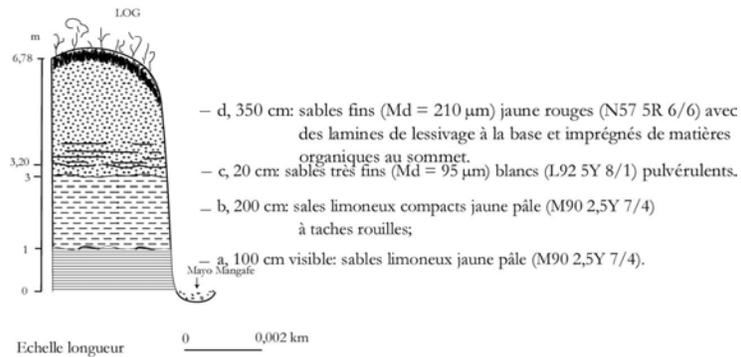


Figure 39b. La coupe de Djaouédé

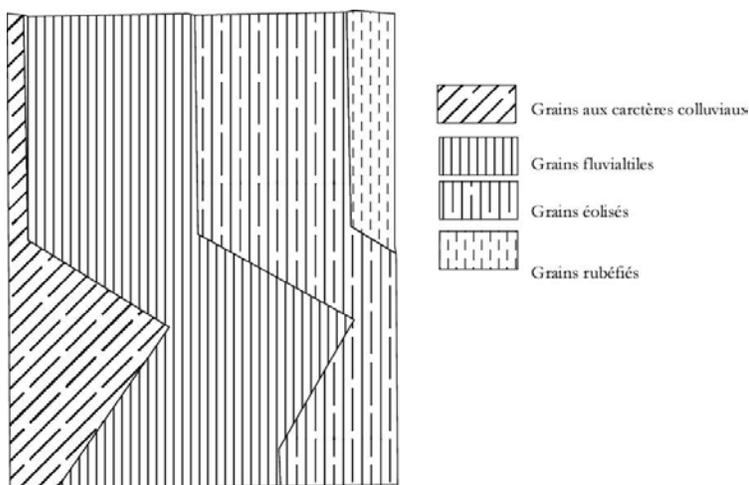
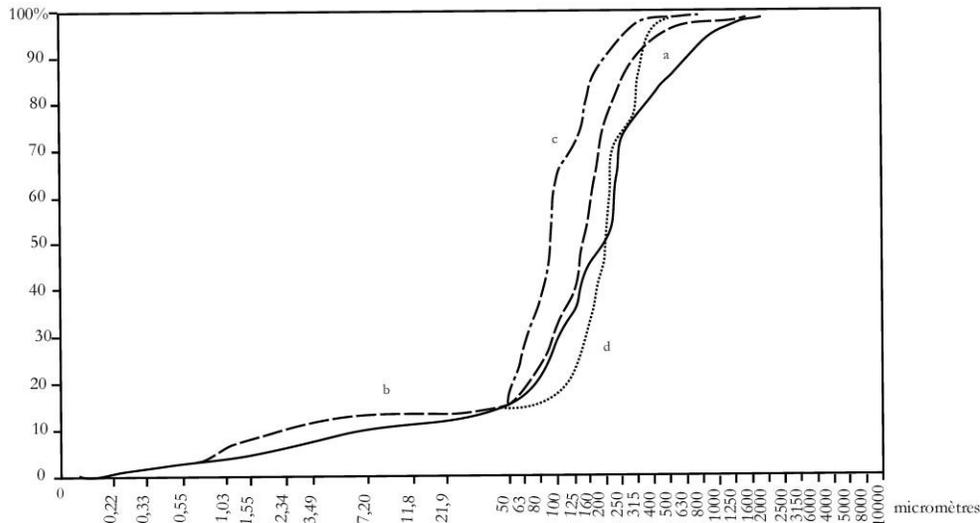


Figure 39c. Données morphoscopiques



| Echantillons | Md | Qd Φ | Hé | SK | K | N |
|--------------|-----|-----------|------|-------|------|------|
| CAM 2002-11d | 210 | 0,20 | 0,10 | 0,43 | 0,61 | / |
| CAM 2002-11c | 95 | 0,23 | 0,18 | -0,13 | 0,12 | / |
| CAM 2002-11b | 150 | 0,23 | 0,18 | -0,36 | 2,44 | 0,05 |
| CAM 2002-11a | 200 | 0,32 | 0,22 | -0,34 | 1,69 | 0,09 |

Figure 39d. Courbes et paramètres granulométriques

Les deux niveaux de la base (a) et (b) présentent le même matériau à la seule différence que le premier est consolidé. C'est un matériau bien classé ($Qd\Phi = 0,32 ; 0,23$). Les courbes granulométriques linéaires à tendance parabolique traduisent des caractères sédimentologiques peu évolués. Leur étallement et la présence de grains de quartz fluviaux à 80 % du stock dénotent un transport sur courte distance.

La couleur blanche du niveau (c) fait penser à un lavage (par les eaux lacustres ?). Il s'agirait donc de la racine du cordon sableux. Le faciès hyperbolique de sa courbe dénote la sédimentation de matériau peu évolué.

Le niveau (d) a un sédiment bien classé ($Qd\Phi = 0,20$). Le redressement de sa courbe granulométrique et ses 50 % de grains de quartz ronds mats lui confèrent des caractères éoliens.

Considérant uniquement les fractions sableuses, toutes les courbes granulométriques sont bien redressées, traduisant probablement des générations différentes de dunes si l'on en juge par les multiples couleurs des matériaux.

Les niveaux (c et d) au sommet de la coupe avec 99 % de grains de quartz à dominance de grains fins très pauvres en argile et en limon constituent en fait un chapeau dunaire au-dessus des sables limoneux consolidés. Ils portent une végétation caractéristique constituée surtout de buissons à *Gueira senegalensis*.

Dans l'ensemble, Le sous-secteur de Pétté à Balda est étroit (0,50 km de largeur) avec une forte dissymétrie entre un versant sud à pente raide et sinueuse et un versant nord à pente douce et rectiligne. L'assise sableuse qui constitue un niveau sous-jacent aux sables dunaires à 320 m supporte des crêtes subparallèles s'élevant jusqu'à 343 m. La forte dissymétrie

présentée par les versants dunaires, est caractéristique d'actions éoliennes qui se seraient exercées sur les sables de la plage lacustre poussés par la houle évoluant dans le même sens c'est-à-dire de la cuvette tchadienne vers le Sud.

La spécificité du cordon sableux entre Konho et Balda est le décrochement qu'il subit aux brèches qu'y font les mayos Mangafé et Ranéo. Ce décalage latéral fait penser à un rejeu de failles dans le secteur. En effet la direction de cette déviation est SO-NE, conforme à celle des fractures sur le massif de Balda 619 m. Les marques de l'activité tectonique sur l'inselberg semblent à priori corroborer l'hypothèse selon laquelle le cordon sableux moulerait un vieil accident tectonique précambrien ayant rejoué au Tertiaire. Toutefois, même s'il y a eu rejeu de failles au Tertiaire, l'érosion a eu le temps d'aplanir ces reliefs. Il n'est donc pas évident que cette activité a été de grande importance.

Le cordon sableux à première vue est quasi rectiligne dans ce sous-secteur Konho-Balda mais dans les détails, le modelé est complexe. Elle se divise en deux :

- le compartiment de Konho-Pétté porté légèrement vers le Sud, par suite d'un décalage latéral probable. Sa morphologie est la même que précédemment. Il est cependant plus large (4 km en moyenne) ;
- le compartiment de Pétté-Balda est marqué par une forte emprise de l'érosion, responsable de talus secondaires à Pétté. Il a entre Yoldé-Bouba (N 10° 57'-E 14° 29') et Abireu (N 10° 56'-E 14° 36') des formes de croissants bien visibles sur les photographies aériennes N° 9,10,11 de la mission N.C 33XIV-XV de 1962. A concavité tournée vers la cuvette tchadienne, d'où soufflaient les vents, selon toute vraisemblance, tout porte à penser qu'il s'agit de formes d'origine éolienne. Mais compte tenu de leurs matériaux fins (sables et limons), il s'agirait plus précisément de petits bourrelets de lunettes.

Inhumant l'extrémité NE de la dune de Kourdaya - Djédjébel mentionnée plus haut, le cordon sableux dans ce sous-secteur vient s'ancrer au hosséré Balda. La dune y comporte deux niveaux :

- un niveau aplani, proximal du montinsule, d'une altitude moyenne de 330 m ;
- au-dessus de cet étalement se dressent deux crêtes dont la plus haute, culminant à 340 m, a des versants dissymétriques, avec un talus abrupt incliné vers le Sud-Ouest et un versant septentrional plus doux.

Quant à l'hydrographie, les mayos descendant des monts Mandara et tributaires du bassin tchadien sont commandés dans leur cours inférieur par le cordon sableux. Ce dernier constitue pour la plupart d'entre eux un véritable obstacle difficilement franchissable. Trois situations existent alors :

- les plus petits se ramifient à l'approche de la dune ou se perdent même. Des fois, après avoir décrit des méandres, le mayo vient buter contre le rebord du talus et inonde, selon la saison de petites dépressions avoisinantes créant des secteurs marécageux ou niayes ;
- les cours d'eau exploitent les bassins interdunaires et se réadaptent ainsi à la structure du cordon sableux : c'est l'exemple du mayo Kossa au-delà de la localité du même nom ;
- les plus puissants réussissent à franchir la dune par des trouées pouvant dépasser une quinzaine de mètres de largeur. Ainsi, actuellement le cordon sableux est marqué par un profond découpage par les vallées fonctionnelles ou mortes des mayos descendant des monts Mandara. Cette situation lui confère alors l'aspect des maillons d'un long collier segmenté par les mayos Ngassawé à Limani, Sava à Magdémé, Kossa à Kossa, Mongonyé à Mongonyé, Kéllissoa à Kéllissoa, Mangafé à Djaoudé, Ranéo à Pétté, Motorsolo à Fadaré, Tsanaga à Ouro-Alao et Mouda à Goudoum-Goudoum. Malgré le fait que certains de ces mayos ne traversent

plus le cordon sableux, on peut bien observer les anciens deltas alluviaux construits dans la plaine tchadienne par les mayos Mongonyé, Kélistsoa, Mangafé et Motorsolo (photographie 14 ci-dessous).



Photographie 14. Delta alluvial du mayo Mangafé à Guiabgué (26-IV-1989)

La photographie montre un paysage aux horizons ouverts à perte de vue dans lequel une simple termitière hypogée (haute d'un mètre et demi) constitue un relief. A l'instar des autres cours d'eau descendant des monts Mandara, le mayo Mangafé ayant franchi le cordon sableux à Guiabgué, disparaît dans ses propres dépôts fins dans une petite playa.

La multiplicité et les dimensions des deltas de rupture par lesquels les mayos franchissent le cordon sableux plaident pour une période climatique fort différente de l'actuelle, au cours de laquelle les mayos plus puissants, pouvaient charrier d'abondants alluvions. Cette période climatique est cependant postérieure à la construction du cordon sableux. Les deltas actuels sont de dimensions très réduites. Ils se résolvent parfois à de simples ramifications du mayo au-delà du Cordon sableux.

Au pied du hosséré Balda, les sables du cordon, très étalés, n'ont plus de crête. Cet étalement se limite au Sud et au SE par un petit talus d'érosion sur la rive gauche du mayo Balda. Dès la rive droite au SE, le cordon sableux disparaît complètement du paysage. Il en est ainsi effectivement sur près de 54 km à vol d'oiseau jusqu'à Yarey (N 10° 30'–E 15° 00'). On peut vite attribuer ce festonnement aux migrations latérales des lits des mayos Tsanaga et Boula ou Mouda entre Balda et Goudoum-Goudoum (N 10° 38'–E 14° 46'). Or la passe que ces cours d'eau percent n'est que de 28 km de large. Aussi, le mayo Boula, dernière rivière importante en direction de l'Est à descendre des monts Mandara a été déviée dans le sens SO-NE à Gay-gay-Kounaïré (N 10° 28'–E 14° 38') jusqu'où il coulait NO-SE, aligné sur la dépression interdunaire (tectonique) de Daram–Kalfou–Guinane. On est en effet sur une remontée de toit du socle, délimitée par la faille qu'exploite le mayo Mouda, à l'amont de la dépression du yaéré Kaoun–mayo Bourlouk–mayo Danay pour franchir le cordon sableux à Goudoum-Goudoum. Ainsi, les secteurs marécageux s'étalant de Dargala (N 10) 32'–E 14° 36') à Kaya (N 10° 27'–E 14° 46'), les yaérés Kaoun et Kouro, les cours des mayos Bourlouk et Danay correspondraient à de graben étroits relatifs à un réseau de failles parallèles ou tout au moins à des secteurs déprimés entre le bombement du socle dans le secteur de Doyang et la remontée du toit au niveau de Balda.

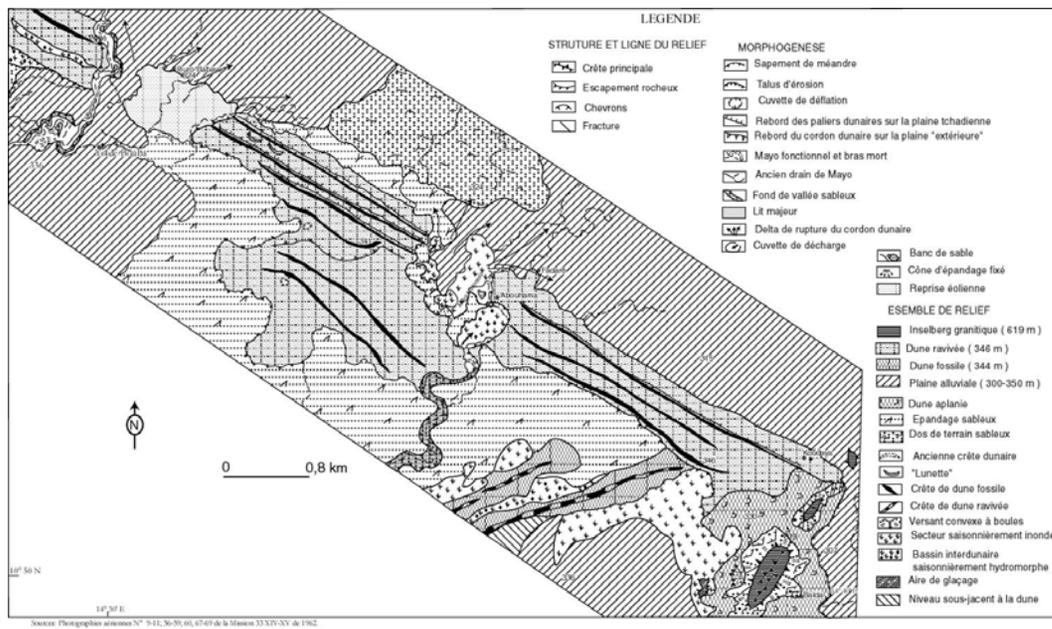


Figure 40. Le cordon sableux Limani – Yagoua : secteur Petté – Balda

L'interprétation des photographies aériennes N° 60–70 de la Mission AE 1962 NC 33 XIV–XV à proximité de Balda (N 10° 51'–E 14° 39) révèle trois points :

- l'inselberg de Balda a été enlacé par le cordon sableux qui constituait alors un bourrelet de berge paléolacustre tchadien.
- Le bourrelet de berge de sable blanc est juxtaposé à des cordons sableux rouges. La direction du bourrelet de berge est NO–SE, celle des dunes longitudinales ENE–OSO, elles font entre elles un angle d'environ 55° ;
- Le bourrelet de berge paléolacustre domine les édifices de sables rouges très étalés par un petit talus très bien dessiné et marqué. Le versant nord-est est en pente imperceptible. Les dunes rouges sont totalement indépendantes de l'inselberg de Balda. Celle la plus proche de la localité de Balda sort sous le bourrelet à 2 km au NO de la pointe nord du montinsule. Les dunes de sables rouges s'avèrent nettement antérieures (par leur couleur rouge) au bourrelet de sable blanc ; elles semblent partiellement couvertes par lui mais sont en discordance. (Mainguet et Wakponou, 2002).

La coupe représentative (CAM 2002–12) relevée sur l'escarpement de berge rive gauche du mayo Ranéo à Pétte (N 10° 58' – E 14° 30', altitude 330 m) recoupe des sables rouges apparentés à l'erg de Kalfou.

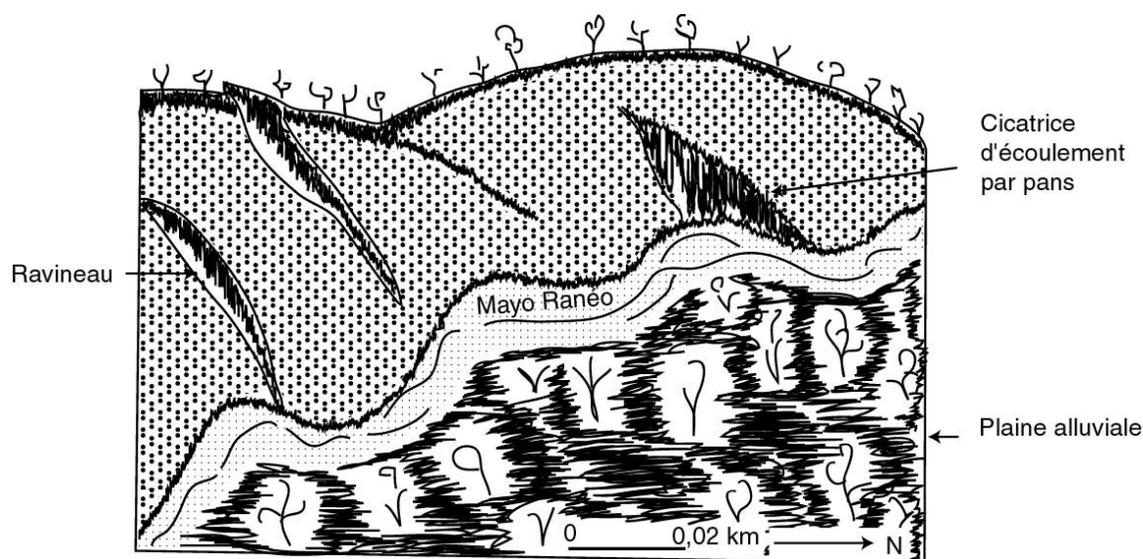


Figure 41a. Situation de la coupe de Pétte

Dans les détails la coupe se présente comme suit :

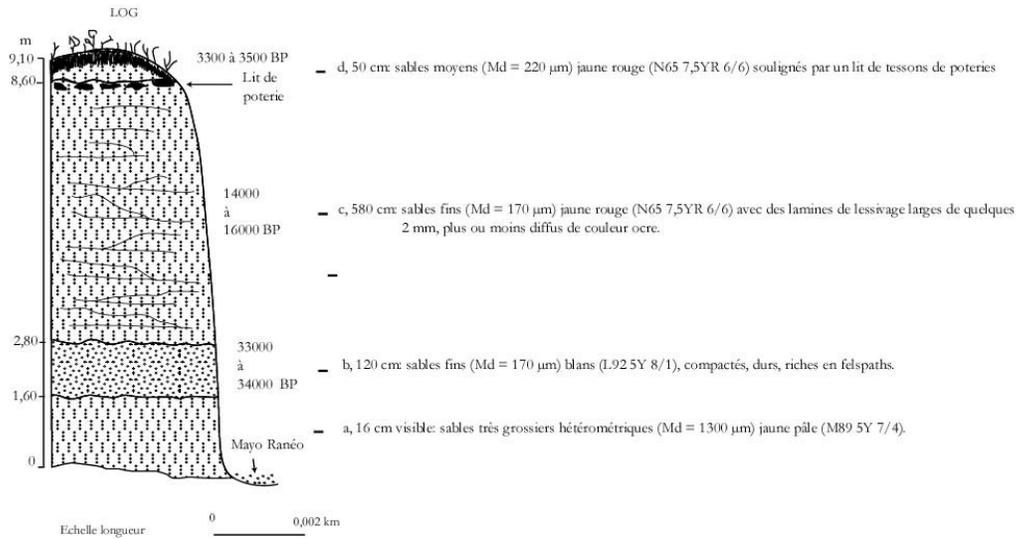


Figure 41b. La coupe de Pétte

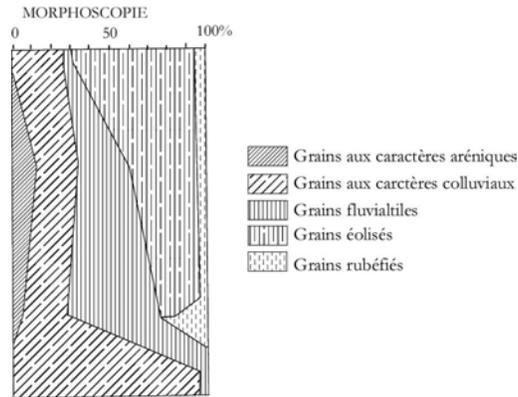
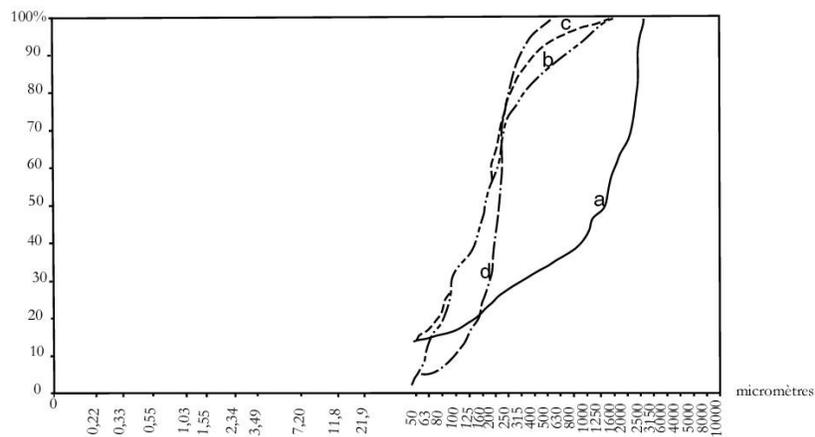


Figure 41c. Données morphoscopiques



| Echantillons | Md | Qdφ | Hé | SK | K |
|--------------|------|------|------|-------|------|
| CAM 2002-12d | 220 | 0,20 | 0,10 | -0,93 | 1,01 |
| CAM 2002-12c | 170 | 0,30 | 0,30 | -0,10 | 0,20 |
| CAM 2002-12b | 170 | 0,35 | 0,30 | 0,20 | 0,17 |
| CAM 2002-12a | 1300 | 0,70 | 0,12 | -0,72 | 0,58 |

Figure 41d. Courbes et paramètres granulométriques

La courbe granulométrique parabolique du niveau (a) lui confère des caractères sédimentologiques non évolués. Ce sable probablement du Continental Terminal cède le pas en aval (600 m) à de sables limoneux (contemporains ?) de l'assise de Doyang et datés par thermoluminescence de 14 à 16 000 ans. La richesse de ce matériau en feldspaths indique qu'il est contemporain d'un contexte climatique sec.

La courbe granulométrique hyperbolique à tendance linéaire des matériaux du niveau (b) dénote la sédimentation de matériau peu évolué.

Les valeurs rapprochées du $Qd\phi = 0,26$ et $hé = 0,25$ du niveau (c) traduisent l'homogénéité de ce matériau éolien (65 % du stock). Ce niveau daté par thermoluminescence de 3300 à 3500 BP (datation la plus ancienne des sables rouges) présente des lamines de lessivage larges de quelques 2 mm, plus ou moins diffus, de couleur ocre.

Le sommet de la coupe (d) a un matériau homogène et bien classé ($Qd\phi = 0,20$). Sa courbe assez relevée et surtout ses 68 % de grains de quartz éolisés témoignent de son caractère éolien, vraisemblablement lié à une reprise éolienne qui aurait inhumé les tessons de poterie.

Ainsi, le tapis de 1 à 2 cm de sables rouges décelable presque partout dans la plaine d'où le titre : plaine d'épendage hydrique à saupoudrage éolien, semble ne résulter que des remaniements éoliens des dunes ou des racines du grand erg de Kalfou (qui était alors plus étendu), sans aucune relation avec la mise en place du cordon sableux paléolacustre.

En résumé, la différence de couleurs de matériaux entre les niveaux (b) et (c, d) semble plaider pour au moins deux générations de dunes. La coupe présente deux épisodes éoliens rubéfiés au dessus de sables fins consolidés et des sables grossiers du Continental Terminal.

Malgré les pourcentages pondéraux des minéraux lourds caractéristiques des actions éoliennes (0,28 à 0,74), toutes les autres données : granulométriques, morphoscopiques, exoscopiques... témoignent d'un double processus : éolien et fluviatile dans la mise en place de ce cordon sableux. (planche 5 ci-dessous)

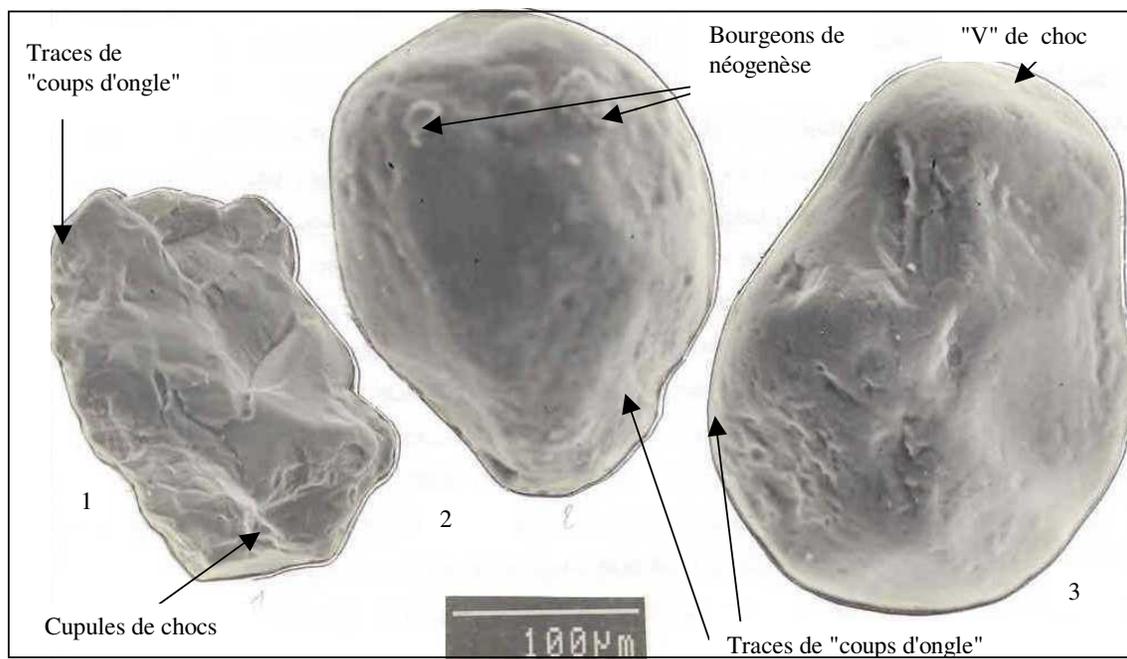


Planche 5. Exoscopie des grains de quartz prélevés dans les sables dunaires à Pétté (niveau c)

-1 : grain de quartz brillant aux coins émoussés, avec des cupules de chocs, des croissants et des traces de « coups d'angle », témoins de 2 dynamiques de transport et de façonnement différents : hydrique et éolien.

-2 : quartz arrondi, présentant de la silice précipitée et des bourgeons de néogenèse. La dissolution de la pellicule siliceuse révèle l'aspect mat du grain, caractéristique d'actions éoliennes.

-3 : grain de quartz ovoïde, avec des traces de coups d'angle, des croissants et des cupules de chocs témoignant un transport éolien et peut-être aussi fluvial alors en surface.

De Yarey à Yagoua (N 10° 21' - E 15° 13'), le cordon sableux réapparaît dans le paysage sur 32 km de long, à une altitude de 350 m et toujours haut de 10 à 15 m. Contrairement à tous les autres secteurs qui présentent des passes, ici il est rectiligne, en un seul tenant. Dans l'ensemble, le sable étalé sur près de 2 km de largeur porte quelques quatre crêtes subparallèles aux versants symétriques avec des pentes de 4° 44'. Le versant nord a un profil convexo-concave dont le bas de pente se raccorde imperceptiblement à la platitude du grand Yaéré.

Dans ce secteur de Yagoua, un autre système dunaire : l'erg de Kalfou sur lequel le cordon sableux repose en discordance, apparaît nettement.

Comme mentionné plus haut, la limite entre les deux unités est difficile à établir. Des grains de sables fins ronds mats ont été prélevés aussi bien dans l'entaille du mayo Danay à Yagoua (N 10° 20' - E 15° 14') que dans de diverses coupes plus au Nord-Ouest comme à Konho (N 11° 02' - E 14° 26'). Ces sables seraient issus des dunes du système de l'erg de Kalfou, par remaniements fluviaux et / ou éoliens lors de la mise en place du cordon sableux. Par ailleurs, le problème de la continuité du cordon sableux se pose aussi bien dans sa partie camerounaise que sur la totalité de la périphérie de la cuvette du Tchad.

Contrairement aux petites trouées qu'il présente au passage de nombreux mayos, il disparaît complètement du paysage à l'Est de Yagoua :

- soit parce qu'il aurait été démantelé par les eaux du paléomégalac Tchad dans leur écoulement vers le seuil de Dana ;
- soit qu'il ait été arasé par le Logone et le mayo Danay lors des débordements de leurs eaux pendant les périodes de crues dans ce secteur où un ancien delta du mégatchad holocène a été décrit par Pias (1970).

Toutefois on retrouve ses racines fossilisées par les alluvions récentes sur la rive ouest (gauche) du Logone, probablement dans la perspective de son extension régionale tout autour de la cuvette tchadienne.

Les questions qui restent posées après cette description du cordon sableux sont celles de l'origine de la dissymétrie entre les versants et de la nature des crêtes. Ainsi le talus sur le versant sud ne serait pas dû à l'érosion car il est difficile de concevoir ce type d'érosion affectant la face externe du cordon sableux. Si jamais il y a eu érosion, elle aurait ajouté à la dissymétrie déjà structurale une dissymétrie de commandement. Les paliers du côté aval du cordon sableux font penser aux retraits successifs d'un éventuel paléomégalac Tchad. Cette hypothèse reste cependant à vérifier. Toutefois ni les crêtes ni la dissymétrie des versants de la dune ne peuvent trancher en faveur d'une quelconque thèse sur l'origine du cordon sableux. Mais aussi, l'observation des photographies aériennes N° 9-11 et 56-69 de la Mission NC 33 XIV-XV de 1962 portant sur le secteur de Pétté (figure 40, page 108) montre en plus des crêtes, des traces de dunes paraboliques. Ainsi avec ce cordon sableux présentant un vrai paysage des régions sèches, tout porte à penser que les vents ont remanié des sables sur les plages lacustres et / ou que les eaux lacustres ont remanié par endroits des sables rouges de dunes éoliennes.



Photographie 15. Paysage à la jonction erg de Kalfou-cordon sableux Limani-Yagoua (Danairé, 16-I-2002)

Diagonalement et du fond vers l'avant la photographie présente :

- un bout du cordon sableux Limani-Yagoua.
- le lit du mayo Danay jonché de multiples mares discontinues ;

- une petite galerie à *Azadirachta indica* (neem) ;
- la piste Yagoua-Moulvouday ;
- un talus à la retombée NE des dunes de l'erg de Kalfou sous un tapis de graminées desséchées par le soleil.

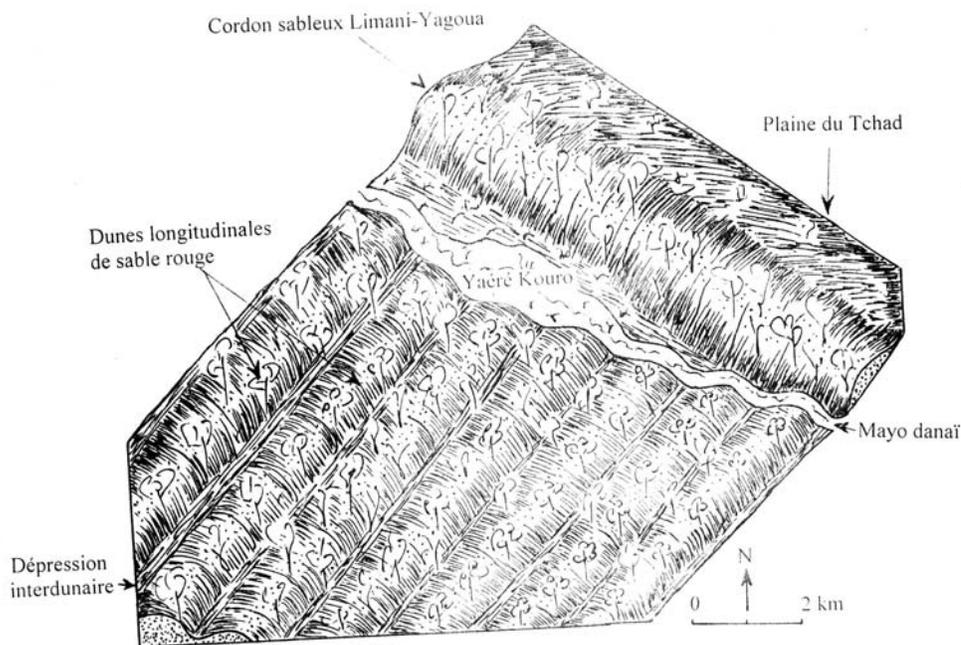


Figure 42. Situation géomorphologique à la jonction entre l'erg de Kalfou et le cordon sableux Limani-Yagoua

3.4.3.2. L'ORIGINE DU CORDON SABLEUX PERILACUSTRE TCHADIEN

Le caractère unique d'un cordon sableux tout autour de la cuvette tchadienne plaide pour son origine lacustre. En effet, une phase éolienne ne saurait mettre en place une seule dune. Aussi, n'aurait-il pas été autrement dans cette cuvette, mieux, dans cette dépression entourée de hautes terres : les monts Mandara au Sud (Cameroun) ; le plateau de Kano au S.O. (Nigéria) ; le massif de l'Aïr à l'Ouest et le plateau de Djado au N.N.O (Niger) ; les massifs du Tibesti au Nord, de l'Ennedi au N.N.E., du Ouaddaï à l'Est et le massif Central au S.O. (Tchad) ; le mont Ouada-Djallé et le plateau de Ndélé au S.E. (R.C.A.) (Wakponou, 1997 ; 2001). (Figure 37, page 100)

Les matériaux constitutifs du cordon sableux n'ont pas partout la même granulométrie, les mêmes indices d'évolution, encore moins la même couleur. Les secteurs de sables grossiers ($M_d = 750$ à $950 \mu\text{m}$) comme à Limani ($N 10^\circ 14' - E 14^\circ 11'$, altitude 320 m) témoignent des remaniements des formations du Continental Terminal mais surtout des produits détritiques descendus des massifs granitiques des monts Mandara dans une aire où jusqu'à présent les mayos : Sava, Nguétchéwé, Tarmoa, Kouyapé... coulent à fleur de surface, dans de lits comblés à ras bord. A Pétté ($N 10^\circ 59' - E 14^\circ 30'$, altitude 330 m) et à Djaoudé ($N 10^\circ 02' - E 14^\circ 16'$, altitude 330 m) par contre, le matériau est fin ($M_d = 170 \mu\text{m}$ à $220 \mu\text{m}$) avec des taux de grains de quartz éolisés (ronds mats) de 60 à 80 %. (Figures 41c et 41d, page 110) et des taux pondéraux de minéraux lourds inférieurs à 1 % (Tableau annexe). Ces indices sont relatives aux actions éoliennes. La couleur rouge (P37 2,5YR 5/8) est caractéristique des

dunes longitudinales (kanémiennes ?) plus anciennes au-dessus desquelles le cordon repose. Les secteurs de sables fins rouges seraient alors issus des remaniements des dunes dans le prolongement de l'erg de Kalfou contre lesquelles le cordon vient buter, moulant vraisemblablement un accident tectonique d'orientation NO - SE, épousant ainsi la direction des dépressions tectoniques du secteur de Lokoro.

Contrairement à Zoller (1992) qui soutient que les dunes périlacustres de type « lunettes » sont à mettre à l'actif des vents comme il le démontre au Nord de la Namibie, nous pensons que les actions éoliennes sur les grains de quartz sont soit héritées du façonnement des dunes longitudinales remodelées ou reprises par les eaux lacustres, soit qu'elles résulteraient d'une reprise éolienne du matériel sableux provenant d'une vaste plage lacustre en contre-bas de la dune. Cette plage pouvait être large, suite peut-être à un abaissement annuel du niveau lacustre.

Mais dans les coupes du cordon sableux à Pétté par exemple, le niveau 2 à partir de la base CAM 2002-12b révèle des influences hydriques (colluvionnaires) caractéristiques (28 %) (Figure 41c, page 110) avec des grains luisants à coins à peine arrondis (planche 5, page 112) disposés en fines strates diffuses, ce niveau marquerait le début de la mise en place du cordon sableux périlacustre sous l'effet d'une dérive littorale, comme cela s'observe dans la dynamique des cordons littoraux actuels (Issere-Ezin, 1988).

Compte tenu de la stratification quasi horizontale et rythmique des lamines, on peut évoquer avec Chamard et Barbey (1970), l'effet d'une sédimentation périodique, en relation avec un rythme climatique saisonnier. Tout porte à penser que pendant la saison des pluies, les colloïdes se seraient concentrés à la surface des horizons sableux, formant des argiles (1 %). Indurées en saison sèche, ces argiles auraient été peptisées par le fer libre (60 %). Ce ciment ferrugineux mal cristallisé aurait enrobé les grains de quartz, conférant à l'ensemble l'aspect cohérent, légèrement grésifié. Cet horizon aurait été par la suite recouvert par des sables vifs qui se seraient mis en place durant la saison sèche suivante, du fait d'une forte activité des vents.

Les lamines pourraient aussi bien s'expliquer par la nature, le poids spécifique et volumétrique des sédiments. Ainsi, à chaque retrait, les houles par grands vents auraient laissé une pellicule de particules sableuses fines en fin de dépôt, par un simple jeu de granoclassement positif. Ces lits de particules fines dans la masse des sables éoliens peuvent en fin témoigner des concentrations d'argiles, suite à leur migration dans une évolution pédogénétique. (Wakponou, 2001).

Selon Schneider (1967), Servant (1973), Maley (1981), ce cordon sableux périlacustre serait à comparer aux « sand lock » décrits par Lancaster (1981) pour l'extension holocène du lac Chilwa au Malawi ou bien aux grands cordons sableux « beach ridges » décrits par Butzer (1980) pour les niveaux holocènes du lac Turkana (lac Rudolph au Kenya).

Les vestiges de l'erg de Kalfou sont totalement absents dans la plaine du Tchad au Nord du cordon sableux alors qu'ils sont bien visibles au Sud (erg de Kalfou, dunes de Bogo, Mazangay, Papata, Mamourgui, Kolofata...). L'existence du mégatchad post-kanémien (2000-12000 BP), véritable mer intérieure, serait prouvée par cette observation car ce serait les houles et les tempêtes du paléotchad qui auraient arasé ces édifices sableux situés au Nord du cordon sableux. Il reste en effet dans la plaine du Tchad des dos de terrain sableux séparés

par de petites dépressions marécageuses orientées SO-NE, direction du système dunaire de kalfou. (Figure 27, page 82).

Les variations de direction de vents suivant les saisons [(SO) durant la saison de pluies (Mousson) et NE durant la saison sèche (Harmattan)] pourraient avoir été responsables de basculement temporaire du niveau lacustre, comme cela s'observe actuellement. Mais comme le niveau des eaux lacustres ne pouvait pas dépasser 10 à 20 m au-dessus de la plaine à cause du seuil de Dana situé vers 330 m par où les eaux se déversaient en direction de la Bénoué, les vents les plus forts pouvaient remobiliser les sables découverts sur les plages, formant ainsi une « mégalunette » tout autour du lac. (Durand ; Fontes et al., 1983).

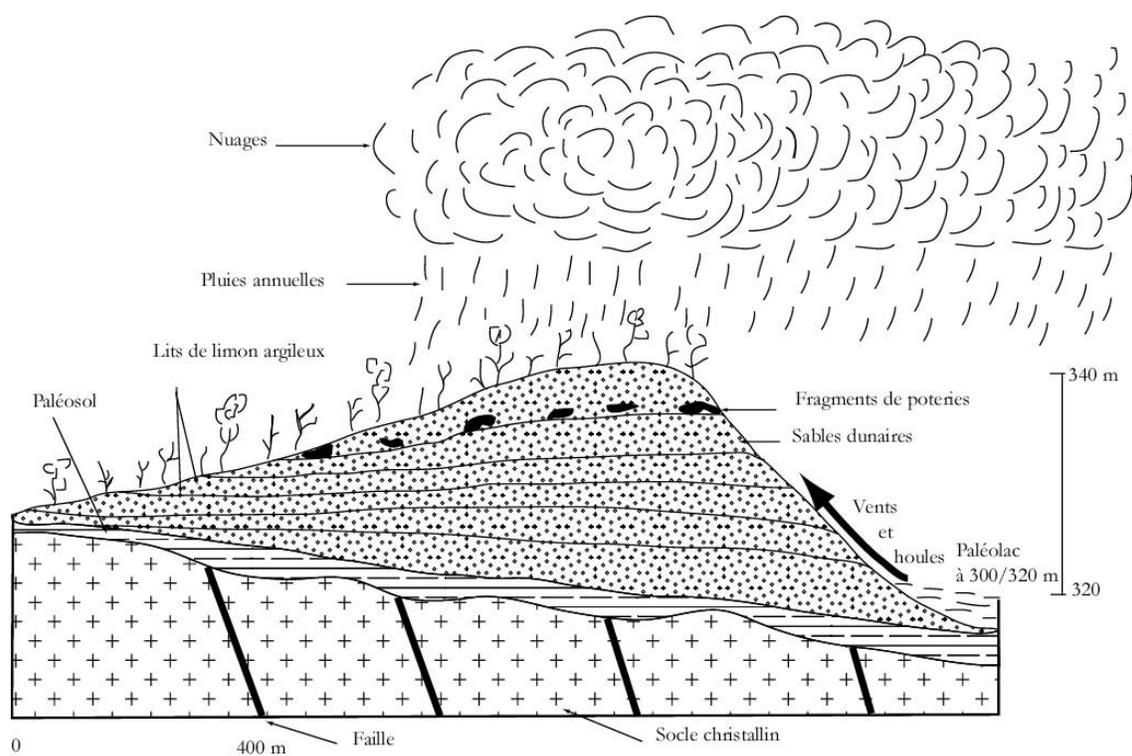


Figure 43. Hypothèse de mise en place du cordon sableux péripaléolacustre tchadien.
(croquis inspiré par la coupe de Petté : CAM 2002 - 12)

Cependant, l'idée d'un vaste plan d'eau ayant atteint près de 330000 km² de superficie et environ 140 m de profondeur au niveau des Bas-pays du Tchad est mis en doute par certains chercheurs (Durand et Mathieu, 1979-1980) ; (Mathieu, 1980) qui y voient plutôt des mares discontinues. En effet, l'existence d'un grand lac de cette superficie nécessite une alimentation supérieure à celle que fournit actuellement le fleuve Congo à l'océan Atlantique, soit 41134 m³ / sec. de débit moyen annuel (Kinga-Mouzéo, 1986). Actuellement en période plus sèche qu'à l'Holocène ancien, le débit moyen annuel du système hydrographique du Logone-Chari, principal tributaire du lac Tchad est de 1183 m³/sec. à N'djamena. Aussi les conditions climatiques actuelles ne sont pas suffisantes pour l'établissement d'un lac comparable au paléomégarachad, comme le montre la simulation de Gac (1980). Pour penser donc à un volume d'eau égal au débit du fleuve Congo, il faudrait des conditions climatiques supplémentaires favorables :

- une évaporation inférieure à 2 000 mm / an sur l'ensemble de la cuvette tchadienne,
- des saisons de pluies allongées soutenues dès leur début par des dépressions tropicales dans tout le bassin tchadien ; de ce fait, les couvertures nuageuses devraient être présentes beaucoup plus longtemps chaque année, entraînant automatiquement une baisse de l'évaporation.
- des apports d'eau renforcés d'origine méridienne.

En effet, la taille du grand delta ancien du Chari est assez significatif : couvrant quelques 40 000 km² du triangle Bongor – Bokoro - Miltou, mesure plus de 150 km entre son origine et son apex. Calé sur le cordon sableux, indiquant qu'il était fonctionnel lors de cette phase lacustre, le delta du Logone s'y emboîtait au Sud et participait donc aussi à l'alimentation. Aussi, la taille du delta étant fonction des écoulements, devient-il aisé de dire que le bassin tchadien, de même que l'ensemble des régions intertropicales ont connu de grandes périodes d'humidité à l'Holocène. (Torrent, 1966) ; (Pias, 1967). En effet, après les maximums des extensions lacustres sur toute la bordure sud du Sahara vers 9 000-8 000 BP, Faure (1969); Butzer et al. (1972) ; Butzer (1980) ont noté une remontée du niveau des lacs Rodolphe, Nakuru, Magadi, Victoria...après 12 000 BP. en Afrique orientale où Bonnefille (1988) a aussi remarqué la réapparition d'une végétation forestière après 1 320 ± 200 BP.

La figure 45 ci-dessous relative à l'indice d'humidité montre bien que le pic vers 8 000-9 000 BP marque surtout une forte baisse de l'évaporation, c'est-à-dire un climat frais. Ce pic correspond en effet au paléotchad maximum.

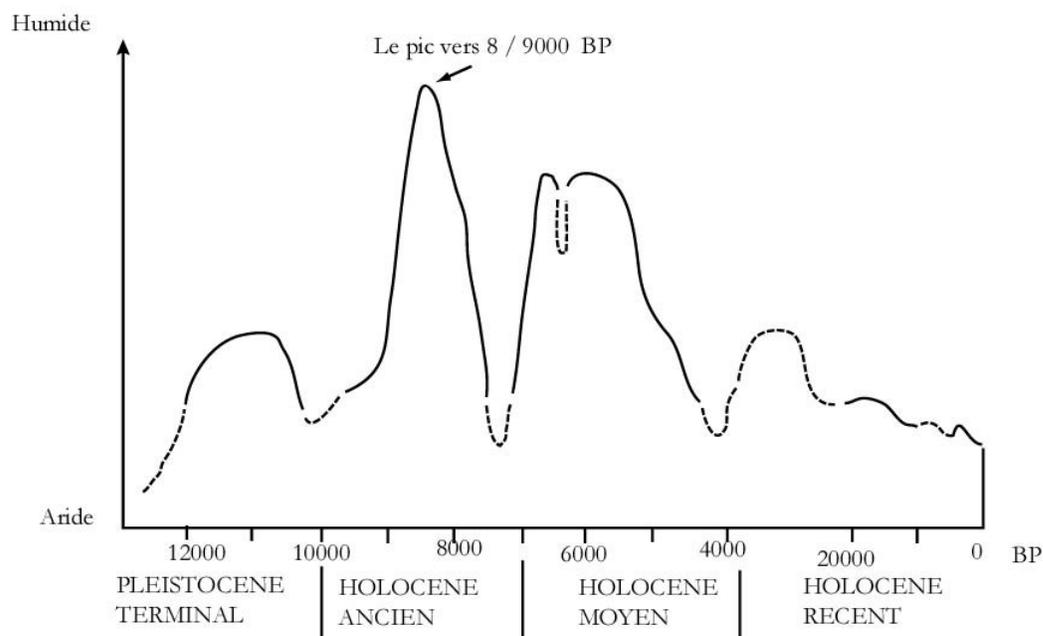


Figure 44. Evolution relative du rapport pluviosité / évaporation depuis 12 000 BP dans le bassin tchadien d'après Servant (1973).

Le cordon sableux circumpaléolacustre tchadien a donc marqué l'Holocène Inférieur (Nigéro-Tchadien). Il est en effet lié à la transgression lacustre au maximum de la période humide qui s'est étendue entre 12 000 et 5 000 BP. A partir de l'étude des diatomées prélevés à Tjéri au Nord-Est du lac Tchad actuel, Servant et Servant-Vildary (1973) fixent ce maximum lacustre entre 7 500 et 4 000 BP.

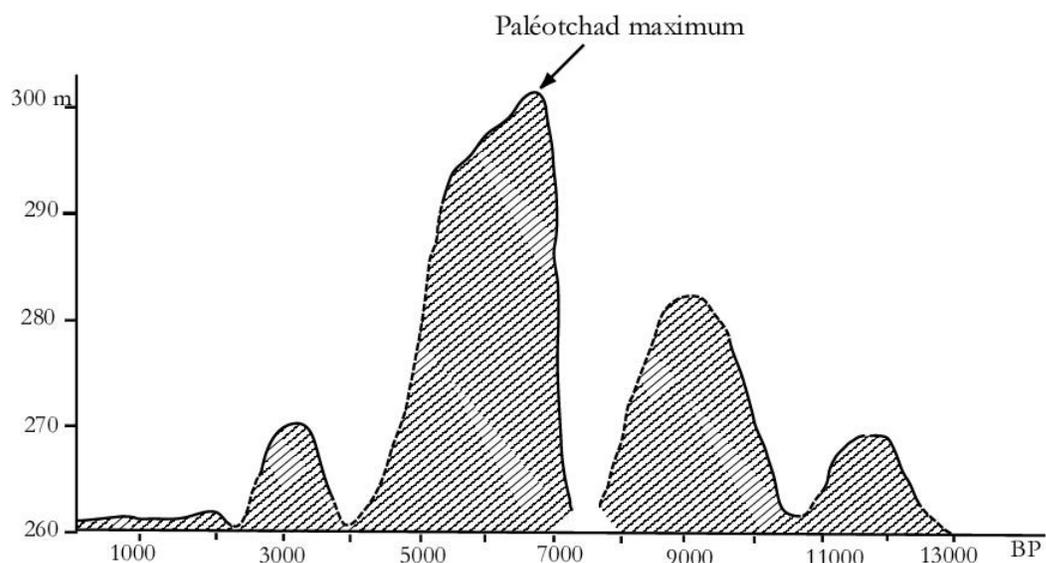


Figure 45. Variation des niveaux lacustres d'après Servant (1973, 1974) ; Servant et Servant-Vildary (1980 ; 1983).

Ainsi que ce soit l'âge de 6950 ± 240 BP obtenu sur des coquilles prélevées sur la plage lacustre à Mitimi à 300 / 305 m d'altitude au pied du cordon sableux de Tal (Durand et al, 1983; Durand, 1993) ou encore l'âge de 4250 ± 240 BP. que nous avons obtenu (OBDY 869) sur du bois fossile prélevé au pied du cordon sableux à Yagoua, tous sont compatibles avec la transgression lacustre à l'Holocène

Les questions qui restent posées sont celles de la dissymétrie entre les versants et de la nature des crêtes. Ainsi le talus sur le versant amont (sud) ne serait pas dû à l'érosion car ce dernier est extérieur par rapport aux eaux lacustres. Si jamais il y a eu érosion, elle aurait ajouté à la dissymétrie déjà structurale une autre de commandement. Les paliers du côté aval (nord) font penser aux retraits successifs du paléomégalac lac Tchad.

L'observation des photographies aériennes N° 9,10, 11, 56 – 69 de la Mission NC 33 XIV – XV de 1962 portant sur le secteur de Pétte (figure 40, page 108) montre en plus des crêtes, des traces de dunes paraboliques. Tout porte donc à penser que les vents auraient remanié les sables sur les plages lacustres et / ou que les eaux lacustres auraient remanié des dunes de sables rouges.

CHAPITRE 4

LES HERITAGES MORPHOPALEOCLIMATIQUES ET LA PALEODYNAMIQUE DES PAYSAGES GEOMORPHOLOGIQUES

L'ensemble des paysages géomorphologiques de l'Extrême-Nord-Cameroun sont des reliques. Ces derniers sont en déphasage avec la dynamique morphoclimatique actuelle, puisqu'elles sont des héritages des oscillations paléoclimatiques qui ont caractérisé le Quaternaire.

4.1. CHRONOLOGIE DES HERITAGES PLIOQUATERNAIRES

Les paysages géomorphologiques de l'Extrême-Nord-Cameroun regroupent des formes dont les origines étaient jusqu'ici controversées (assise limono-argilo-sableuse et le cordon sableux paléolacustre tchadien), mais aussi des constructions fluviales et éoliennes caractéristiques.

4.1.1. LES PALEOFORMES ET PALEOFORMATIONS FLUVIATILES

4.1.1.1. LE CARACTERE ANCIEN DES PEDIMENTS

Les pédiments sont des formes d'érosion découlant d'un climat très contrasté à tendance semi-aride. Ils se présentent donc comme des héritages d'un passé récent. Leur évolution est fonction des conditions climatiques depuis le Pléistocène (climats alternant des séquences sèches et humides).

Du Pléistocène à l'Holocène, parallèlement aux remaniements des sables anciens datés du Continental Terminal dans le bassin tchadien, des colluvions se sont répandues uniformément sur la bordure sud en aire de piémont, constituant des pédiments.

Il est assez difficile d'attribuer la mise en place de toutes ces formes à une phase paléoclimatique précise et unique, faute de datations absolues. Cependant, Hervieu, (1969) travaillant dans le haut bassin de la Bénoué vers les N 9° à 10°, plus au Sud y a reconnu 4 générations de « glaciaires » ou plus précisément de terrasses liées aux phases semi-arides du :

- Quaternaire ancien (villafranchien: > 300 000 BP): « haute terrasse » ou « ancien glaciaire cuirassé » (30 – 50 m) à galets ;
- Douroumien (3 500 - 25 000 BP): « glaciaire-terrasse » ou « glaciaire d'accumulation I » (20 – 25 m) ;
- Bossoumien (20 000 - 15 000 BP): « terrasse moyenne » ou « glaciaire d'accumulation II » (4 – 8 m) ;
- Subactuel (12 000 - 2 400 BP) : « basse terrasse » (1 – 2 m).

Ces glaciaires ou terrasses emboîtées dans le secteur du haut bassin de la Bénoué sont à lier aux variations du niveau de base local que constitue le cours d'eau, ou à un affaissement successif de son bassin (Hervieu, 1969).

Il est cependant difficile de prouver une telle dynamique dans le bassin du Tchad. Dans les piémonts immédiats en effet, on a plutôt affaire à un seul « pédiment–terrasse » qui surplombe le lit actif du mayo. Vers l'Est dans les plaines, il existe des endroits (Djaoudé, pétté...) où un chapeau de sable dunaire surmontant des formations limono–argileuses se comportent comme une haute terrasse au pied de laquelle vient s'emboîter une autre, probablement d'âge Subactuel à Actuel.

4.1.1.2 . LA CONSTRUCTION DES PLAINES ALLUVIALES

En aval des pédiments en collerettes aux piémonts immédiats des inselbergs, des alluvions ont remblayé une paléopédiplaine granito-métamorphique dans le prolongement de celle de Kaélé-Mindif. Comme nous avons mentionné plus haut, ces dépôts s'épaississaient dans ces paysages plans, à cause de la perte d'énergie des écoulements dans un milieu où les pentes s'amointrissaient progressivement et surtout à cause du barrage qu'a constitué le cordon sableux « Limani-Yagoua » à l'Holocène. Les mayos descendant des monts Mandara ont en effet construit des deltas marécageux en amont de la ride sableuse, provoquant la sédimentation de particules assez fines dans la plaine du Diamaré et un alluvionnement régressif. Il s'en est suivi alors un engorgement des lits avec des migrations latérales à la surface de remblaiement. En surface, les alluvions relativement anciennes en aval des plaines, cèdent le pas aux sédiments argilo-limoneux vers le centre où le comblement continue.

De façon concomitante, à la mise en place de la vaste plaine des piémonts, celle du Tchad se formait par remblaiement par les alluvions du lac Tchad et du Logone.

La matière organique prélevée dans les argiles à 3 m de profondeur à Galak (N 10° 19'-E 15° 15', altitude 332 m) au SE de Yagoua et datée de 2630 ± 50 BP. (OBDY 952) traduirait cependant des sédimentations subactuelles, relatives à de petites phases lacustres, postérieures au « Nigéro-Tchadien ».

Ces sédiments fins constituent les niveaux supérieurs des profils dans la plaines d'inondation du Logone et dans le grand Yaéré en aval du cordon sableux qui aurait été plus vaste pendant les phases humides. Ces argiles coiffent des sables qui dateraient du Continental Terminal. Vers l'Ouest, ces sables forment une suite de petits bourrelets dominant de petites dépressions saisonnièrement humides. Par leur orientation (SO – NE), tout porte à penser qu'il s'agit des reliques de dunes de sables rouges arasées et / ou ennoyées vraisemblablement par une transgression paléolacustre. Toutefois aucun indice paléobotanique n'y laisse entrevoir l'existence d'un lac profond.

Le secteur proche du cordon sableux Limani-Yagoua continue à recevoir des dépôts vaseux dans des playas où finissent les puissants mayos qui ont franchi le barrage dunaire. L'âge de 610 ± 15 BP. (OBDY 741) obtenu sur de la matière organique prélevée à moins de 30 cm de la surface à Guiabgué (dans la plaine du Tchad (N 11° 05'-E 14° 26', altitude 320 m), traduit bien ce remblaiement récent à Actuel.

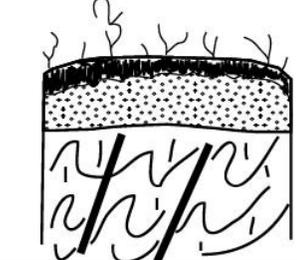
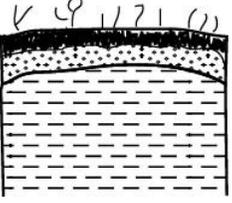
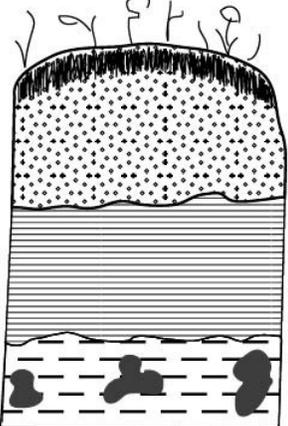
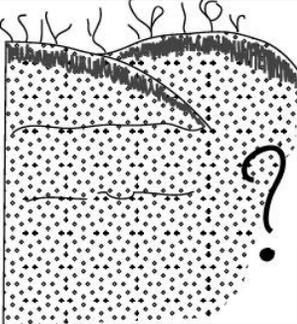
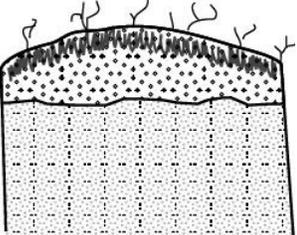
4.1.2. LES CONSTRUCTIONS EOLIENNES TYPES

Toutes les coupes réalisées depuis Kolofata à la frontière nigériane à l'Ouest jusqu'à Yagoua à la frontière tchadienne à l'Est présentent dans les niveaux superficiels un matériau éolien caractéristique. Ce fait indiquerait:

- selon Mainguet (comm. pers., 2002) ; 1991) une phase éolienne de dépôts par un climat sec à précipitation $P < 400$ mm / an ;
- que les matériaux ont ensuite été rubéfiés, pris en masse, aplanis par une paléopédogénèse* tropicale subhumide sèche, avec des précipitations de l'ordre de 600 à 800 mm / an (*la pédogénèse dérivant de l'altération, amenuise les roches et les expose à l'érosion qui aplanit en effet les reliefs*) ;
- que ce système exprime un budget sédimentaire négatif (B.S.-) (Mainguet, 1978) ; (Mainguet et Chemin, 1989).

L'ensemble du système dunaire de Kalfou est dans une phase de déperdition de son matériel. Les dépressions interdunaires sont colmatées par des limons (Mainguet et Wakponou, 2003). De nos jours, elles restent bien différenciées topographiquement, avec des altitudes de 4 à 7 m, à des positions données au tableau 4 ci-dessous.

Tableau 4. Différentes situations des dépôts sableux éoliens rubéfiés. D'après Mainguet et Wakponou (2002).

| Log | stratigraphie | Localisation |
|---|--|--|
|  | <p>Château de sable rouge sur Socle migmatitique altéré et traversé par des filons de quartz</p> | <p>Piste Kobbo-Kolara (N 10° 18'-E 14° 37') alt 424 m.</p> |
|  | <p>Château de sable rubéfié sur une formation limono-argilo-sableuse dite «Assise de Doyang».</p> | <p>1- piste Modjombodi- Mindif (N 10° 19'-E 14° 24', alt. 414 m). 2- Bogo (N 10° 44'-E 14° 37', alt.331 m) sur la berge, rive gauche du mayo Tsanaga. 3- Mazangay (N 10° 51'-E 14° 14' ; alt. 370 m), berge rive droite du mayo Ranéó.</p> |
|  | <p>Coiffe dunaire sur vertisol (karal) au-dessus d' une formation limono- argilo-sableuse à nodules et/ou à grosses pouppées calcaires dite « formation de doyang ».</p> | <p>1- Dargala (N 10° 32'-E 14° 37', alt. 342 m), sous le pont , route Dargala-Yoldéo, berge, rive gauche du mayo Boula. 2- Kolofata (N 11° 10'-E 14° 01' ; alt. 366 m), berge rive droite du mayo Wayan mayata.</p> |
|  | <p>Deux épisodes éoliens à sables rubéfiés au-dessus de : - Sables fins (Md = 170 µm) - Sables grossiers (Md = 1300 µm) du Continental Terminal.</p> | <p>Pétté (N 10° 58'-E 14° 29', alt ; 333 m), berge, rive gauche du mayo Ranéo.</p> |
|  | <p>Château dunaire sur sable consolidé.</p> | <p>1- Pétté (N 10° 58'-E 14° 29', alt. 333 m), berge, rive gauche du mayo ranéo ; 2- Djaoudé (N 11° 02'-E 14° 26', alt. 320 m), berge, rive droite du mayo Mangafé.</p> |

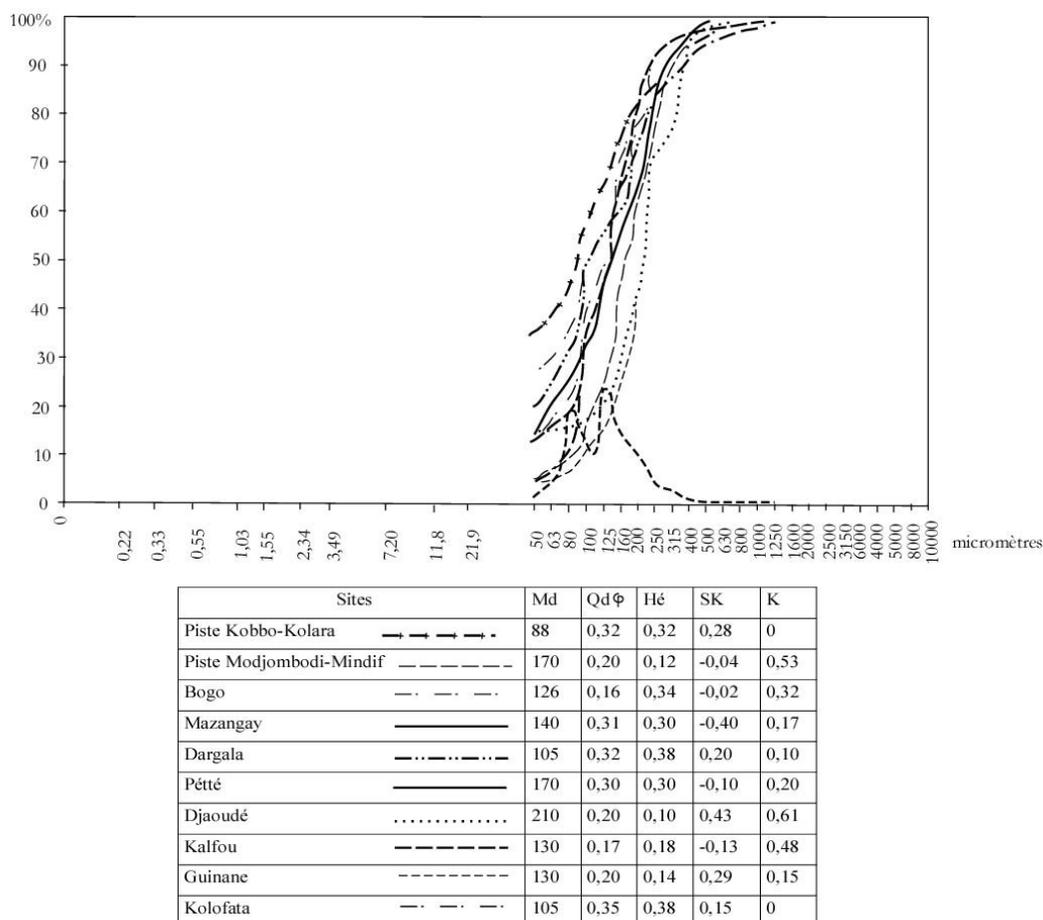


Figure 46. Courbes comparatives et paramètres granulométriques des sables dunaires

Le matériau dunaire est en fait un sable très fin à moyen ($Md = 88$ à $210 \mu m$), assez homogène ($Hé = 0,10$ à $0,38$), à courbe de fréquence normale ($K = 0$) ou pointue ($K = 0,61$). Remanié aussi bien par des fluides de moindre importance (la brise par exemple) ($SK = -0,40$) que par des agents de transport compétents (vents fort, tempête et / ou eaux de ruissellement) ($SK = 0,43$), ces sables ont été très bien à moyennement classés ($Qd\phi = 0,17$ à $0,35$).

Ainsi, fort du redressement des courbes cummulative de différents échantillons prélevés dans des châteaux dunaires à différentes positions morphologiques mais surtout du pourcentage de grains de quartz éolisés (jusqu'à 68 à Pétté) et compte tenu de la structure, du modelé, de l'orientation et dans une moindre mesure de la couleur des matériaux de ces dunes, tout porte à penser que les dunes longitudinales et l'erg de Kalfou constituent les vestiges d'un même système dunaire. Grove (1958), Sieffermann (1967) et Pias (1970) ont en effet identifié tour à tour un grand erg qui se serait étalé du "bec de canard" au Cameroun, au N-E. de Kano au Nigéria et au Sud de Nguigmi au Niger pendant la phase aride du Kanémien. Ce "1^{er} erg" (Pias, 1970), au-delà du bassin tchadien s'étendait jusqu'à la côte atlantique à travers l'Afrique occidentale où Michel (1967) le considère comme l'erg "ogolien". La période Kanémienne (20 000-12 000 BP) à laquelle cet erg est liée a entraîné une extension vers l'Equateur, du domaine désertique (Servant, 1974). A cette période de sécheresse très accentuée correspond la disparition momentanée de la forêt dans la région du lac Victoria en Afrique de l'Est, au Congo occidental, dans le Sud-Cameroun et du Nigéria en Afrique

Centrale, pendant une partie du Pléistocène Supérieur, au profit de la steppe ou de la savane claire (Kendall, 1969) ; (Burcke et al, 1970) ; (Hurault, 1972) ; (Servant, 1974).

L'âge 14_C de 4 000 BP obtenu sur les charbons ferritisés de la base des horizons Bs par Brabant et Gavaud (1984) et ceux de $2\,930 \pm 40$ BP (OBDY, 873) et $1\,170 \pm 150$ B.P (OBDY, 801) obtenus sur du charbon de bois prélevé respectivement à 1,70 m et à 65 cm du sommet de l'une de ces dunes à Mazangay et à Makalingay traduisent des remaniements lors des épisodes arides plus récents. Les datations de $11\,940 \pm 50$ BP et 14 à 16 000 BP obtenus par thermoluminescence sur du sable rouge respectivement à Bogo et à Pétte sont bien dans cette fouchette kanémienne. Mais selon nos observations (Mainguet et Wakponou, 2002 ; 2003), l'erg de Kalfou au Cameroun constitue à N $10^\circ 07'$ le jalon le plus méridional du Système Global d'Action Eolienne (S.G.A.E.) saharo-sahélien décrit par Mainguet et Chemin (1990) ; Mainguet, (1992a ; 1992b ; 1995). Selon cet auteur (comm. pers., 2002), ces latitudes basses s'expliquent car l'aire couverte par cet erg se trouve en alignement avec le Venturi formé à l'ouest par le massif du Tibesti (pic Toussidé 3265 m) et à l'Est par le massif de l'Ennedi 1460 m. Immédiatement sous le vent de ce Venturi, qui accélère la vitesse des vents d'Harmattan, le plus vaste système de kaluts* [*de Lut en Iran, dont vient le nom : « ensemble de longues crêtes de grès en alternance avec des couloirs parallèles »*. (Mainguet, 1972)] de notre Planète a été façonné : le système du Borkou, système très ancien comme l'implique par corrasion de couloirs pouvant dépasser 1 km de large et atteindre plusieurs dizaines de mètres de profondeur taillé dans des roches gréseuses paléozoïques très dures. Puis en alignement du Venturi, dans la direction de l'Harmattan (NE-SO) se trouvent les Bas-pays du Tchad, le Bahr-El-Ghazal et l'erg de Kalfou. 1 120 km séparent cet erg de la sortie du Venturi. (Mainguet et Chemin, 1990).

Le matériau rouge de ces dunes a été vraisemblablement remanié par endroits par les eaux du mégalac Tchad holocène pour construire en partie sa ligne de rivage.

Les spécificités des dunes des basses terres extrême-nord-camerounaises portent sur leur âge et sur l'agent morphogénétique dominant ; le premier est marqué par la couleur du matériau, le second par l'orientation de la structure. Originellement, ces sables quartzeux appartiendraient au Continental Terminal et aux produits du démantèlement des paléosols. Ils n'auraient qu'été remaniés successivement par l'eau et / ou le vent à des périodes différentes. (Wakponou, 1999). Brabant et Gavaud (1985) décrivent sur ces dunes un couvert végétal de forêt sèche et de savane arborée à *Anogeissus leiocarpus*, *sclerocarya birrea* et *Stercula setigera*, ce qui n'est pas sans nous surprendre car ces dunes sont recouvertes aujourd'hui d'un tapis général de *Gueira senegalensis* caractéristique en assez forte densité, avec des clairières (Mainguet et Wakponou, 2002 ; 2003).

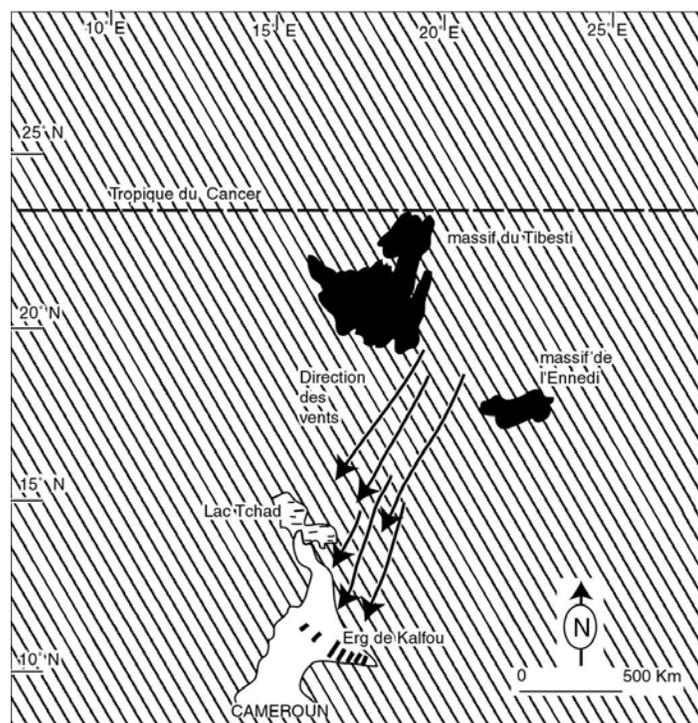


Figure 47. L'erg de Kalfou dans le système du Venturi Tibesti-Ennedi, en partie d'après Mainguet et Chemin (1990)

4.2 LES TEMOINS D'UNE PALEOEVOLUTION

4.2.1. LES SOLS

Les sols sont dans l'ensemble des témoins des évolutions paléoclimatiques. En effet, les différents horizons pédologiques sont selon Humbel (1972), le résultat d'un travail antérieur au dépôt et de ses multiples mécanismes de formation et de destruction. Ce travail qui est le facteur essentiel de la pédogenèse passe par des hydrolyses durant plusieurs centaines de milliers d'années (Ségalen, 1973). Sur le terrain d'étude on peut dénombrer cinq grands types de sols: les lithosols, les planosols-solonetz, les sols ferrugineux, les vertisols, et les sols fersialliques suivant le classement de Braband et Gavaud (1985).

Les lithosols, jeunes et peu évolués forment des paysages pédologiques décharnés des monts Mandara et des inselbergs. Ces régosols se développent sur des roches grenues acides entre les blocs et au pourtour des massifs granitiques (Sud de Mora, Djoulgouf), syénitiques (Mindif) et andésitiques (Papata, Gaviang...).

Les planosols-solonetz, très répandus, constituent une combinaison de sols des pédiments aplanis, érodés et disséqués. Ils se développent sur les gneiss à Mora, Maroua, Kaélé.

L'existence des sols ferrugineux tropicaux des secteurs dunaires (Kalfou, Mazangay...) et du plateau de Doyang confirme plus le caractère ancien des sols car la

ferrallitisation des formations superficielles nécessite un climat plus humide que le type soudano-sahélien actuel.

Les vertisols (Karals) se développent sur des alluvions anciennes mais aussi sur des alluvions actuelles. Selon Maley (1983), « Les sols de type vertisolique se seraient formés entre 15 000 et 7 000 BP dans la zone nord-tropicale africaine ». Ce « black cotton soil » des anglo-saxons est un objet de convoitise et de conflits entre les paysans. En effet, par sa capacité de rétention hydrique jusqu'au cœur de la saison sèche et sa fertilité (taux de matières organiques = 0,75 à 0,85 %) (Seiny Boukar, 1990), il constitue un véritable don du ciel pour les agriculteurs qui y cultivent du muskwari mais aussi pour les éleveurs qui y voient un pâturage vert de saison sèche. (Photo 9 page 80).

Les vertisols sont très répandus dans les secteurs plats et dans les petites dépressions qui font penser à des dépressions éoliennes résultantes d'un « blow out » pendant des épisodes secs passés (Mainguet, comm. Pers.). On n'est pas en effet sur des terrains calcaires pour pouvoir penser aux dolines issues du phénomène karstique. Par ailleurs, l'Extrême-Nord-Cameroun n'a pas connu de glaciation ou des climats froids auquel cas on attribuerait ces dépressions aux effets des pingos.



Photographie 16. Une dépression à karal. (Méhé, 16 III 2003)

La photographie présente un secteur déprimé à vertisols, densément marqués par des fentes de dessiccation (on est en pleine saison sèche : mars). Ces sols argileux hydromorphes sont signalés dans le paysage par la présence d'*Acacia seyal* (voir souche et plantule au coin gauche de la photographie). Ces sols se forment après décantation de particules fines dans les dépressions.

C'est dans les vertisols que se sont développés des nodules, des cuirasses ferrugineuses et des concrétions calcaires.

4.2.1.1. LES CONCRETIONS ET CUIRASSES ET LEUR ROLE DANS LES SOLS FERRUGINEUX TROPICAUX

Les concrétions ferrugineuses sont des éléments indurés riches en sesquioxides. Lévêque (1970) y voit quatre origines principales possibles :

- formation en place à partir des solutions, pseudosolutions, complexes, chélates etc....lessivés des horizons supérieurs des profils ou parfois remontés par évaporation ;
- formation en place par concentration à la suite de l'exportation d'autres éléments (accumulation relative) ;
- formation en place à partir du même genre d'apport que dans le premier cas mais provenant du lessivage de sols ou matériaux ferrugineux situés en topographies dominantes ;
- apport colluvionnaire de concrétions ou de petits fragments de cuirasse ;

Ceci est valable pour les sols développés sur le socle granito – gneissique comme dans l'Extrême-Nord-Cameroun.

En effet, la formation limono-argilo-sableuse signalée plus haut renferme parfois des concrétions ferrugineuses éparses en plus des nodules calcaires. Ce sont des granules millimétriques à cortex brun patiné. Ils sont probablement des produits détritiques issus d'une cuirasse démantelée. Mobilisés sous climat semi-aride, ces granules se sont mélangés aux limon-argileux comme à Kaélé, Maroua, ou à Pétté. D'autres granules ferrugineux à peine indurés et probablement plus récents se développent dans les niveaux sableux comme à Vingueléri, au Sud-Ouest de la plaine du Tchad.

Dans tous les cas, les niveaux à granules ferrugineux sont dans la zone de battement de la nappe phréatique où le fer mis en solution est précipité sous une forme insoluble. L'existence de nombreuses taches rouilles traduit la précipitation des hydroxydes de fer dans ces niveaux. Les pisolithes ferrugineux nécessitent un climat à deux saisons contrastées mais rien ne nous prouve l'existence d'un lac ou tout au moins de plans d'eau à toutes les positions topographiques aux quelles on les trouve, même s'ils se forment préférentiellement dans des dépressions qui s'assèchent ou des zones humides de type pâlustre. Comme nous avons déjà signalé plus haut, ces cuirasses de piémont épousant le contour des dépressions périphériques sont liées à l'hydromorphie de bas de versant. En effet, comme le dit si bien Nahon (1976), les cuirassements nécessitent trois raisons : rôle de la topographie (un relief), celui de la roche mère (ferrugineuse) et celui de la roche hôte (non drainant).

Les cuirasses apparaissent donc comme les témoins d'une évolution ancienne ; une altération ferrallitique ancienne (Tardy, 1969). De ce fait, elles sont importantes dans les reconstitutions paléogéographiques et paléogéomorphologiques du relief actuel. Elles marquent en effet les aplanissements anciens. (Tchindjang, 1996).

Le cuirassement joue plusieurs rôles :

- protection du relief contre la dissection ;
- protection des formations superficielles contre le splash ;
- L'intérêt hydrologique des cuirasses n'est plus à démontrer. Les dalles cuirassées assurent une protection des nappes contre l'évaporation. A la sortie nord de Mborora sur la piste Péténé-Modjom-Bodi (N 10° 17'–E 14° 23') à 446 m d'altitude sur le bombement de socle dans le plateau de Doyang par exemple, l'eau n'est qu'à 2,70 m de profondeur sous la cuirasse dans un puits en pleine saison sèche (janvier). Les écoulements sous-cuirasses pouvant prendre un aspect concentrique peuvent être captés par les populations. Le

ruissellement est assez important sur les dalles cuirassées. L'écoulement hypodermique et par des fissures engendre une évolution pénékarstique et l'attaque se fait par des corniches et des flancs. Dans le cas des dégradations, les cuirasses fournissent des gravillons ferrugineux qui, par leur qualités mécaniques sont très recherchés comme matériaux de recouvrement des pistes et routes en terre.

4.2.1.2. LES CONCENTRATIONS CARBONATEES

Dans la formation limono-argileuse au-dessus de la cuirasse ou au contact des altérites, des concentrations carbonatées se rencontrent indifféremment et ceci des monts Mandara à la pédiplaine de Kaélé-Mindif. On les rencontre aussi dans le matériau sableux de l'erg de Kalfou. Dans la plaine du Tchad, elles sont présentes dans les niveaux argileux noirs au-dessus des sables grossiers. Elles se présentent sous forme de nodules centimétriques (Djamhoura, Maroua, Zouzou), de poupées multicentimétriques résultant de la coalescence de plusieurs nodules (Kaélé, Dargala) ou de revêtements de quelques 2 millimètres d'épaisseur de poudre de carbonate de calcium (Kolofata, Kouyapé).

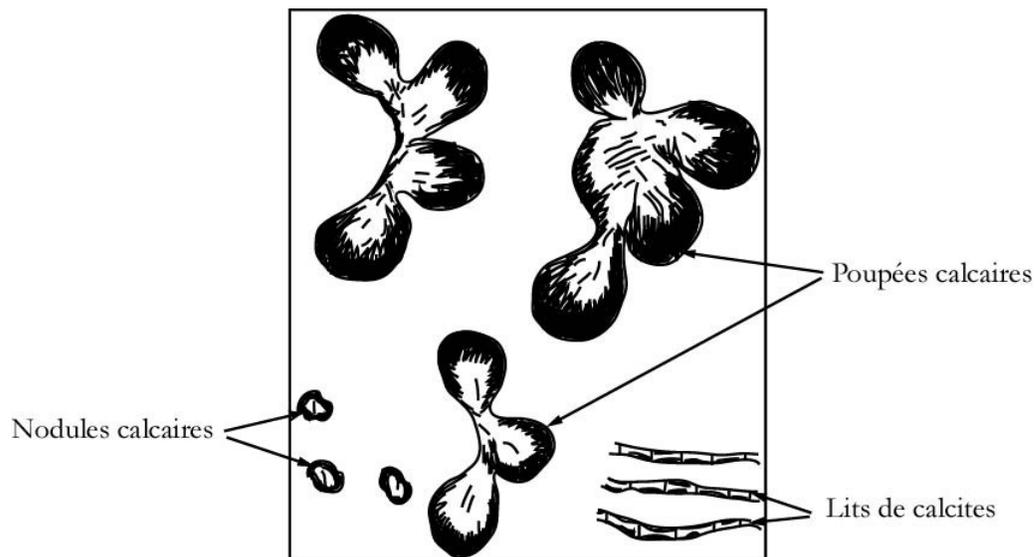


Figure 48. Différents aspects de concentrations carbonatées dans les formations limono-argilo-sableuses

Comment expliquer la présence de concentrations carbonatées dans un environnement apparemment pauvre en calcite ?

Selon Pias (1962), la nature des feldspaths calco-sodiques contenus dans la roche-mère granitique est déterminante pour l'apparition des nodules calcaires. De même il évoque le rôle de l'hydromorphie locale qui aurait favorisé la calcification ou l'alcalinisation.

Le carbonate de calcium peut aussi provenir d'apports latéraux par infiltration dans des roches basaltiques et / ou volcano-sédimentaires. Elles peuvent en effet fournir suffisamment de calcium pour enrichir les eaux en calcaire. Comme le disent Delibras et Dutil (1966), « un bassin versant à roches calcaires n'est pas indispensable ».

Dans les monts Mandara par exemple, le niveau à nodules calcaires du profil de Gawar se trouve dans une alvéole autour de laquelle des pointements de roches volcaniques acides surmontent des formations granitiques, la colline de Gawar elle-même étant taillée dans des roches vertes volcano-sédimentaires.

Quant au plateau des Kapsiki plus à l'ouest, il est porté par un soubassement cristallin traversé par une large bande de roches vertes d'orientation méridienne allant des hauteurs du Nord de Maroua (mont Mogazang) jusqu'au delà du 10° N (Mboursou).

Le calcaire s'y concentrerait donc par évolution liée à l'altération, par pénétration de carbonate dans les fissures de la roche par voie éolienne, par néoformation intraformationnelle ou tout simplement par cristallisation du carbonate de calcium.

Quant aux nodules calcaires dans les formations de la plaine du Tchad vers le Logone, il faudrait peut être penser à une origine biologique. En effet, la concentration du calcaire peut être favorisée par le réseau racinaire des arbres absorbant l'eau dans les alluvions plus ou moins hydromorphes de cette plaine, ce qui favoriserait l'existence d'organismes pouvant être à l'origine de précipités. Citant Millot et al. (1955) et Wackermann (1967 ; 1975), Nahon indique que les accumulations font suite à une fixation sur place «par l'individualisation des cristallites et d'amas calcaire à partir de l'hydrolyse des minéraux primaires calcites. Le calcaire fixé sert de centre à une nodulation à partir des ions transportés en solution. Ces nodules en croissant épigénisent les minéraux calciques ou non comme le quartz». Pour Blokhuis et al. (1968) cités par Bocquier (1973), les nodules calcaires se formeraient dans les horizons profonds et ne se trouveraient dans les niveaux argileux vertisoliques superficiels que suite à des déplacements mécaniques à résultante ascendante à la faveur des fentes verticales causées par les compressions latérales saisonnières.

Conclusion.

Les accumulations ferrugineuses et calcaires fournissent des données fondamentales sur l'histoire pédologique d'une région donnée (Nahon, 1976). Dans le milieu tropical africain, l'utilisation des cuirasses ferrugineuses et des encroûtements calcaires comme indicateurs stratiographiques a été évoqué entre autres par Nahon et Demoulin (1971) au Sénégal, Boulangé et Eschenbrenner (1971) au Nigéria, Hervieu (1969), Marliac et Gavaud (1975), dans L'Extrême-Nord-Cameroun. D'une manière générale, outre les conditions topographiques et minéralogiques favorables, les cuirasses sont nées sous des anciens climats plus humides et surtout contrastés et les encroûtements calcaires semblent liés aux conditions climatiques plus arides.

4.2.2. INCIDENCE DE LA PALEOEVOLUTION QUATERNAIRE DU COUVERT VEGETAL SUR LA MORPHOGENESE

Les oscillations paléoclimatiques quaternaires ont eu un effet indéniable sur le couvert végétal. Il est cependant difficile de distinguer en l'état actuel des situations, les conséquences qui leur sont imputables de celles émanant des activités anthropiques. Toutefois, les périodes entre les pluviaux à végétation fournie et les arides au couvert végétal indigent sont les moments charnières de l'évolution (décapage) des versants suivis des épandages des piémonts et les alluvionnements plus en aval. Chaque formation végétale est en effet liée à des conditions bioclimatiques et morphopédologiques particulières.

L'assèchement de l'air par des vagues de froid au maximum glaciaire du Quaternaire a, selon Aubreville (1967), causé «de vrai cataclysme, [...] a anéanti en certaines régions la moindre résistance biologique». Les formations herbacées se sont substituées à la forêt qui a connu une regression autour de 20 000 BP, ou d'après Hamilton (1976) entre 25 000 et 12 000 BP. Au Burundi en Afrique de l'est, Bonnefille et Riollet (1987) indiquent le maximum de l'extention des «grasslands» entre $15\ 200 \pm 300$ et $13\ 250 \pm 200$ BP au moment du début du réchauffement climatique avec le retrait des calottes glaciaires jusque vers 2 000 m d'altitude au cours du maximum glaciaire qu'ils placent entre 18 000 et 15 000 BP. C'est effectivement à cette dernière datation que Lezine (1989) voit une période aride marquée par l'extention des « pseudosteppes sahéliennes ». Cet auteur indique un changement majeur de paysage végétal au cours de l'Holocène : en 9 000 BP quand les limites actuelles de la végétation humide sont montées d'environ 400 à 500 km vers le Nord.

L'Extrême-Nord-Cameroun au-delà du 10° N a en effet des reliques de végétations forestières limitées aujourd'hui vers les $4-5^\circ$ N hormis les galeries forestières, elles-mêmes reliques qui s'impriment en digitations le long des vallées dans la savane soudano-sahélienne.

Cette végétation témoin se rencontre entre les grands chaos et les anfractuosités de roches et surtout dans les réserves forestières de Mayo Louti, de Zamay dans les monts Mandara et la réserve de Gokoro à Mozogo dans le pédiment de Koza. A ces positions, l'inaccessibilité à l'une et la prohibition à l'autre ont mis cette végétation guinéenne à l'abri des feux de brousse et des défrichements. Sa richesse floristique (*Ficus*, *Lannea acida*, *Microcarpa*, *Acacia albida*, *Parkia biglobosa*, *Butyrospermum parkii*, *tamarindus indica*...) et sa luxuriance favorisée par des conditions climatiques humides lui ont valu le qualificatif de « végétation primitive » (Fotius et Letouzey, 1968).



Planche 6. aspects de paysages végétaux (Nguétchwé, 27-VII-2000)

Sur la photographie de gauche relative à la réserve forestière de Gokoro on a une végétation luxuriante assez bien fournie et à plusieurs strates alors que la photographie de droite a un champ de coton sous un impressionnant parc à *Acacia albida*.

Tous les paysages végétaux du Soudano-sahélien extrême-nord-camerounais auraient été riches en essences comme c'est le cas aujourd'hui dans les réserves forestières (planche 6, page 130) C'est donc l'homme qui aurait détruit cette « végétation primitive » par défrichements et feux de brousse. Notre allégation est soutenue par le fait que seule la piste Mora-Mokolo large de quelques 5 m tout au plus sépare les deux états de végétation fortement contrastés du secteur de Nguétchéwé, dans la plaine du secteur de Koza.

Conclusion

La signification paléoclimatique des paysages porte sur:

- le déblaiement des pédiments et des versants sur le plateau de Doyang,
- la présence des pédiments même,
- le démantèlement de la cuirasse ferrugineuse,
- la présence dans les produits d'épandage de nombreux galets de quartz,
- l'existence des cônes de déjections (Méri),
- des remblais des grandes plaines alluviales.

4.2.3. CONCLUSION SYNTHÈSE

Le socle précambrien a joué un rôle prépondérant dans les paysages morphologiques de la région. Il affleure très largement dans les monts Mandara où il a été soulevé et où il présente aujourd'hui, un vieux front d'altération. Profondément disséqué, il sert d'ancrage et de soubassement aux pédiments, plateaux et plaines. Son extension se vérifie par l'existence de multiples inselbergs qui pointent partout dans les plaines de piémont, au Sud du cordon sableux. Ils ont en effet la même nature pétrographique que les roches qui constituent les monts Mandara. Le façonnement des modelés a été commandé par la tectonique et l'érosion. Ainsi, la distinction d'une plaine dite celle du Tchad limitée par le cordon sableux Limani-Yagoua, l'arrêt brusque des affleurements du socle cristallin au Sud de cette dune, l'orientation NO-SE des paliers des monts Mandara et du cordon sableux et le réseau hydrographique en baïonnette ou à tracé rectiligne entre autres, témoignent de cette activité tectonique.

Quant à l'activité érosive, toute la région de piémont s'étendant entre la bordure septentrionale du plateau de l'Adamaoua et le flanc oriental des monts Mandara connaît une vaste surface de remblaiement lié selon toute vraisemblance à des variations paléoclimatiques quaternaires.

Au Pléistocène Moyen, les produits d'altération du socle ont été redistribués dans le paysage, en diverses positions topographiques : dans les montagnes, sur le plateau , sur une pénéplaine cristalline, à en juger par la similitude de faciès des formations limono-argileuses dans la région, vraisemblablement sous climat semi-aride. Un épisode de raclage du socle pendant de violentes pluies pourrait être suggéré. Les fragments de quartz issus des filons en affleurement se sont émoussés lors des transports. Ils forment sur le socle une nappe de galets.

Avec le changement des conditions climatiques et peut-être d'un mouvement tectonique de grande amplitude (Roch, 1953), il y aurait eu au-dessus des galets de quartz sédimentation et colluvionnement de matériaux de plus en plus fins issus du démantèlement généralisé des sols rouges ferrugineux anciens et des formations du Continental Terminal plus

anciennes. Lorsque le couvert végétal s'est densifié et que le le niveau des cours d'eau a augmenté (biostasie) une altération poussée s'est installée, a procuré le fer et la cuirasse ferrugineuse s'est mise en place lors d'une phase d'induration sous climat sec. Cette induration survient avec la destruction du couvert végétal par assèchement du climat en période de rhexistasie relativement courte. Le sol surincombant est décapé, mettant à nu l'horizon d'accumulation. Sur le plateau de Doyang et partout ailleurs, la formation argilo-limono-sableuse se met en place (en partie) par colluvionnement au-dessus de cette cuirasse.

Ainsi, la figure 22a,b,c,d,e des pages 71 et 72, relative à la diffractométrie aux RX des poudres (argileuses) issues des échantillons prélevés depuis les monts Mandara jusqu'à la plaine du Tchad montre une similitude des spectres minéralogiques. Ceci pourrait traduire le brassage des matériaux sur un soubassement aux roches très peu diversifiées mais entremêlées ne facilitant pas la détermination des provinces pétrographiques d'origine des différents matériaux comme le montre le Tableaux 5 ci dessous.

Tableau 5. Distribution des minéraux lourds dans les formations superficielles

| SOCLE | Ensemble | Métamorphique | Plutonique | Volcanique |
|-----------------|--------------------------------|---|--|---|
| | Affleurant | Montagne, Inselbergs, Pédiplaine | | |
| | Sous-jaçant | Plateau, plaine et pédiplaine | | |
| ROCHES | Nature pétrographique | Schistes Gneiss Amphibolites Serpentinites Granites d'anatexie Anatexites Quartzites | Granites Syénites Gabbro Grano-diorite | Basaltes Rhyolites Dolérites Andésites |
| MINÉRAUX LOURDS | Minéraux Propres à un ensemble | Sillimanite Disthène Stauroïde Andalousite | | |
| | Minéraux communs | Epidote Zoïsite Trémolite Hornblende Grenat Rutile Zircon Muscovite Anastase* Topaze* Augite * Sphène* | Epidote* Zoïsite* Trémolite* Hornblende* Grenat* Rutile* Zircon* Muscovite* Anastase Topaze Augite* Sphène* | Epidote* Zoïsite* Trémolite* Hornblende* Grenat* Zircon* Augite Sphène |
| | Minéraux opaques | Ilménite Magnétite | Ilménite* Magnétite* | Ilménite Magnétite |

* : minéral secondaire

Il est alors difficile de rendre compte de l'allochtonie ou de l'autochtonie des formations superficielles sur la seule base de leur composition minéralogique.

On peut cependant penser que le colluvionnement des arènes au Quaternaire s'est effectué sur un socle profondément altéré. Cette évolution se serait opérée en trois phases :

- une phase de colluvionnement, d'épandage de produits descendus des monts Mandara et de remaniements des dépôts du Continental Terminal ;
- une phase de creusement à l'amont du cordon sableux, à cause d'une baisse de niveau de base lacustre, ou lors des averses brutales dans un milieu, à végétation clairsemée, avec crues brutales caractéristiques des influences semi-arides d'où l'existence des reliques colluvionnaires remaniées formant un paléosol à la base du cordon sableux ;
- une phase de remblaiement alluvial en amont du cordon sableux et d'érosion ponctuelle, pendant une période au cours de laquelle certains mayos ont eu assez d'énergie pour percer le cordon sableux Limani-Yagoua. (Figure 49 ci-dessous).

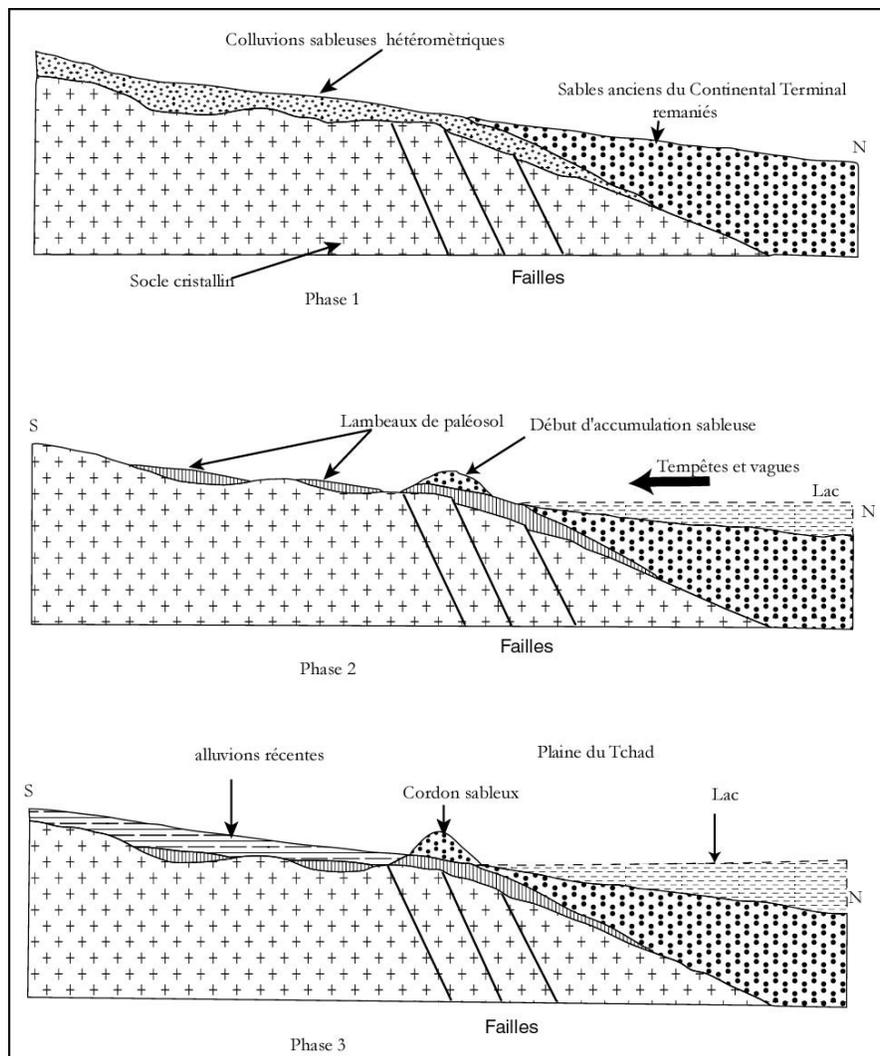


Figure 49. Origine et évolution des formations superficielles à la bordure sud du bassin tchadien (basses terres soudano-sahéliennes dans l'Extrême-Nord-Cameroun) au Quaternaire.

En aval, des hauts fonds issus des remblaiements fluvio-deltaïques auraient délimité plusieurs petites plaines dans lesquelles le blocage des écoulements auraient engendré un milieu marécageux qui a fonctionné pendant tout l'Holocène, jusqu'à l'Époque actuelle (Durand et Mathieu 1979 - 1980).

L'Extrême-Nord-Cameroun donc, à la frange du Sahel, a subi probablement avec un léger décalage temporel, les influences des fluctuations climatiques quaternaires qu'a connues le Sahara.

Les coupes complètes comme celle dans le pédiment de Méri (CAM 2002 - 1) permet d'identifier huit épisodes successifs, relatifs aux différents régimes hydrologiques :

- un régime érosif par climat semi-aride, traduit par le récurage du socle et la mise en place d'une nappe de galets sous-berge ;
- un régime calme, avec sédimentation de particules fines par climat humide, probablement dans un environnement sous couvert végétal assez dense ;
- une période de sécheresse avec une ébauche de cuirassement ;
- un régime intermédiaire torrentiel, marqué par des colluvionnements d'arènes grossières dans des cônes de déjection, par climat semi - aride prolongé ;
- un retour de conditions arides avec la mise en place d'une « stone line » ;
- une reprise de colluvionnement dans un environnement dénudé ;
- une brève phase d'érosion marquée par la constitution d'une autre ligne de gravats ;
- un régime assez calme au sommet, vraisemblablement par un retour de conditions humides et d'un couvert végétal fourni, comme peut témoigner la taille plus ou moins fines des sédiments (40 % des argiles et limons, 50 % de sables fins).

Ce schéma d'évolution paléoclimatique en huit grandes périodes a été vérifié à Kourgui (N 11° 06'–E 14° 16') au piémont nord du massif granitique de Dzogdzama, 821 m ; à Ouro-Malki (N 10° 17'–E 14° 15') sur les contreforts de l'inselgebirge granitique de Molkoa, 1059 m et à Kosséwa (N 10° 43'–E 14° 22') au piémont oriental du massif volcano-sédimentaire de Mogazang 962 m.

Voici du reste à la suite une coupe chronologique théorique des formations superficielles dans l'Extrême-Nord-Cameroun.

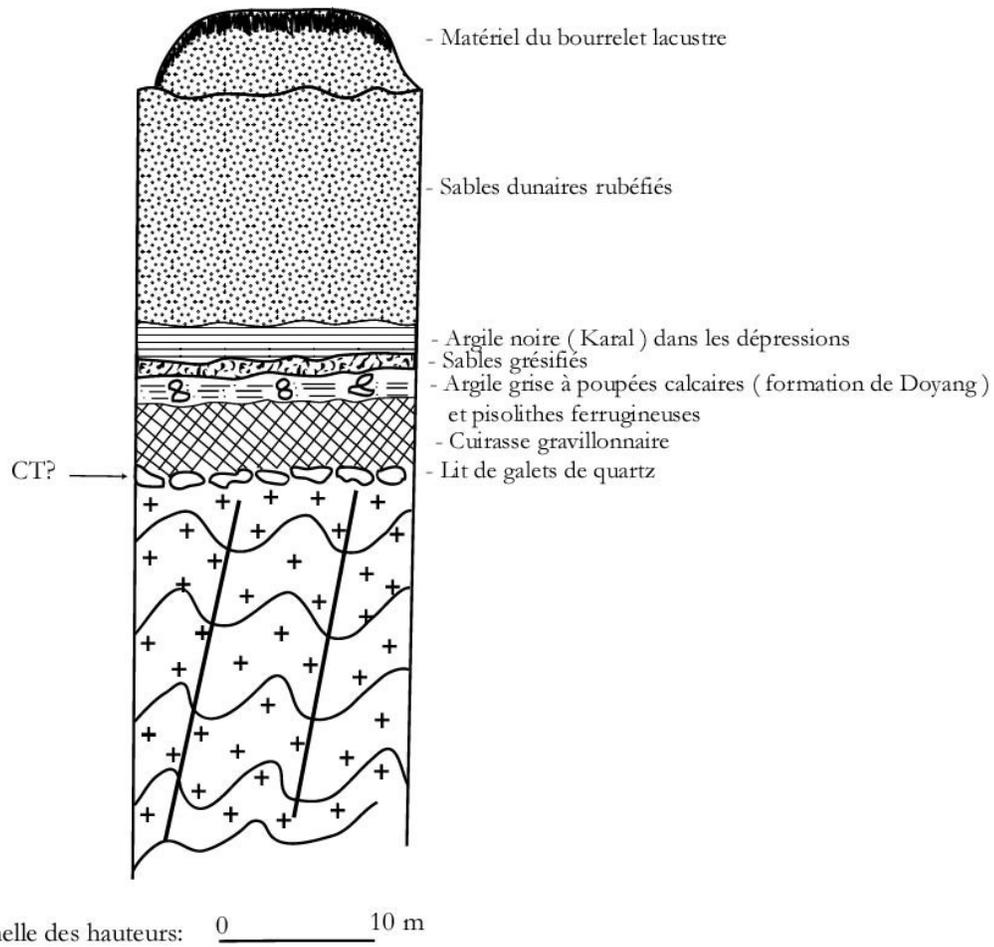


Figure 50. Coupe chronologique théorique

Le paysage géomorphologique (figure 51) que connaît l'Extrême-Nord-Cameroun aujourd'hui s'est définitivement modelé au Quaternaire, comme le montre le tableau 6 ci-dessous. Depuis l'Holocène, il n'a pas subi de changement majeur.

Tableau 6. Chronologie de l'évolution quaternaire du bassin du lac Tchad et épisodes éoliens sur la marge soudano-sahélienne du SGAE saharo-sahélien. (Mainguet et Wakponou, 2002 ; 2003)

| Dynamique | Couvert végétal | Ambiance climatique | Désignation | |
|---|-------------------------------------|---|-----------------------------------|-------------|
| | | | Cuvette tchadienne (Servant, 198) | Norcan (He) |
| <p>8 : Dynamique fluviale active</p> <ul style="list-style-type: none"> -Accélération de la reprise d'érosion par recul latéral des berges. Le socle est subaffleurant surtout dans l'aire de piémont. -poursuite de la phase de pédimentation -Phyto-instabilité sur les versants du fait des activités humaines. -Remplissage du lit vif des cours d'eau (inondations exacerbée et débordements visibles sur les photographies aériennes N° 77 – 188 de la mission N-C 33 XIV – XV de 1962). -Remaniements éoliens. | Reforestation | Alternance de phases humides et sèches | | Act |
| <p>7- Episode lacustre majeur ayant laissé un bourrelet lacustre (cordon sableux Limani-Yagoua), à deux stocks de sables : un stock de sables fins éoliens et un stock de grains plus grossiers de quartz et feldspaths potassiques</p> <ul style="list-style-type: none"> -Remplissage des blow-outs d'argile dans lesquelles se développent des vertisols (karals). -Formation des concrétions calcaires dans les sols argileux. | Regain d'une végétation forestière. | Tropical humide bref recurrences sèches. | Nigéro-Tchadien | Sub |

| | | | | |
|---|--|--|----------------------------|----------------|
| <p>6- Episode éolien et lacustre regressif -disparition des plans d'eau (servant, 1980). -Passage à un bilan sédimentaire négatif (BS-) avec façonnement des cordons longitudinaux et assèchement momentané du lac Tchad. -Formatin des blow-outs. Phase de rubéfaction des sables de l'erg. Rubéfaction pédogénétique correspondant à un paléosol. -Dépôt d'un paléo erg au Cameroun [dont les vestiges se sont bien conservés dans l'aire de Kalfou (N 10° 08'–E 14° 57')] s'étendant vers le Sud jusqu'à la latitude de Doukoula (N 10° 07'–E 14° 59') et vers le Nord-Ouest jusqu'à Kolofata (11° 11' – E 14° 02)</p> | <p>- Régression des forêts et formation d'une végétation ouverte et discontinue, essentiellement herbeuse</p> | <p>Phase sèche avec assèchement du paléoméga Tchad. -Subhumide-sec soudanien P = 800 mm. Phase aride à semi-aride saharo-sahélienne P < 400 mm / an</p> | <p>kanémien</p> | <p>Bos</p> |
| <p>5- Episode de loess : série Doyang (épaisseur maximale 2 m) interprétée par Marliac et Gavaud (1975) comme un épisode fluviatile d'Ouest en Est. Cette série limono-argileuse est à kaolinite dominante. Elle est riche en concrétions calcaires et pisolithes ferrugineux. Les eaux de ruissellement n'ont pas de charges solides à cause de la couverture végétale qui a du servi aussi de piège à poussières. -Immédiatement après la phase de dépôt du fait de la forte ETP des lacs peu profonds. Elle est discordante sur le Continental Terminal.</p> | <p>Couverture végétale dense.</p> | <p>Phase sèche Tropical humide.</p> | <p>Ghazalien Supérieur</p> | <p>Pesl</p> |
| <p>4- Cuirasse à structure pisolithique, bréchiue vacuolaire de 4 m d'épaisseur maximale sur le plateau de Doyang [1,8 m à Mborora (N 10° 17' – E 14° 24') sur la piste Péténé-Modjom-bodi]. Elle repose sur le socle altéré.</p> | <p>Formation végétale ouverte et discontinue</p> | <p>Subhumide sec à 2 saisons contrastées 600 < P < 800 mm Régime continental</p> | <p>Ghazalien Inférieur</p> | <p>Doi</p> |
| <p>3- Pédimentation avec mise en relief des inselbergs et inselgebirge</p> | <p>Végétation clairsemée</p> | <p>Semi-aride</p> | <p>Anté-Ghazalien</p> | <p>Pré-Doi</p> |

| | | | | |
|--|---------------------------|-------------------------|--|--|
| 2 -Phase de dépôts du Continental Terminal , sables grossiers hétérométriques, poches d'arènes riches en feldspaths potassiques. | Végétation très indigente | Phase sèche très longue | | |
| 1 - Météorisation du socle précambrien | Végétation dense | Tropical humide | | |

TL = datations par thermoluminescence ; OBDY = Datation par méthode de ^{14}C

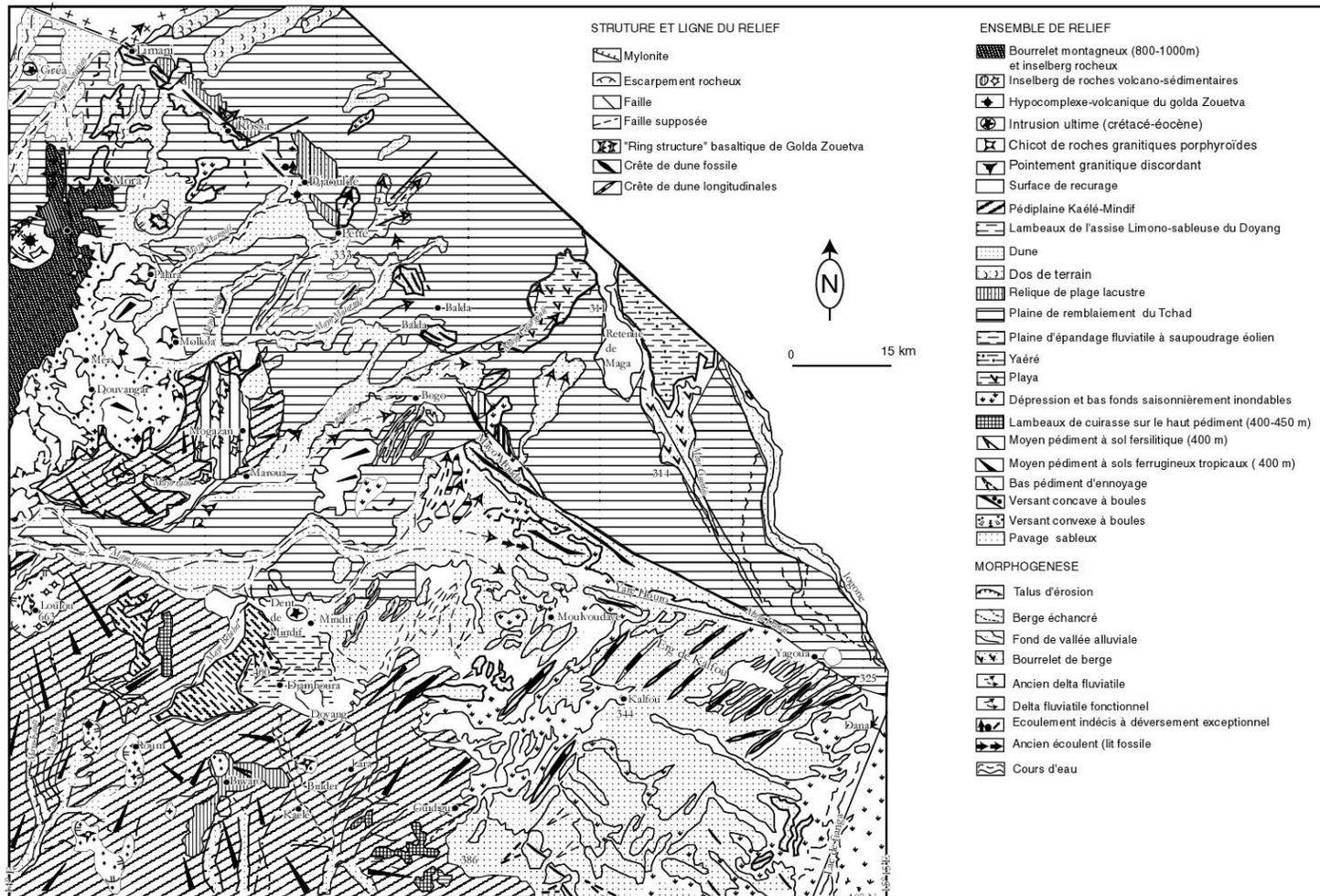


Figure 51. Carte géomorphologique des basses terres soudano-sahéliennes dans l'Extrême-Nord-Cameroun.

TROISIEME PARTIE

L'EVOLUTION ACTUELLE DES PAYSAGES GEOMORPHOLOGIQUES

Les divers paysages géomorphologiques des basses terres soudano-sahéliennes extrême-nord-camerounaises sont des survivances aujourd'hui soumises aux agents morphogénétiques actuels : vents, eaux, hommes. S'il est vrai que ces paléoformes relèvent des processus soit éoliens, soit fluviatiles, il n'en demeure pas moins vrai que la dynamique n'est pas toujours celle qui a prévalu dans le bassin tchadien au Quaternaire ancien et récent, ou lors de la mise en place de ces paysages.

Ces paysages morphologiques ne sont pas aussi figés qu'il le semble. Leur évolution actuelle se traduit surtout par la destruction : décapage et ravinements des matériaux. La dynamique est liée aux facteurs d'ordre climatiques, biotiques, hydrologiques et anthropiques.

CHAPITRE 5

FACTEURS ET PROCESSUS ABIOTIQUES DE L'ÉVOLUTION ACTUELLE DES PAYSAGES GEOMORPHOLOGIQUES

Les facteurs et processus abiotiques de l'évolution des paysages géomorphologiques sont d'ordre climatique et hydrologique.

5.1. LES CARACTERES AGRESSIFS DU CLIMAT ACTUEL

L'évolution des paysages géomorphologiques de la région est surtout liée à la variabilité d'un climat dont l'agressivité se traduit par l'efficacité érosive des eaux de ruissellement.

Les données sur les différents éléments du climat ne portent ni sur les mêmes années ou périodes, ni sur les mêmes stations à cause du caractère épars, voire de l'inexistence des sources et /ou des difficultés ou de l'impossibilité d'y accéder. Les stations dont les données sont utilisées ainsi que les périodes concernées sont inscrites dans le tableau 7 ci-dessous.

Tableau 7. Stations climatiques dont les données sont utilisées

| Stations | Coordonnées | Périodes d'observation |
|--------------|---------------------|------------------------|
| Maroua-Salak | N 10° 28'-E 14° 15' | 1961-1995 |
| Maroua | N 10° 36'-E 14° 19' | 1944-1997 |
| Kaélé | N 10° 07'-E 14° 27' | 1951-1998 |
| Mokolo | N 10° 45'-E 13° 49' | 1961-1985 |
| Kalfou | N 10° 18'-E 14° 56' | 1990-2003 |
| Dana | N 10° 15'-E 15° 18' | 1990-2003 |
| Doukoula | N 10° 07'-E 14° 59' | 1990-2003 |
| Mora | N 11° 03'-E 14° 08' | 1990-2003 |

5.1.1. UNE PLUVIOMETRIE AUX AVERSES BRUSQUES ET IRREGULIERES

L' Extrême-Nord-Cameroun connaît un climat soudano-sahélien, avec 4 à 7 mois de saison de pluie, du Nord au Sud. Mais l'essentiel des précipitations se concentre aux mois de juillet et août, avec plus de 50 % des totaux (Tableau 8, ci-dessous).

Tableau 8. Précipitations moyennes (mm) à Maroua et Kaélé en 53 et 47 années d'observation respectives jusqu'en 1997 et 1998

| Stations | Maroua (N 10° 36'-E 14° 19') | | | | | | | Kaélé (N 10° 07'-E 14° 27') | | | | | | |
|----------|------------------------------|------|-------|-------|-------|-------|------|-----------------------------|------|-------|-------|-------|-------|------|
| | A | M | J | J | A | S | O | A | M | J | J | A | S | O |
| Hauteurs | 12 | 60 | 103 | 192 | 256 | 132 | 22 | 25 | 74 | 112 | 195 | 238 | 159 | 29 |
| % | 1,54 | 7,72 | 13,25 | 24,71 | 32,94 | 16,98 | 2,83 | 3 | 8,89 | 13,46 | 23,43 | 28,60 | 19,11 | 3,48 |

Sources des données : Archives de la SODECOTON.

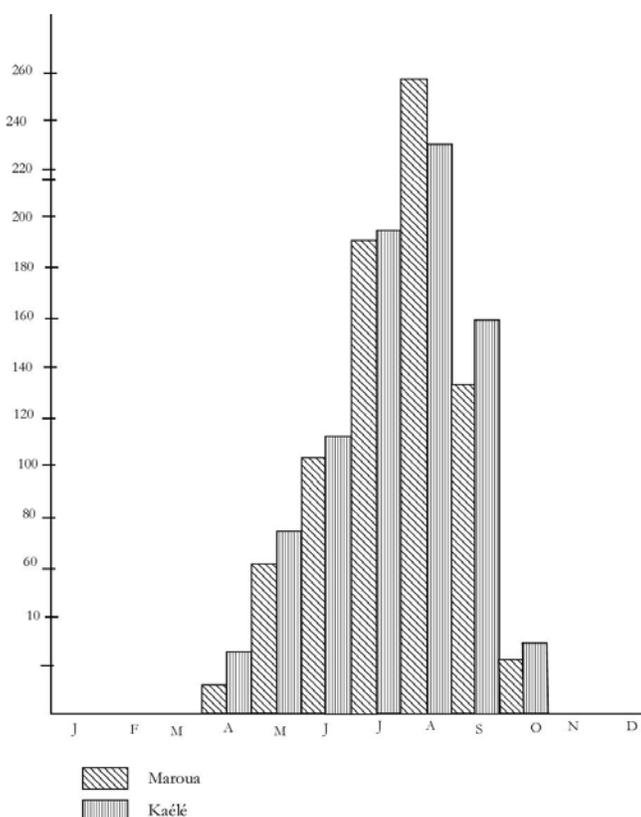


Figure 52. Hauteur des pluies moyennes à Maroua et à Kaélé en 53 et 47 années d'observation respectivement

L'irrégularité des précipitations se traduit le plus souvent par la précocité des pluies qui induit les paysans en erreur et les prédispose à la famine (tableau 9 page 143). En effet, l'interruption brutale des pluies en pleine saison de culture, tout en anéantissant la croissance végétative exacerbe la dégradation du milieu naturel. Durant cette trêve, les vents mobilisent les particules meubles du sol totalement desséchées. Beauvilain (1987) indique qu'entre les saisons sèches 1983–84 et 1984–85, ce phénomène a conduit à l'envahissement des pistes par les sables et à la création des nebkas* (*accumulation éolienne de sables liée à la croissance d'un buisson ou d'un arbuste, souvent prolongées par une flèche dunaire développée à l'abri du vent*) dont les plus importants pouvaient atteindre 1 m dans les « zériba »* (*terme foulfouldé, dialecte local, désignant la haie d'épineux coupés, entourant les hameaux arabes choa pour le contrôle des bétails*).

Tableau 9. Premières pluies trompeuses (hauteurs en mm.)

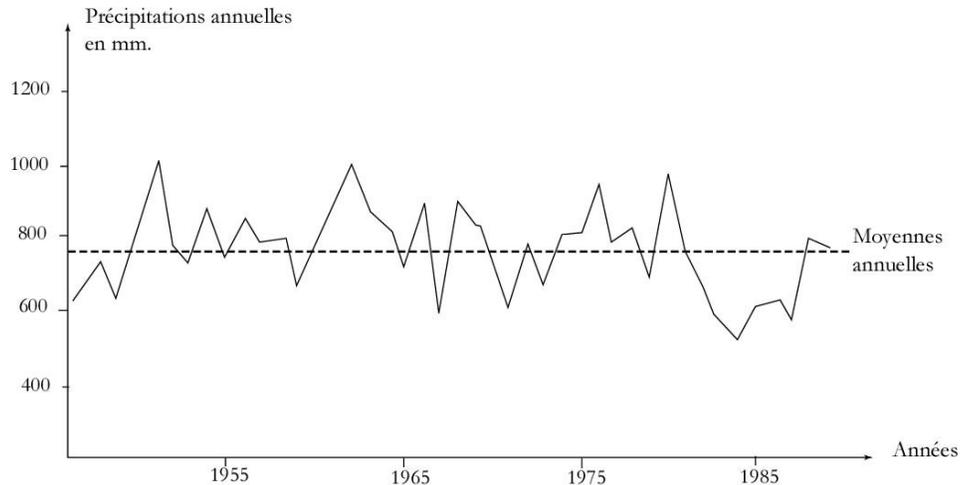
| Localité | Mois | Années | 1 ^{ère} décade | 2 ^{ème} décade | 3 ^{ème} décade | 1 ^{er} décade du mois suivant | Nombre de jours de pluies |
|----------|------|--------|----------------------------|----------------------------|----------------------------|--|---------------------------------|
| Mora | Juin | 1987 | 66,2 | 0 | 0 | 2 | 4 |
| Kalfou | Mai | 1989 | 19,3 | 0 | 5,4 | 2,5 | 3 |
| Dana | Mai | 1997 | 98 | 0 | 0 | 0 | 10 |
| Doukoula | Mai | 1997 | 79,8 | 0 | 0 | 0 | 4 |

Sources des données : Archives de la SODECOTON

Le tableau 9 ci-dessus donne quelques exemples de stations où les pluies se sont rarefiées ou ont disparu pendant 10 à 30 jours après un début prometteur (étant entendu que les semailles se font dès les premières pluies). Beauvilain (1985) montre que ce phénomène a été très accentué en 1984 avec une saison pluvieuse pas plus courte que la « normale » mais marquée par un mauvais échelonnement des précipitations. Le début de saison (avril) largement excédentaire à de nombreuses stations a cédé le pas à un terrible déficit en août au moment de l'épanouissement des cultures. Selon cet auteur, Mora enregistra 116,5 mm pour une moyenne de 252 mm ; Yagoua 61,1 contre 276 et Bogo 49,4 contre 245 mm sur l'ensemble de la saison des pluies. L'événement le plus significatif de l'anomalie climatique fut l'assèchement total du lac de Fianga en novembre 1984.

D'une manière générale, les années de sécheresse (de 1968 à 1974 ; 1983 à 1985 par exemple) résultent plus des grandes irrégularités temporelles et de la mauvaise répartition spatiale que des déficits globaux. Mais aux années pluvieuses succèdent, le plus souvent, des années sèches (Suchel, 1987) ; (Figure 53 page 144).

Quelle que soit la variabilité interannuelle des précipitations, les grandes pluies jusqu'à 180 mm / h (Suchel, 1987) sont la caractéristique de la région. Les années déficitaires comptabilisent presque le même nombre de jours de fortes averses que les années excédentaires. Il s'agit des pluies orageuses qui s'accompagnent de coups de vent, de brèves tornades très souvent localisées. Se produisant après 5 à 8 mois secs, ces averses martèlent des sols desséchés, destructurés, et très médiocrement protégés par un couvert végétal principalement herbacé, déjà depuis longtemps « brûlé » par le soleil ou dénudés et labourés pour les cultures. Aux averses brèves de début de saison des pluies font suite les pluies prolongées du mois d'août. Celles-ci ont la même capacité érosive que les précédentes. Le début de la saison des pluies reste la période cruciale de décapage des formations superficielles. Il est marqué comme disaient Tricart et Cailleux (1965) par une crise morphoclimatique saisonnière.



(Source: IRA Djarengol (Maroua) d'après Kaiser (non publié) cité par L. Seny boukar, (1990).

Figure 53. Variabilité interannuelle de la pluviométrie à Maroua

5.1.2. INCIDENCE DES VALEURS THERMIQUES TRES CONTRASTEES

De l'examen des courbes thermiques moyennes de tout l'Extrême-Nord-Cameroun (Figure 55 ci-dessous), il ressort que les températures moyennes les plus élevées se rencontrent dans les basses terres avec 28° à Maroua-Salak contre 26° à Mokolo dans les monts Mandara (Olivry, 1986). L'altitude plus que la latitude est déterminante. Toutefois, l'amplitude thermique diurne ou annuelle reste partout élevée. Le tableau 10 ci-dessous résume les caractéristiques thermiques de la région.

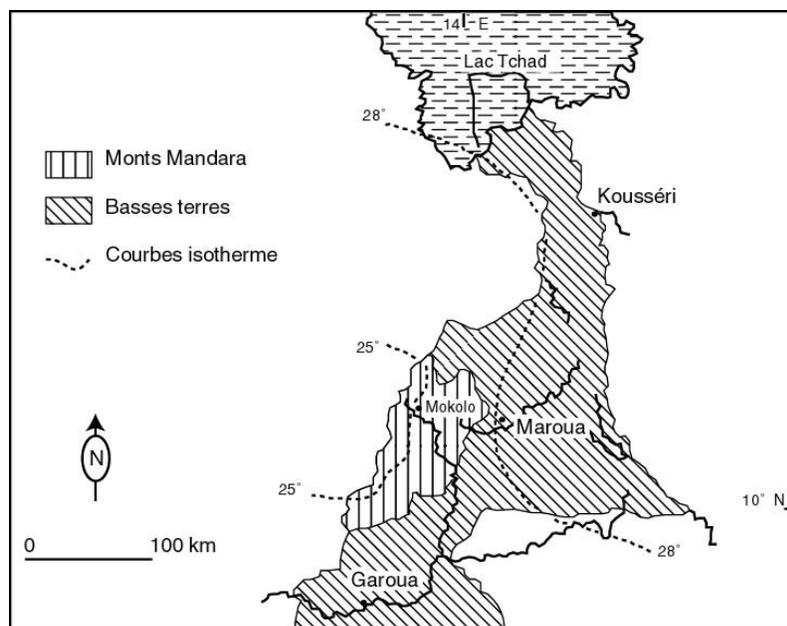


Figure 54. Courbes thermiques dans l'Extrême-Nord-Cameroun

Tableau 10. Températures mensuelles à Maroua-Salak et à Mokolo (en °c)

| | | J | F | M | A | M | J | J | A | S | O | N | D | AN |
|--------------|----------|------|------|------|------|------|------|-------|-------|------|------|------|------|------|
| Maroua-Salak | Tx | 32,7 | 35,3 | 38,5 | 39,2 | 37,6 | 34 | 31,6 | 30 | 31,5 | 34,1 | 35,1 | 33,6 | 34,5 |
| | Tn | 16,9 | 18,6 | 22,3 | 24,9 | 24,3 | 22,2 | 21,2 | 21,2 | 20,9 | 20,5 | 19 | 17,1 | 20,8 |
| | Tx +Tn/2 | 24,9 | 27 | 30,8 | 31,9 | 31 | 28,2 | 26,6 | 25,6 | 26,2 | 27,7 | 27,1 | 25,3 | 27,7 |
| | Tx-Tn | 15,8 | 16,7 | 16,2 | 14,3 | 13,3 | 11,8 | 09,9 | 08,8 | 10,6 | 14,1 | 16,1 | 16,5 | 13,7 |
| Mokolo | Tx | 31,3 | 31,7 | 35 | 36,8 | 35,2 | 31,7 | 29,3 | 27,5 | 29,6 | 31,8 | 32,6 | 30,3 | 32 |
| | Tn | 17,8 | 18,7 | 22,2 | 24,3 | 22,4 | 20,6 | 19,5 | 19,6 | 19 | 19,8 | 19,5 | 17,5 | 21,1 |
| | Tx +Tn/2 | 24,6 | 25,2 | 28,6 | 30,5 | 28,8 | 26,2 | 24,4 | 23,5 | 24,3 | 25,8 | 26 | 23,9 | 26,6 |
| | Tx-Tn | 13,5 | 13 | 12,8 | 12,5 | 12,8 | 11,1 | 09,08 | 07,09 | 10,6 | 12 | 13,1 | 12,8 | 10,9 |

Sources : Olivry (1986).

Tx : Température moyenne maximale mensuelle ;

Tn : Température moyenne minimale mensuelle ;

Tx + Tn / 2 : température moyenne mensuelle ;

Tx – Tn : amplitude thermique mensuelle

Généralement, les contrastes thermiques et une chaleur généralisée sont quelques unes des caractéristiques de la région. Ils contribuent à l'élaboration des produits détritiques sur les roches nues, probablement par thermoclastie. Même s'il est assez difficile d'en préciser les effets, ce phénomène se manifeste sur les pans de roches granitiques par une exfoliation en feuillets épais selon un réseau de fissures et de fractures de décompression à partir desquelles la roche s'arénise en libérant du matériel détritique.

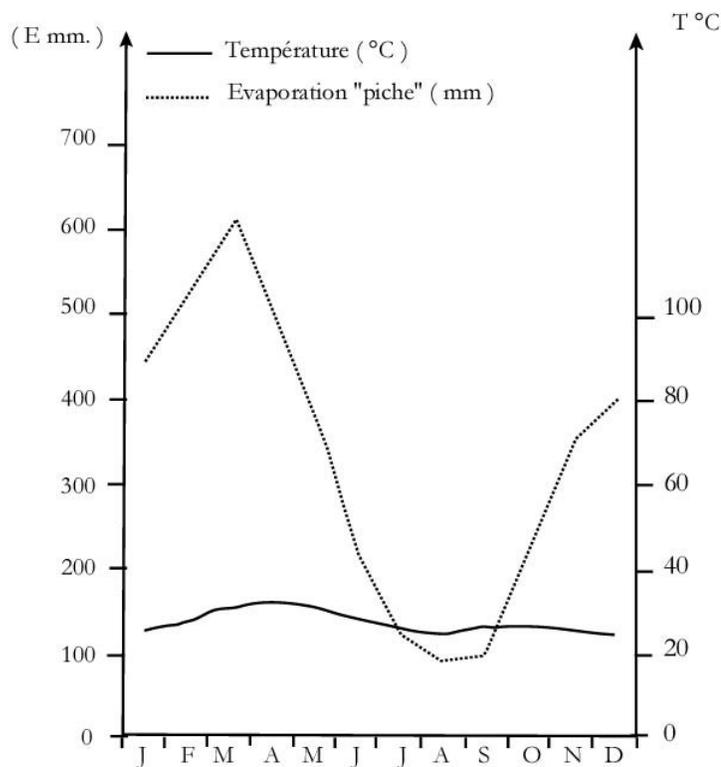
Les températures mais aussi l'humidité relative, le régime des vents et l'insolation moyenne annuelle dans les plaines et les montagnes (2 750 à 3 000 h et 2 500 à 2 750 h respectivement) conditionnent l'évaporation. Tout ceci accentue le caractère xérophytique de la végétation, le dessèchement et la destructuration des sols.

La courbe de variation mensuelle de l'évaporation « piche » (figure 55 page 146), construite à partir des données du tableau 10 ci-dessous indique des maxima en mars et des minima en août-septembre.

Tableau 11. Valeurs moyennes mensuelles de l'évaporation selon la méthode « Piche » en 9 ans d'observation (1961-1970) à Maroua-Salak.

| J | F | M | A | M | J | J | A | S | O | N | D | ANNEE |
|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|------|------|-------|-------|-------|--------|
| 444,6 | 522,7 | 610,3 | 486,1 | 375,4 | 218,9 | 129,4 | 84,9 | 89,9 | 223,8 | 358,3 | 407,3 | 3950,9 |

Sources : Suchel (1987)



Source des données: Olivry (1986), Suchel, (1987)

Figure 55. Variations mensuelles des températures moyennes (15 ans d'observation) et de l'évaporation moyenne (méthode « Piche ») (9 ans d'observation) à Maroua.

Sources des données : Olivry (1986), Suchel (1987).

La figure 55 ci-dessus combinant la courbe des températures et celle des valeurs d'évaporation est caractéristique d'un climat à tendance chaude et sèche .

L'évapotranspiration potentielle moyenne calculée à partir de la formule de Turc* est de 2000 mm à Maroua-Salak pour 877 mm de préc/an. (Olivry, 1986). [$ETP = (I_g + 50) 0,40$ $t I_g =$ Valeur mensuelle de la radiation solaire globale qui vaut $P_g = L_g A (0,18 + 0,62 h / H$ avec $L_g A =$ énergie de la radiation qui serait reçue en absence d'atmosphère, en fonction de la latitude, du lieu, en $Cal / cm^2 / jour$ et $h / H =$ rapport de la durée d'insolation réelle (Héliographe sur la durée astronomique du jour donné par des tables)]. L'indice climatique (rapport préc / évaporation « piche ») calculé par Suchel (1987) de 0,21 à Maroua-Salak, révèle un grand déficit hydrique (précipitations moins l'évapotranspiration) pour la région. Il faudrait cependant noter, comme le dit si bien cet auteur, que « les années les plus déséquilibrées ne sont pas toujours celles qui connaissent les plus grandes pénuries en valeur absolue ».

Ainsi, la difficile reconstitution des ressources en eau, à cause des faibles quantités infiltrées, constitue un handicap pour la pédogénèse. Ce manque modifie la structure des sols et les fragilise.

5.1.3. ROLE DES VENTS ET PROCESSUS EOLIENS DANS LA DYNAMIQUE DES PAYSAGES GEOMORPHOLOGIQUES

Le régime éolien actuel peut-il être une clef d'explication d'un passé paléoclimatique à dominante éolienne?

5.1.3. 1. L'INTENSITE DES VENTS

L'une des composantes des processus d'évolution actuelle des paysages est l'intensité des vents. Les vents d'ouragan sont assez rares au Cameroun, (Suchel, 1987). Il n'en demeure pas moins vrai que le seuil d'efficacité de 5,5 m / sec. selon Félice, (1956), cité par Mainguet (1978) est franchi par un fort pourcentage de vents. En effet, l'érosion ou mieux l'action éolienne se manifeste là où les pluies sont inférieures à 600 mm, où les sols sont dénudés et où la végétation passe d'une savane à une steppe à plages de sols nus, d'où le rôle protecteur de la végétation. A titre d'exemple, pour l'année 1990, Maroua-Salak a enregistré un vent de 50 m / sec en juin. Déjà en 1986, la vitesse moyenne des vents de cette station était de 18, 85 m / sec. De 1987 à 1990, les données complètes de la station de Kaélé donnent une idée de la vitesse des vents de la région (**tableau 12 ci-dessous**).

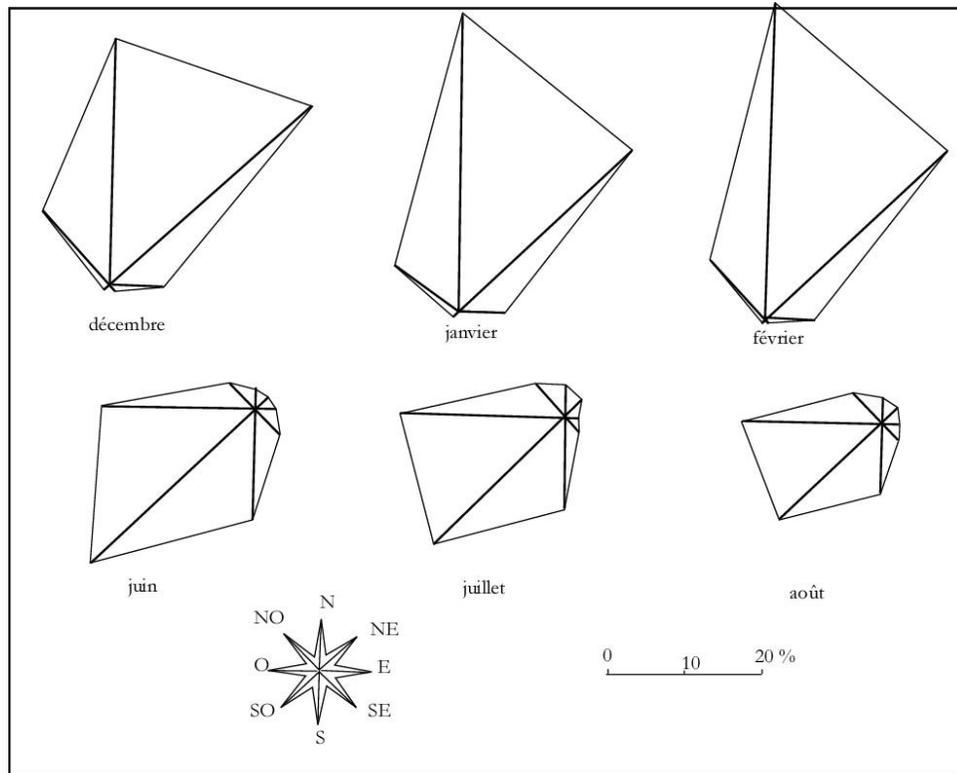
Tableau 12. Pourcentage des vents par intensité à Kaélé pour les années 1987, 88, 89 et 1990

| Pourcentage des vents d'une intensité par apport à l'ensemble des vents observés | | | | |
|--|-------|-------|-------|-------|
| Vitesse (m/sec) | 1987 | 1988 | 1989 | 1990 |
| 0-5 | 8,33 | 0 | 0 | 0 |
| 6-10 | 83,33 | 83,33 | 66,66 | 33,33 |
| 11-15 | 8,33 | 16,66 | 33,33 | 66,66 |

Sources des données : Bureau Provincial de la météorologie de l'Extrême-Nord (Maroua).

Le tableau 13 de la page 148 nous édifie sur la distribution des vents selon les saisons : sèche et des pluies.

Par ailleurs, les vents de direction subméridienne (NNE, NE) prédominent en saison sèche avec le régime d'Harmattan. Ils représentent près des 60 % des vents dont la vitesse est égale ou supérieure à 6 m / sec pour la période de 1961 à 1970, et ce, de décembre à mars (figure 57 ci-dessous).



Sources: J-C. OLIVRY, (1986) ; J.B. SUCHEL, (1987)

Figure 56. Fréquence moyenne mensuelle de la direction des vents en pleine saison sèche (Harmattan) (déc., janv., fév.) et pluvieuse (Mousson) (juin, juil., août) à Maroua-Salak.

Le tableau 13 de la page 149 montre que les plus grands coups de vents ont lieu en début de la saison des pluies, que les directions qui priment ne sont pas nécessairement N à NE en saison sèche et S à SO en saison de pluies comme on pourrait l'imaginer même si les vents dominants les plus constants sont ceux de la saison sèche. La variabilité de direction des vents se traduit discrètement sur le terrain par des « horloges du désert »* (*sillons ronds laissés dans le sable par les buissons que les vents capricieux courbent et font tourner dans tous les sens*).

Néanmoins, les vents du NE auraient prévalu aussi au Quaternaire, d'où l'orientation subméridienne des dunes de sables rouges kanémiennes. Ainsi le flux d'air continental était très vigoureux pendant la saison sèche. Toutefois, de nos jours, plus que leur violence, c'est la fréquence des vents qui peut considérablement marquer le climat, (Suchel, 1987).

Tableau 13. Distribution des vents dominants selon la vitesse (m / sec.) et la direction par saison à Maroua-Salak en 26 années d'observation (1963-1995 sauf 1980-83, 1987, 1991 et 1994)

| MOIS | SAISON DE PLUIES | | | | | | | | | | SAISON SECHE | | | | | | | | | | | | | |
|--------|------------------|-----|----|-----|----|-----|----|-----|----|-----|--------------|-----|----|-----|----|-----|----|-----|----|-----|----|-----|----|-----|
| | M | | J | | J | | A | | S | | O | | N | | D | | J | | F | | M | | A | |
| ANNEES | V | D | V | D | V | D | V | D | V | D | V | D | V | D | V | D | V | D | V | D | V | D | V | D |
| 1963 | - | - | 25 | - | 25 | - | 25 | - | 23 | - | 20 | SE | 13 | N | - | - | 11 | NE | 12 | NNE | 20 | ONO | - | - |
| 1964 | 30 | SE | 23 | E | 19 | NE | 12 | NNE | - | - | 22 | NNE | 9 | NE | 9 | N | 11 | N | 13 | NE | - | - | - | - |
| 1965 | 20 | NE | 22 | SO | 13 | ENE | 20 | SO | 20 | SO | 15 | SE | 8 | Var | 8 | Var | 8 | Var | 8 | N | 10 | Var | 20 | SO |
| 1966 | 20 | S | 15 | E | - | - | - | - | 18 | SSE | 20 | E | 10 | E | 9 | Var | 9 | NO | 11 | N | 11 | NO | 16 | NO |
| 1967 | 20 | E | 20 | Var | 20 | E | 14 | E | 20 | SE | 10 | Var | 8 | ESE | 7 | Var | 11 | E | 10 | Var | 20 | - | 20 | E |
| 1968 | 20 | NE | 22 | E | 20 | S | 20 | S | 23 | S | 17 | E | 10 | N | 8 | NNO | 10 | NE | 10 | NE | 10 | NO | 20 | E |
| 1969 | 20 | SSE | 20 | E | 18 | NE | 10 | Var | - | - | 20 | N | 8 | N | 8 | N | 10 | NNO | 8 | n | 10 | N | 18 | E |
| 1970 | 25 | NE | 25 | NNE | 16 | SSE | 13 | NE | 13 | NNO | 11 | NE | 10 | N | 8 | Var | 9 | NO | 12 | NNE | 10 | N | 10 | NO |
| 1971 | 25 | E | 24 | NE | 20 | NE | 20 | N | 20 | E | 9 | E | 9 | N | 10 | NNO | 7 | Var | 9 | N | 17 | E | 13 | E |
| 1972 | 20 | E | 20 | NE | 25 | NE | 20 | NNE | 12 | N | 23 | NE | 8 | N | 9 | N | 8 | N | 9 | N | 10 | N | 20 | NE |
| 1973 | 19 | NO | 36 | NE | 25 | N | 19 | NE | 20 | NNO | 15 | NE | 10 | N | 9 | N | 9 | NNO | 11 | NNO | 10 | NNO | 16 | ENE |
| 1974 | 20 | NE | 28 | ENE | 13 | ENE | - | - | 15 | ENE | 20 | NE | 8 | N | 10 | N | 9 | N | 13 | NE | 9 | Var | 15 | E |
| 1975 | 24 | NE | 25 | N | 18 | SSE | 20 | ESE | 15 | Var | 10 | ENE | - | - | - | - | 10 | N | 10 | NNO | - | - | 20 | N |
| 1976 | 20 | NNE | 16 | NO | 15 | ENE | 36 | E | 16 | E | 25 | E | 9 | N | 8 | N | 10 | NE | 10 | NE | 12 | NE | 18 | S |
| 1977 | 22 | E | 20 | E | 15 | N | 20 | E | 20 | E | 23 | E | 9 | NE | 14 | NE | 10 | N | 10 | N | 11 | N | 11 | E |
| 1978 | 25 | E | 19 | N | 16 | E | 14 | NE | 18 | NE | 11 | E | 8 | NE | 9 | N | 9 | N | 10 | N | 10 | N | 23 | SO |
| 1979 | 25 | E | 16 | N | 20 | E | 17 | NO | 18 | E | 15 | NE | - | - | - | - | 8 | NE | 9 | N | 15 | SE | 20 | E |
| 1984 | 21 | SSO | - | - | 17 | NO | 14 | NNE | 12 | NE | - | 7 | O | - | - | - | - | 10 | N | 11 | NE | 24 | NE | |
| 1985 | 17 | NE | 14 | NO | 11 | N | 14 | SO | - | - | 9 | O | 8 | NO | 8 | N | 9 | NNO | 12 | N | 12 | ENE | 11 | NE |
| 1986 | 15 | NE | 13 | NO | 12 | N | 11 | NNE | 11 | NE | 9 | NNE | 9 | E | - | - | 7 | NNO | 7 | N | - | - | 10 | N |
| 1988 | - | - | - | - | 16 | - | - | - | 15 | - | 15 | - | 12 | - | 13 | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 1989 | 23 | - | 24 | - | 28 | - | 20 | - | 20 | - | 20 | - | 11 | - | 11 | - | 12 | - | 18 | - | 14 | - | 22 | - |
| 1990 | 20 | N | 50 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 14 | N | 11 | NO | 14 | N | 16 | N |
| 1992 | 15 | S | 15 | S | 10 | S | 7 | SE | 20 | S | 7 | S | 8 | NE | 8 | N | 10 | NO | 14 | NNO | 10 | NO | 10 | S |
| 1993 | 15 | S | 8 | S | 8 | S | 7 | SO | 11 | SE | 9 | SO | 7 | N | 10 | N | 8 | N | 7 | N | 8 | NE | 8 | S |
| 1995 | 10 | SO | 14 | SSO | 13 | S | - | - | - | - | 7 | - | 7 | - | - | - | 8 | N | - | - | 8 | E | 10 | NE |

Sources des données : Délégation Provinciale de la Météorologie de l'Etrême-Nord-Cameroun (Maroua)

V: Vitesse du vent
D : Direction du vent
Var : Direction variable

5.1.3.2. LES ACTIONS EOLIENNES

Les vents les plus soutenus se manifestent pendant la saison sèche. Ils transportent les grains de sable par saltation et les particules de poussières fines par suspension sur plusieurs centaines de mètres de hauteur.

La déflation qui prime actuellement se développe surtout au cours des après-midi. Elle peut se vérifier même le long des pistes où de simples « brises » font « fumer » en vannant les horizons supérieurs des formations sableuses ou celui des sols argileux désagrégés déstructurés et ameublés.

De plus, les tourbillons très localisés et différents des vents réguliers, se produisent dès la mi-journée à cause de la différence de températures entre la surface du sol réchauffée et l'air ambiant. Ils sont assez puissants pour arracher aux sols des éléments plus ou moins grossiers. Les vents forts par régime d'Harmattan de direction NE-SO en temps sec prolongé en mars, avril, mai et à cheval sur le mois d'avril avant la mousson soulèvent et dispersent des poussières siliceuses, entraînant la formation de la brume sèche qui rend la visibilité quasiment nulle.

Toutes les dunes de la région étant fixées par la végétation, la déflation éolienne s'y manifeste par la construction de petites buttes et rides de sable. Les sommets étalés des dunes prennent alors l'aspect de petits champs de chablis. Sur les versants, les grains de sable

migrent de haut en bas par saltation sur les pentes moins fortes et par roulage sur les abrupts des coupes naturelles.

D'une manière générale, l'érosion éolienne est plus significative sur les aires dénudées correspondant aux plages de glaçage et / ou aux secteurs de « blow out »* (*cuvettes de déflation*).

5.2. LES FACTEURS ET PROCESSUS FLUVIATILES

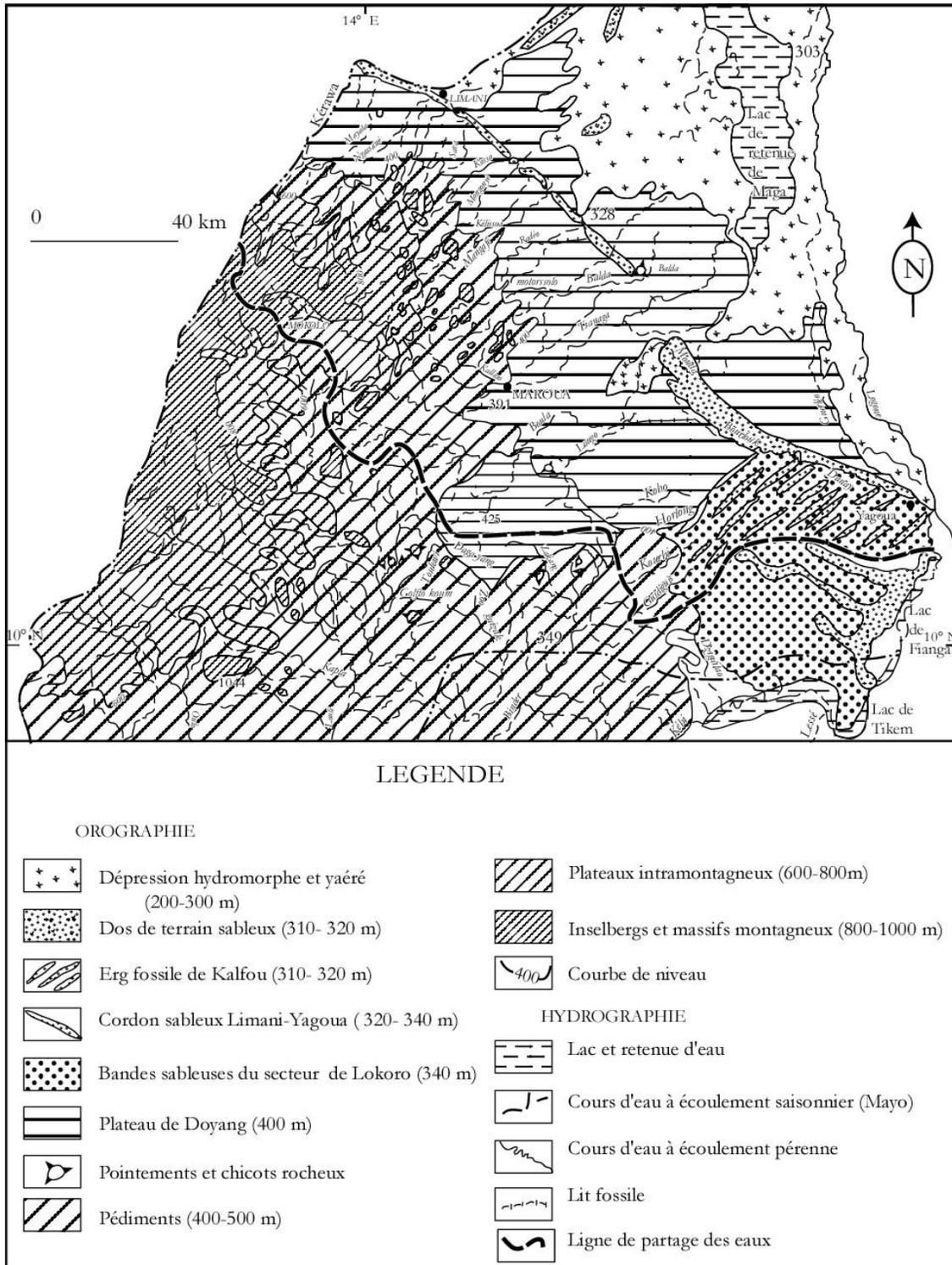
5.2.1. GENERALITE

Le terrain d'étude est drainé par des cours d'eau aux régimes et caractères très différents. Le Logone, seul cours d'eau pérenne de la région, ne coule qu'à la limite orientale de ce terrain, Il n'intervient donc pas, sinon peu dans la morphogenèse des paysages rencontrés. L'essentiel du réseau hydrographique constitué par les mayos descendant des monts Mandara est dendritique à cause de l'effet de l'influence de la structure sur les versants de la montagne. Si nombre de ceux-ci, comme le Logone, sont à écoulement endoréique, d'autres, nés surtout des versants sud des montagnes et aussi du plateau de Doyang sont tributaires du bassin de la Bénoué à écoulement exoréique (figure 57 page 151).

Hormis le Logone, seul cours d'eau à écoulement pérenne de la région grâce aux apports d'eaux de son cours supérieur à régime tropical à deux saison, ces cours d'eau ont tous un régime tropical sahélien à une seule pointe de crue. Si le premier est marqué pendant la longue saison sèche (8 mois) par un fort étiage, les lits très ensablés des derniers ne sont plus jalonnés que par quelques rares mares au cours des trois premiers mois (octobre, novembre, décembre) pour finalement se réduire à l'inféoflux au cœur de la saison sèche (nov.-mai). Leur écoulement maximal correspond donc aux mois les plus arrosés sur leur bassin : juillet, août, septembre et début octobre.

5.2.1.1. LE REGIME HYDROGRAPHIQUE DU LOGONE

Le Logone naît de la confluence de la Vina et du Mbéré qui prennent leur source sur le plateau de l'Adamaoua à 1 200 m d'altitude. Après avoir décrit une large courbe en territoire tchadien dans son cours supérieur et moyen, le Logone sert de frontière naturelle entre le Cameroun et le Tchad en aval de Yagoua à Djafga (N 10° 37'-E 15° 09'). Dans son cours inférieur, entre Yagoua et Pouss, plus au Nord, il est marqué, sur sa rive camerounaise par une ligne discontinue de bourrelet. Les passes qui le rompent laissent circuler les eaux que collecte le mayo Guerléo. Né dans les marécages au Nord de Yagoua sous le nom de Nihada, ce dernier qui initialement suivait un cours nord-sud a été, selon toute vraisemblance, bloqué par le cordon sableux Limani-Yagoua qui l'a obligé à le longer du SE au NO, avant de se détourner complètement en direction du Nord, coulant cette fois parallèlement au Logone. Dans ce secteur à réseau hydrographique très diffus, il coule dans des levées alluviales, endiguées à cause de nombreux défluent. Le lit y est constitué par une succession de hauts fonds et de biefs où stagnent les eaux en saison sèche. Cette rivière disparaît au Nord dans la plaine d'inondation de Pouss, où ses eaux constituent le yaéré Guerléo (PIAs, 1982) ; (Naah, 1989) (figure 57 page 151).



Sources: A. Bouchardeau, 1953.

Figure 57. Carte oro - hydrographie

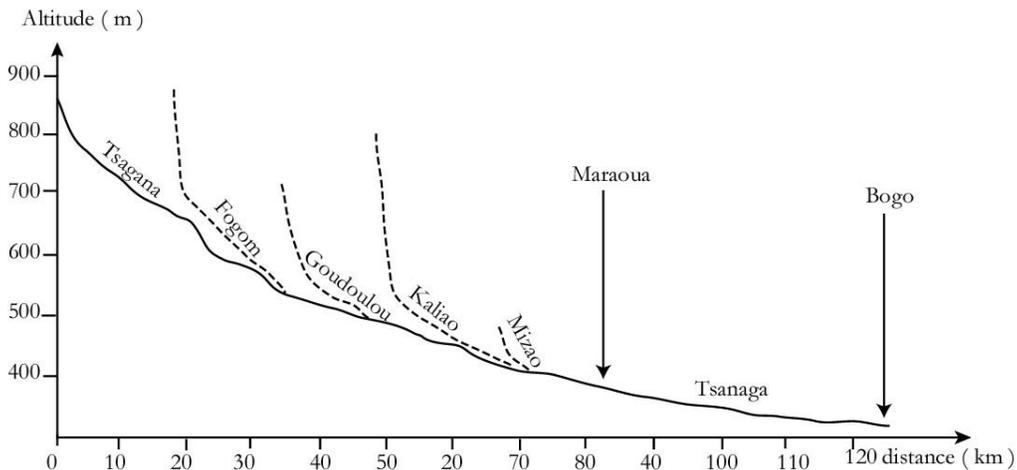
5.2.1.2. LE REGIME HYDROGRAPHIQUE DES MAYOS DESCENDANT DES MONTS MANDARA

Dans le secteur nord du pédiment de Mora, on note la présence des mayos K rawa (longeant la frontière Camerouno-nigériane) kolofata, Doulo, Zakota et Ngassawé. Ce dernier est le plus important. Il naît dans la plaine de Koza, de la confluence de nombreux affluents descendant des hauteurs de Tourou et des monts Matakam. Son tracé assez rectiligne n'est marqué que par quelques petits méandres libres

- Vers le Sud, les différents mayos ont un cours plus complexe, divisé en trois parties :
- Un cours torrentiel de montagne orienté sensiblement NO-SE, rectiligne et encaissé dans le plancher rocheux (pente > 5 m / km);
 - Un cours moyen de piémont, entre les massifs les plus orientaux des monts Mandara, dans les colluvions des pédiments, avec la même dynamique que précédemment (pentes se situant autour de 3 m / km ;
 - Un cours de plaine, aux méandres, orienté O-E   SO-NE (pentes faible 1 à 1,5 m / km).

Dans le profil des mayos descendant des monts Mandara les pentes passent de 30 - 20  dans les montagnes   0 08 dans la plaine du Diamaré. Le débouché de ces mayos dans les plaines alluviales se fait après le franchissement de la barrière montagneuse qui se dresse d'une manière continue de M m    Mouda. Ce sont entre autres les mayos : Mangafé, Ran o, Motorsolo, Tsanaga et Boula. Tandis que le long de leurs cours certains reçoivent des affluents, secs eux aussi durant 8 mois, d'autres par contre connaissent des d fluviations.

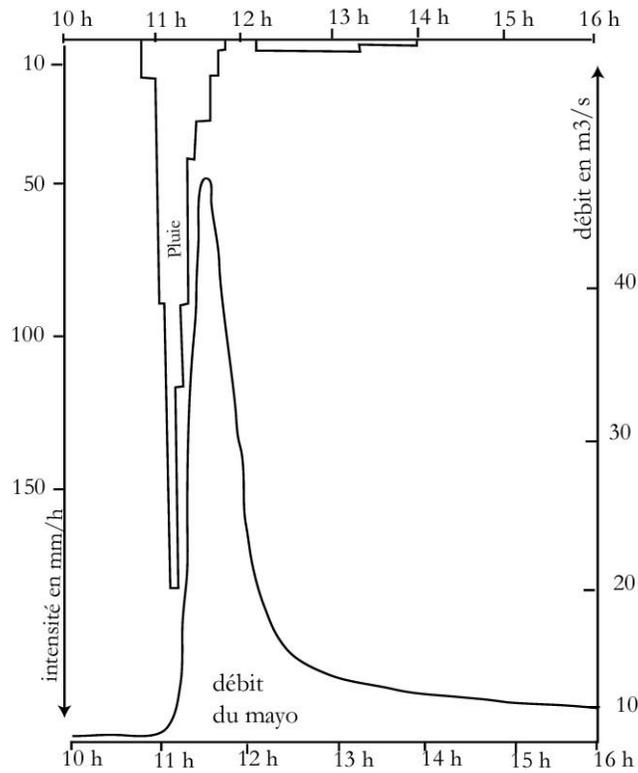
De même que le comportement des cours change des montagnes aux plaines, les pointes de crues sont amorties dès qu'elles débouchent dans les secteurs de pente moindre. Le temps de propagation de l'onde de ces crues soudaines et dangereuses, aux grandes charges, liées aux grandes averses brèves varie du simple au double en fonction de la surface et du profil des versants (Olivry, 1986).(figure 60 ci-dessous).



Sources: Novelot, (1972)

Figure 58. Profil en long du mayo Tsanaga et quelques uns de ses principaux affluents tous descendant des monts Mandara.

Les pentes passent de 30 – 20  dans les montagnes   0  08' dans la plaine du diamaré.



Sources: Cardier, (1971)

Figure 59. Le hétérogramme de l'averse du 25-VII-68 d'une intensité de 180 mm / h (pendant 5 mn) en mm / h et l'hydrogramme de la crue correspondante sur le mayo Motorsolo.

Le hétérogramme du mayo Motorsolo présente une montée rapide de 2 à 48 m³ / sec. En une heure (11 h - 12 h), cette crue soudaine s'explique par le bassin longiforme avec des pentes passant à plus de 5 m/km sur les versants orientaux des monts Mandara à 1 m / km dans la plaine du Diamaré et l'intensité de l'averse qui est montée jusqu'à 130 mm / h.

Au Sud du mont Loulou, l'hydrographie des cours d'eau descendant des monts Mandara et des inselbergs de piémont est dominée par le mayo Louti. Il y constitue le collecteur principal qui draine les eaux de tous les petits mayos orientés N-S à NO - SE ou NNE - SSO; vers la Bénoué : il s'agit entre autres des mayos Baram, Zouvoul, Zénévé, Kapta, Merlek, Toulowi.

5.2.1.3. L'HYDROGRAPHIE DES MAYOS NES DANS LES PIEMONTS

- LES MAYOS NES DU PLATEAU DE DOYANG.

Deux principaux mayos naissent sur le versant sud du plateau de Doyang à la hauteur de Ligazang. Ce sont les mayos Dagayang et Zaklang. Devenant respectivement en aval Mizao-Guizak et Binder, ils suivent une pente qui varie de 0° 12 à 0° 15. Ils reçoivent les autres petits mayos qui prennent leurs sources à la même latitude ou un peu plus au Sud sur les flancs de multiples inselbergs du secteur. Ceux qui, comme le mayo Gouloum, sont nés sur les versants ouest du massif de Roum, rejoignent soit le mayo Toulowi, soit le mayo Golftokoum plus au Sud. Il sont tous tributaires du bassin de la Bénoué à système exoréique.

Les mayos tributaires du bassin du Tchad endoreïque peuvent être classés en deux groupes : Ceux qui sont à écoulement S-N et ceux à écoulement SO-NE.

Ceux du premier groupe, tout comme les tributaires du bassin de la Bénoué ont leur ligne de partage des eaux à la hauteur de la réserve forestière de Laf-Madian. Il sont tous des affluents du mayo Boula qui collecte leurs eaux en bas d'une pente sud-nord de $0^{\circ} 12$ à $0^{\circ} 16$, et les draine vers la plaine du Tchad. Les plus importants sont : Les mayos Bahéhel et Louga.

Contrairement aux Mayos du premier groupe qui sont des cours d'eaux secondaires (affluents), ceux du second groupe, quoique de moindre importance, sont des cours d'eaux principaux. Ils naissent tous sur le rebord oriental du plateau de Doyang à 400 m d'altitude. Ce sont, entre autres les mayos kolara et Bouzou. Ils sont à cours brefs. Ils se perdent très rapidement dans les sables, ou alimentent les dépressions marécageuses interdunaires dans le prolongement de l'erg de kalfou. Ce deuxième cas de figure se produit lors des années excédentaires. Les années déficitaires voient leurs lits jonchés de mares qui se transformeront très rapidement en prairie marécageuse (yaéré) ; Celui du mayo Lokoro s'amorce en amont de Gazawa Bizili. Son tracé sinueux passe par Mogom, Lokoro, Karmay et s'achève probablement dans le lac de Fianga. Le yaéré de Guinane quant à lui, s'amorce à Hamdalaye, coule vers Guebera, traverse Djado, Golopo, Guinane, Koumou, Douré et se termine dans le lac de Fianga.

- LES MAYOS NES DANS LES PLAINES

Au Sud-Est de la plaine de Kalfou, quelques petits mayos naissent sur le flanc septentrional du bombement de socle du secteur de Torok. Ce sont entre autres les mayos : Kobo, Horlong, Kourbi, Guidiguï et Dziguilao. Ils sont eux aussi caractérisés par un cours bref, car ils se perdent dans les paysages sableux du secteur de Doukoula.

- LE COMPORTEMENT DES COURS D'EAU DANS LA PLAINE DU TCHAD

Au delà de la barrière que constitue le cordon sableux Limani-Yagoua, les lits mineurs jusqu'alors larges, bien définis et à fond sableux, cèdent le pas à des secteurs déprimés. Les cours y sont diffus dans les deltas de rupture. Les mayos ayant déjà déposé tout le matériau grossier dans les plaines de piémont et par défaut d'énergie à cause de la pente, se perdent dans la vaste zone d'inondation à dépôts vaseux : (de véritables playas) sans jamais atteindre le Logone, encore moins le lac Tchad à l'exception du mayo Tsanaga qui termine sa course dans la retenue de Maga d'implantation récente (1979), (figure 57 Page 151), (photographie 17 page 155).



Photographie 17. La retenue d'eau de Maga. (Pouss,15-I-2003)

La photographie présente le déversoir de la retenue d'eau de Maga (plan droit) dans la rivière Logone (plan gauche).

Il s'agit d'un réservoir d'eau couvrant plus de 80 ha, s'allongeant sur 10 km de Guirvidig à Pouss et s'étalant sur 10 km entre Pouss et Kaï-Kaï. Constituée d'une digue en terre construite en 1979 au terminal du mayo Tsanaga dans le grand yaéré, la retenue de Maga a pour vocation de promouvoir la riziculture [le secteur s'y prête bien avec une topographie plane, de l'eau en abondance et du soleil disponible à souhait (3 000 h d'insolation / an)] et la pêche (20 000 T de poissons / an

5.2.2. LES PROCESSUS FLUVIATILES

Hormis l'impact de l'intensité des pluies à la surface des sols par le rejaillissement des particules (splash), l'essentiel des processus érosifs est lié aux eaux de ruissellement. Elles agissent de façon linéaire ou aréolaire, en fonction des pentes, de l'intensité et de la durée des averses, de la structure et de la texture des sols, mais aussi et surtout du couvert végétal.

Aux piémonts immédiats et dans les secteurs à fortes pentes de la pédiplaine de Kaélé-Mindif, le ravinement des pédiments est guidé par les diaclases qui zèbrent les versants des inselbergs rocheux. L'érosion en nappe y est généralisée dans les formations meubles (argiles, limons, sables). Elle décape les horizons supérieurs des sols. Dans les plaines, l'érosion est plus significative le long de presque tous les mayos où les berges reculent latéralement, à cause d'écroulement – glissement par pans, descente en masse de matériaux meubles sur un talus sans dérangement considérable de leur agencement dans la partie déplacée - et d'éboulements – chute instantanée en grandes masses fractionnées de blocs de petites tailles donnant un talus d'éboulis - par suite d'affouillement – creusement latéral par les eaux dans les berges meubles d'une rivière - de sapement – creusement, surtout par les eaux à la base d'un versant escarpé, avec formation éventuelle de surplomb, d'encorbellement. La Photographie 18 Ci-dessous illustre bien ce phénomène sur le mayo Ferngo à 3 km à la sortie SSE de Maroua sur la piste menant à Mindif (N 10° 35' - E 14° 20').



Photographie 18. Recul de la berge gauche (ouest) du mayo Ferngo. (Maroua, 13-I-2002)

L'évolution de la berge se fait par écroulement et par éboulement suite à l'affouillement et au sapeusement qui la met en position de porte-à-faux sur le lit vif du mayo.



Planche 7. L'impact de l'érosion hydrique sur l'évolution des paysages mophologiques. (Matfaï, 27-VII-2000 et 13-I-2002).

Le recul de la berge rive droite du mayo Boula à Matfaï (N 10° 28'-E 14° 23') par affouillement, sapement, écroulement et éboulement a déraciné un *Azadirachta indica* (neem).

Encore en porte-à-faux sur le lit vif du mayo le 27-VII-2000 (photographie de gauche), le 13-I-2002, le grand arbre avait déjà été fauché par les vagues d'érosion du cours d'eau et depuis ébranché par les paysans (photographie de droite)

Il est à noter que ce recul de berges des mayos est localement de l'ordre de plus d'un mètre par an par endroits.

La planche 7 ci-dessus donne une idée précise de l'évolution des paysages géomorphologiques liée à l'érosion hydrique. Cette érosion régressive constitue une menace car elle peut vider les nappes phréatiques, asséchant du même coup les sols et créant des modelés chaotiques (badland).

Les ravinelements les plus sévères naissent le plus souvent à partir des plages de glaçage. Les exemples patents s'observent dans le plateau de Doyang où ils éventrent les formations meubles en remontant les lits des mayos. Le déblaiement qu'elle engendre finit souvent par atteindre la roche-mère ou tout au moins les altérites qui la surmontent :

- sur la piste Kodoki-Kobbo (N 10° 21'-E 14° 35') où une ravine de 1,6 m érode un chapeau de sables dunaires ;
- sur la piste Kobbo-Kolara (N 10° 18'-E 14° 37') où le ravinement atteint le socle en traversant 1,4 m de formations superficielles ;
- sur la piste Modjombodi-Djamhoura (N 10° 19'-E 14° 24') où l'érosion recoupant un vertisol et le niveau limono-argilo-sableux sous-jacent, atteint le socle à 1,4 m de profondeur.

L'intensité de l'érosion sur les formations superficielles du plateau de Doyang s'explique par la naissance des mayos et le recul des têtes de vallées à cette position de ligne de partage des eaux entre les bassins du Tchad et de la Bénoué. A Djamhoura par exemple, les multiples lobes de tête de vallées (1,6 m de profondeur) aux sources du mayo Louga, laissent affleurer le socle gneissique altéré et traversé par des filons de quartz qui se débitent en blocs centimétriques. Il en est de même aux sources des mayos Bahéhel à Moussourtoul ; Gouloum à Ladé ; Goftokoun à Zibou ; Djougui à Boudva ; Dagayang, haut mayo Mizao Guizak et mayo zacklang (haut mayo Binder) à Ligazang. Ce système de têtes de vallées « rentrant » tout autour du plateau de Doyang forme un front de ravinement et de décapage spectaculaire qui fragmente la formation limono-argilo-sableuse caractéristique du plateau lorsqu'elle affleure, en de multiples croupes orientées généralement N-S.



Photographie 19. Erosion régressive sur le plateau de Doyang. (Djamhoura, 14-I-2002).

La photographie montre des têtes de vallées aux sources du mayo Louga.

L'érosion régressive a décapé les formations superficielles par éboulement latéral le long des parois des différents lobes. Malgré le couvert végétal à *Acacia albida* et *Balanites*, l'incision atteint déjà le socle gneissique altéré et traversé par des filons de quartz. Dans les talwegs, on peut se rendre compte de son débitage par la présence de blocs centimétriques de roche saine et de fragments de quartz.

La concentration des eaux est favorisée par un voile de Cyanophycées psammophiles au-dessus du sol.

Si sur le plateau de Doyang l'imperméabilisation superficielle des sols résulte d'une voile de cyanophycées psammophiles, ailleurs elle est due à la dégradation des sols en hardés (1 cm) à cause des défrichements, ce qui engendre la naissance des aires de glaçage. Dans l'un et l'autre cas, elle favorise le ruissellement qui crée une érosion en nappe locale, conduisant plus en aval un fort décapage de matériaux meubles à partir des ravineaux. Tel est le cas de très vastes surfaces dans le pédiment du secteur de koza par exemple (Photographie 20 ci-dessous).



Photographie 20 Erosion linéaire à partir de la concentration des eaux de ruissellement sur une aire de glaçage (sol hardé). (Tarmoua, piste Mora-Mokolo, 21-I-2002)

Les aires de glaçage contribuent à la concentration des eaux de ruissellement qui engendrent un modelé en bad-land.

Les ravineaux et les ravins sont tous orientés vers le collecteur principal qui dans ce secteur est le mayo Tarmoua dont on aperçoit la berge au fond au 2^{me} plan ;

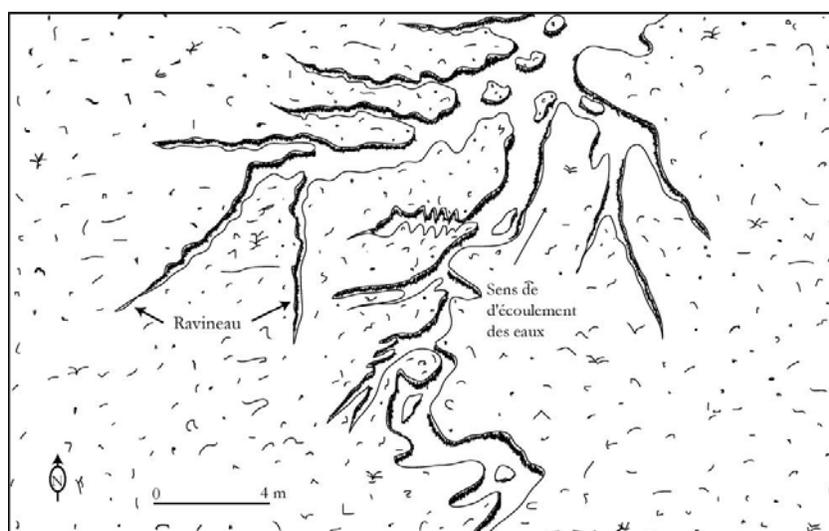


Figure 60. Erosion linéaire

A la sortie des montagnes, les mayos sont encore assez rapide grâce à l'effet de pente de leur cours montagnard. Ils découpent alors leurs alluvions, provoquant une reprise d'érosion linéaire par chasse ou par pulsation des sables lors des crues. Plus en aval, où les pentes deviennent quasi-nulles, ces cours d'eau perdent de la vitesse et déposent leurs charges solides. Leur lits s'engorgent alors de sables presque à ras bord, les conduisant à divaguer dans la plaine d'alluvionnement (Wakponou, 1990).

D'une manière générale, les cours des mayos tributaires du bassin tchadien sont marqués dans la partie aval par le cordon sableux paléolacustre qui leur a bloqué le passage, les obligeant à accumuler progressivement leurs charges solides d'une manière régressive de l'aval vers l'amont. Il s'en est suivi un engorgement du lit. Les mayos ont ensuite étalé leurs alluvions en éventail suivant une pente régulière, diminuant vers les pédiments de piémont (figure 61 ci-dessous).

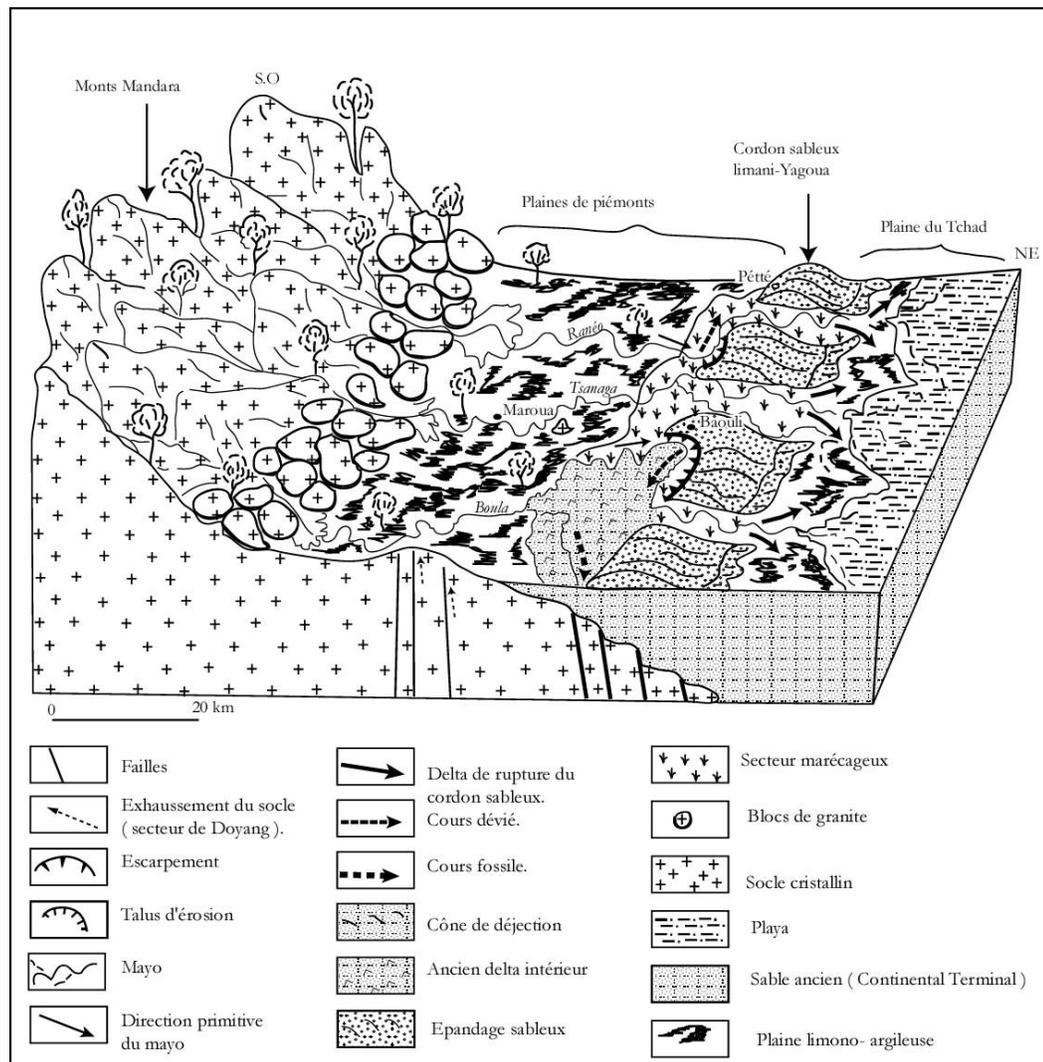


Figure 61. Schéma théorique de l'incidence du cordon sableux Limani - Yagoua sur le réseau hydrographique.

Dans les alluvions très sableuses (plaine de Mora), ils coulent à fleur de surface dans des lits très larges (25 m pour le mayo Sava à Aïssa-Kardé, 150 m pour le mayo Ngassawé sur tout son cours). Ici, comme ailleurs, ces cours d'eau ont de nombreux diffluents (mayo Mangafé à partir de Mangafé-Ouro-Gallé, mayo Ranéo entre Badam-Wanko et Pétté, et tous les autres petits marigots du secteur). Les chenaux anastomosés qui se créent ainsi s'accompagnent de méandres libres et de recouplement de bras, comme sur le cours du mayo Tsanaga.

Les autres faits marquants de ce réseau hydrographique sont les déversements et les migrations des lits. Ceux des mayos Mangafé et Doubokoun sont mis en exergue par les photographies aériennes N° 11–17 de la Mission NC–XIV–XV de 1962. Les photographies N° 70–72 et 113–115 de la même Mission illustrent ces phénomènes sur les cours des mayos Motorsolo et Njaba. (Figure 20)

La migration des lits de ces mayos est perpétuelle et connue comme étant la résultante de leur situation perchée dans leur partie aval par rapport à la plaine environnante du fait de l'alluvionnement. Selon Tillement (1970), les mayos Tsanaga, Motorsolo et Ranéo coulent à l'aplomb de hauts-fonds cristallins. Leurs interfluves actuels correspondent à des vallées fossiles dans la paléopénéplaine cristalline sous-jacente à la plaine. A la suite de cet auteur qui indique un déplacement du cours du mayo Tsanaga, à Guingley, de 10 km vers le Sud entre 1954 et 1963, Beauvilain (1989) confirme, grâce à l'interprétation des photographies aériennes (N° 119–129 de la Mission sus-citée) et les témoignages humains, le changement du cours de ce mayo dans la dernière décennie des années cinquante, changement qui devient brutal et définitif, en 1956 quand le mayo délaisse son passage par le Nord pour en établir un nouveau à 60 km au Sud du village de Guingley (N 10° 47' -E 14° 41').

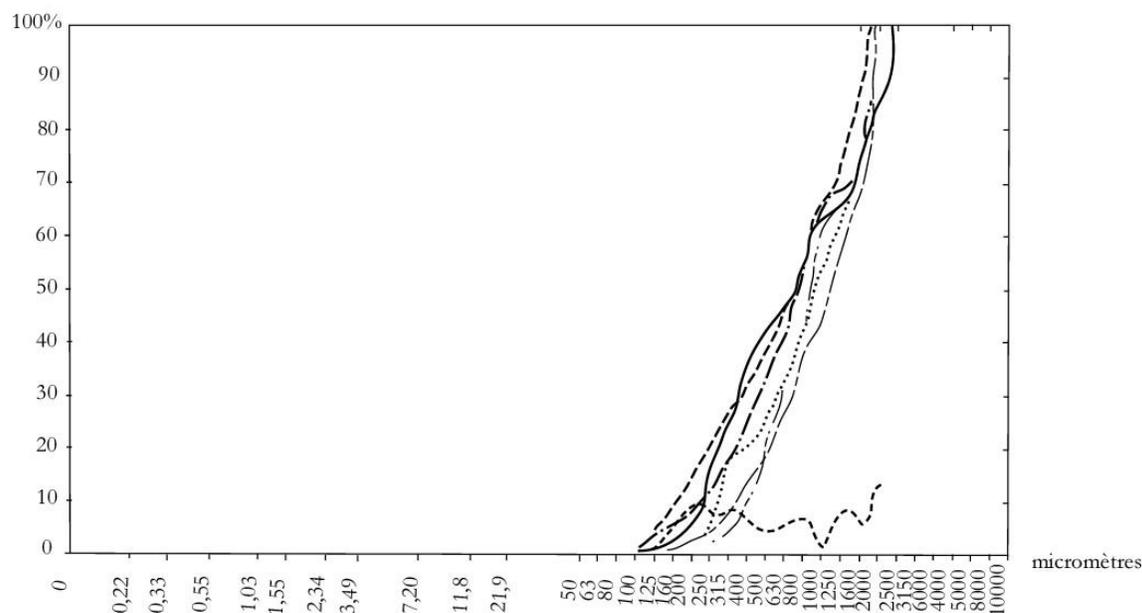
Barré par le cordon à Pétté, le mayo Ranéo a déporté son cours d'Est en Ouest. Le mayo Boula quant à lui devait communiquer selon toute vraisemblance, avec le mayo Bourlouk. Il aurait été dévié vers le Nord entre Dargala (N 10° 33' -E 14° 37') et Boudou (N 10° 42' -E 14° 40') dans un delta intérieur. Il reprend son orientation antérieure (NO-SE) et devient le mayo Mouda entre Boudou et Goudoum-Goudoum (N 10° 38' -E 14° 47'). Il y entaille longitudinalement le pied sud du cordon sableux Limani-Yagoua sur près de 12 km, après avoir créé l'aire marécageuse qui s'étend entre Dargala et Sédek. C'est de ces marécages que naît le mayo Bourlouk (haut mayo Danay), à la latitude de Koré (N 10° 28' -E 14° 44'), à partir d'où il draine une dépression orientée parallèlement au cordon sableux Limani-Yagoua. On peut y voir selon Pias (1970b), un ancien cours du mayo Boula qui se jetait dans le lac Tchad à Yagoua.

Le comportement des mayos tributaires du bassin tchadien est commandé par le cordon sableux Limani-Yagoua. Si certains puissants, tels que les mayos Ngassawé, Mangafé, Ranéo, Tsanaga, Boula...ont réussi à franchir cet obstacle, d'autres par contre, à l'instar des mayo Danay et mayo Guerléo respectivement en amont et en aval du cordon dunaire ont été à jamais détournés par celui-ci.

Dans les secteurs dunaires, les traces d'érosion hydrique ne sont pas généralisées. L'érosion en nappe se signale ponctuellement sur les versants des dunes de sables rouges où des ravins résultant des vallées secondaires à partir de têtes de talweg et des niches de décollement se joignent à un drain principal en contrebas.

Sur le cordon sableux, les horizons de surfaces fragilisés par les défrichements (pour le bois de chauffe) sont remaniés par les eaux de ruissellement qui défont les petites buttes de sables construites par les vents.

L'érosion linéaire crée un modelé de dissection tandis que l'érosion aréolaire engendre un aplanissement. Leurs effets conjugués contribuent au façonnement des pédiments couverts en amont par étalement des matériaux sableux mais surtout à leur décapage en aval et à la construction imperceptible des plaines dans lesquelles les cours d'eau édifient annuellement par endroits des bancs alluviaux discontinus aux pieds des pédiments-terrasses. La figure 63 ci-dessous donne une idée des matériaux charriés actuellement par les eaux fluviales à travers les talwegs des mayos.



| Mayos | Sites | échantillons | Md | QdΦ | Hé | SK | K |
|----------|----------|--------------|------|------|------|-------|------|
| Ranéó | Mazangay | ----- | 1125 | 0,34 | 0,20 | -0,34 | 0,26 |
| Boula | Matfãr | | 950 | 0,35 | 0,24 | -0,23 | 0,57 |
| Zapagong | Kaélé | -.-.-.- | 850 | 0,34 | 0,22 | 0,01 | 0,18 |
| Mangafé | Djaoudé | ===== | 760 | 0,50 | 0,28 | -1,46 | 0,10 |
| Taparé | Méri | --- --- | 790 | 0,45 | 0,20 | -3,86 | 0,23 |
| Ranéó | Pétté | ----- | 760 | 0,47 | 0,20 | -0,26 | 0,20 |

Figure 62. Courbes et paramètres granulométriques des sables transportés actuellement par certains mayos.

Il s'agit en effet de matériaux grossiers (Md moyenne = 835 μm). Leurs courbes cumulatives linéaires indiquent que ce sont des sédiments non évolués (en voie de formation par désagrégation des roches) en cours de transport. Dans une étude systématique de la migration des matériaux meubles à travers le talweg du mayo Ranéo depuis sa source au

pied des monts Mandara (Méridien) passant par Doulek, 8 km ; Ouro-Malki, 13 km ; Mazangay, 30 km ; Yoldé-Bouba, 48 km jusqu'à Pétété, 51 km en aval, (Wakponou, 1990) démontre que ces matériaux n'ont pas une origine lointaine à en juger par le fort taux de grains de quartz non usés (plus de 50 %). Aussi leurs profils granulométriques ne sont pas décroissantes avec la distance par rapport aux sources du Mayo. Les différences entre les valeurs du $Qd\phi$ justifient leur bon classement à la sortie des montagnes grâce au cours torrentiel du Mayo qui est perturbé en plaine à cause du ralentissement de la vitesse du cours d'eau, permettant un mélange des stocks et surtout des apports latéraux provenant des inselbergs rocheux dans les piémonts.

C'est aussi dans les plaines alluviales que les mayos se perdent dans les sables, y construisant des cônes d'épandage en éventail où ils déposent le reste de leurs charges solides. (Figure 63 ci-dessous.)



Figure 63. Processus de mise en place d'un cône d'épandage, point ultime des mayos descendant des monts Mandara.

La multiplicité et les dimensions des deltas de rupture de charge par lesquels les mayos franchissent le cordon sableux plaident pour une période climatique plus humide que l'Actuel, période au cours de laquelle les mayos plus puissants pouvaient charrier

abondamment de produits détritiques. Cette période climatique est postérieure à la construction du cordon sableux.

Les deltas sont fossiles et réentaillés par les cours d'eau. Le delta actuel se réduit parfois à une simple ramification du mayo au-delà du cordon sableux.

Conclusion

Ainsi, la région possède un réseau hydrographique dont l'efficacité érosive est répandue sur la majeure partie des cours. Elle est liée :

- au régime torrentiel de nombreux mayos descendant des monts Mandara ;
- aux crues soudaines générées par des averses brèves des saisons des pluies ;
- aux matériaux meubles (argiles, limons et sables) des terrains ;
- à la dégradation structurale superficielle des sols liée aux activités humaines ou à « l'hydrophobie de la matière organique » comme le soutient Le Bissonnais (1988), cité par Valentin et Janneau (1989-90). Ceci caractérise les terrains du sahel, c'est-à-dire une « zone où l'hydrodynamique superficielle est sous la dépendance quasi exclusive des états de surface ($200 \text{ mm} < P < 750-850 \text{ mm}$) », (Casenave et Valentin, 1988). En effet, la squelettisation des horizons de surface les rend très sableux et ils sont facilement battus et érodés par les pluies (Roose, 1994). L'activité hydrique se traduit par une érosion linéaire ou en nappe. Elle crée un ravinement régressif à partir des drains principaux, par décapage, soutirage et éboulements des corniches en porte-à-faux sur les lits actifs.

5.3. LA DYNAMIQUE DES VERSANTS PAR GRAVITE

L'évolution des paysages géomorphologiques par gravité se limite sur les versants à fortes pentes des inselbergs et inselgebirge. Elle se traduit par des éboulements et surtout des roulements de gros blocs et boules de roches (granitiques) en équilibre instable qui dévalent le plus souvent les pentes, laissant derrière des couloirs bien visibles sur les versants du mont Douggou, du hosséré Lara....

CHAPITRE 6

FACTEURS ET PROCESSUS BIOTIQUES DE L'EVOLUTION ACTUELLE DES PAYSAGES GEOMORPHOLOGIQUES

Hormis l'impact des animaux domestiques lié aux activités de l'homme, les formes de bioturbation les plus évidentes dans les basses terres soudano-sahéliennes de l'Extrême-Nord-Cameroun sont les termitières hypogées et dans une moindre mesure les fourmilières et les terriers.

6.1. LA BIOTURBATION ANIMALE: ACTEURS ET PROCESSUS

Dans leur participation à la formation de l'humus et de la matière organique, contribuant ainsi à la vie et à l'évolution du sol, les animaux jouent aussi un rôle morphologique. Il en existe deux catégories dans les basses terres de l'Extrême-Nord-Cameroun étant entendu que même si l'impact des grands herbivores sauvages (éléphants, élans derby, cobs de buffon, buffles, giraffes et autres) est visible sur le couvert végétal, il est assez difficile de rendre compte de son incidence sur l'évolution des paysages géomorphologiques. Il s'agit en fait des animaux mésoscopiques (termites et fourmis) et des animaux fouisseurs : petits rongeurs, scorpions....

6.1.1. L'ACTION DES ANIMAUX MESOSCOPIQUES

6.1.1.1. LES TERMITES ET LES TERMITIERES HYPOGEEES

Les *Bellicositermes bellicosus* et les *Cubitermes serverus* rencontrés dans l'Extrême-Nord-Cameroun (Wakponou et Brochu, 1991) font partie des 1 517 espèces identifiées par Kumar Krishna (1969), cité par Bachelier (1978). Dans la quête de l'humidité les premiers atteignent les nappes phréatiques (plus de 10 à 20 m de profondeur) par des galeries qu'ils creusent. Ils fabriquent des argiles de type illite à partir des micas, par broyage et trituration salivaire. Les seconds brassent sables et argiles. L'action des uns et des autres aboutit à l'édification de termitières. Les termites jouent un rôle chimique, physique et morphologique.

Du point de vue chimique, l'action des termites consiste en l'enrichissement des horizons pédologiques de surface. Ils le font par des remontées de matériaux fins, des apports hydriques et l'injection d'excrétas. Il peut être vérifié que les teneurs en carbone et en azote dans les matériaux constitutifs des termitières sont plus élevés que celle des sols voisins (Tchindjang, 1986). Les remontées de matériaux ainsi que la solubilisation et la concentration de certains éléments sont autant de facteurs qui favorisent un enrichissement des termitières en bases totales et échangeables [calcium (Ca), magnésium (Mg) et surtout potassium (K), ainsi qu'en phosphore (P)] (Roose, 1981). Ceci accroît du coup la capacité de fixation des cations liés à la forte teneur en éléments argileux, intervenant ainsi sur le pH du sol qui devient neutre. Daouda et al.(2003) Montrent comment une légumineuse tropicale (*Crotalaria ochroleuca*) développe plus de mycorrhizes (nodules fixateurs d'azote) sur et autour des termitières à *Cubitermes nikoloensis* au Burkina Faso.

Du point de vue physique, les termites accroissent la macroporosité des sols. Les galeries des termites sont des voies d'entrée pour l'eau et l'air. Ce faisant, l'érosion est en quelque sorte freinée et les processus d'oxydation sont du même coup favorisés.

Du point de vue de la morphologie des sols, le fait le plus significatif est la remontée des matériaux fins des horizons profonds puis leur tassement en surface.

Les microreliefs de bioturbation que constituent les termitières hypogées se répartissent en fonction de la position par rapport à l'axe des torrents et cours d'eau, où ils ne peuvent résister à l'érosion dévastatrice de l'eau, et par rapport à l'accès à la nappe phréatique; en fonction de l'épaisseur, de la granulométrie et de la structure des sols et formations superficielles, en fonction de la densité de la végétation ligneuse. Cette observation de terrain fait fi de la conception selon laquelle la capacité de transport des termites dépendrait de l'écartement de leurs mandibules. On les rencontre dans les pédiments couverts et les plaines.

Malgré un socle pas très profond, les formations superficielles des basses terres dans l'Extrême-Nord-Cameroun ont quelques conditions favorables à la vie des termites : présence d'espèces ligneuses et d'une pellicule de sol humifère et de limons dans les horizons supérieurs. Mais la faible couche de matériaux meubles (0,50 à 1m, ponctuellement 2 à 3 m le long des vallées) ne porte que quelques très rares termitières de 1 à 1,10 m de hauteur. Leur base étalée sur 3 à 4 m est émoussée sur les pourtours. Il reste vers le centre, un petit dôme hérissé de 3 à 5 pointements verticaux. Ces excroissances sont constitués de colonnes de terre figée dans les secteurs les plus secs (en principe les secteurs les plus éloignés des talwegs). Plus près des talwegs, là où les termites peuvent atteindre la nappe phréatique plus facilement, les termitières semblent en constante évolution. L'édifice a ainsi la forme de petites termitières à clochetons. Ces termitière ont une densité de 4 à 5 / km².

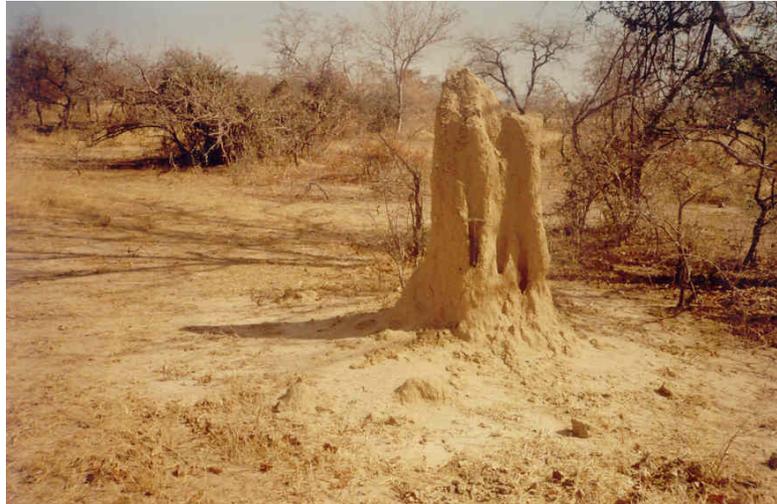
Dans les plaines se prolongeant en terrasses des mayos, la densité des termitières dépend des conditions locales.

Les vastes plaines limono-sabeuses ou sablo-limoneuses du Diamaré, à épaisses couches d'alluvions, sous un parc assez fourni d'arbres et d'arbustes, ne porte que ponctuellement des termitières. Elles sont présentes dans les lits majeurs des cours d'eau. Elles surgissent de la surface des plaines comme de champignons géants (2 à 3 m de hauteur). Leur densité ici varie de 10 à 12 / km². Certaines petites dépressions à karal ont ponctuellement une densité assez élevée (5 termitières / m²).

La plaine du Tchad quant à elle remplit toutes les conditions pour porter des termitières : granulométrie fine (argile-limoneuse), nappe phréatique peu profonde (2 à 3 m), un couvert végétal ligneux assez bien fourni. Cependant, ici aussi, il ne s'agit pas d'une dissémination généralisée ; on distingue trois sites préférentiels :

- Les playas dans lesquelles les termites ont la facilité de remanier à souhait des limons argileux. Les termitières y sont en dôme, à sommet surbaissé, de 3 à 5 m de hauteur, avec une base dépassant parfois 30 m de pourtour.
- Les berges des mayos où l'humidité attire les termites. Les plus grandes termitières observées ici sont hautes de plus de 7 m, avec une circonférence à la base de 26 m.
- Les secteurs déprimés où l'eau reste plus longtemps en surface, y laissant des limons argileux par décantation et où la nappe phréatique est peu profonde.

Si dans les deux premiers cas, on peut compter ponctuellement jusqu'à 15 termitières à l'hectare, on peut en dénombrer jusqu'à une cinquantaine dans le dernier. Leur forme varie du dôme à la cloche. Il s'agit d'édifices d'assez grande taille, atteignant 6 à 8 m de hauteur et 40 à 45 m de circonférence à la base.



Photographie 21. Une termitière hypogée. (Piste Péténé-Zacklang, 13-I-2003)

Cette termitière cathédrale haute de 1,50 m, avec 2,30 m de circonférence à la base constitue un micro-relief par rapport aux secteurs attenants. Sa présence peu se justifier entre autres raisons (matériau meuble, nappe phréatique pas très profond (2 m), par la biomasse végétale de la savane arborée à *Anogeissus léicarpus* et *Balanites aegyptiaca*.

Les termitières vivantes modifient localement les pentes. Elles guident le ruissellement qui crée à leur base les premières griffures d'érosion. Sur les termitières mortes, en même temps que les trous d'ascension des matériaux guident les eaux d'infiltration, les argiles redistribuées imperméabilisent localement de petits secteurs qui constituent le point de départ de concentration des eaux de pluies susceptibles de créer des ravineaux. Dénuées de toute végétation, les termitières vivantes sont sensibles à l'érosion hydrique qui émousse les multiples protubérances ou même les arase sous l'effet du splash (Wakponou et Brochu, 1991b).

6.1.1.2. LES FOURMIS ET LEURS NIDS

L'activité des fourmis et les conséquences des remontées de matériaux fins sont similaires à celle des termites, c'est-à-dire enrichissement du sol et facilitation de l'infiltration des eaux de pluies.



Photographie 22. Des fourmilières. (Piste Doukoula-Lokoro, 15-I-2002)

La photographie présente le sommet (342 m) d'une dune de sables rouges le long de la piste Doukoula-Lokoro.

Les fourmis remontent du sable, formant de toutes petites buttes (hauteur : 10 cm ; diamètre : 26 cm ; circonférence à la base : 80 cm). Ces fourmilières ont une densité de 3 à 10 par m² surtout dans les drailles et les autres aires dénudées suite au piétinement du bétail.

Les fourmis sont omniprésentes. Elles construisent des nids qui constituent des voies de pénétration d'eau dans les horizons supérieurs des sols. La densité des fourmilières et leur profondeur est fonction de l'épaisseur et de la dureté des sols. Les fourmilières sont rares et leurs galeries moins profondes (à en juger par la quantité de matériau remonté) dans les pédiments aux sols pelliculaires. Elles sont assez éparées dans les plaines, mais beaucoup plus nombreuses sur sols sableux pulvérulents où elles forment de mini-reliefs d'ordre centimétriques.

6.1.2. ROLE DES ANIMAUX FOUISSEURS

La macrofaune est constituée de scorpions, de reptiles et de petits rongeurs tels que les mulots. Si les premiers se cachent sous les pierres ou dans des trous préexistants, les derniers sont capables d'importantes remontées de matériaux dans les formations meubles. Ils creusent en effet, de profonds terriers, ameublissant les pans de formations dunaires qui s'éboulent. Les déblais de ces cavités larges de 20 à 30 cm sont exposés aux eaux de ruissellement et à la déflation éolienne.

Il en est de même des sables remontés de leurs nids par des oiseaux (hirondelles) dans les matériaux fins pulvérulents des dunes de sables rouges.

Conclusion

Les conditions climatiques qui ont prévalu lors de la mise en place des paléofformes dans les formations superficielles ont changé.

Les transformations actuelles se limitent en profondeur à une évolution pédologique atténuée à cause de l'assèchement du climat. A la surface, l'érosion hydrique est vive, surtout le long des vallées en amont du cordon sableux Limani-Yagoua. La partie aval connaît un imperceptible comblement. L'intensité des vents s'étant beaucoup amoindri depuis la construction des dunes, l'activité éolienne se traduit aujourd'hui par des remaniements superficiels, par saltation de grains de quartz et par le soulèvement des poussières.

6.2. ROLE DE L'HOMME DANS LA DYNAMIQUE DES PAYSAGES GEOMORPHOLOGIQUES

Lacoste et Salanon (1993) disaient que «...l'Homme représente vis à vis des communautés vivantes un facteur écologique décisif... ». En effet, l'Homme est de loin un facteur clé dans l'évolution des écosystèmes. Si l'action des autres vivants tend à maintenir l'équilibre des milieux, celle de l'Homme tend plutôt à le rompre. car elle est une source de dégradation que peuvent accroître l'insaciabilité perpétuelle mais aussi des facteurs naturels tels que les facteurs climatiques. Cependant une action raisonnée est aussi possible et celle-ci est fondée sur une exploitation rationnelle des ressources naturelles pour un développement durable.

L'Homme est un agent morphologique, un catalyseur dans le façonnement des formes. Il « humanise les milieux naturels » et est, comme disaient Pinchemel et Pinchemel (2002), citant Mounier (1947), « ...essentiellement artifex, créateur des formes, faiseur d'artifice... ». Dans le milieu soudano-sahélien camerounais l'essentiel des travaux est rural. Il porte sur des sols légers, un couvert végétal plus ou moins indigent, sous une ambiance climatique capricieuse. Tout ceci rend le paysage très vulnérable face à la dégradation. Celle-ci est d'autant plus notoire que les populations croissantes cherchent à survivre exacerbant la pression sur ce milieu fragile.

6.2.1. UN PEUPEMENT ANCIEN ET A FORTES DENSITES

Les premiers signes d'occupation humaine dans l'Extrême-Nord-Cameroun remontent à l'Age de la pierre: Acheuléen évolué (Marliac et Gavaud, 1975). Ceci se justifie par la découverte des artefacts lithiques (avant 50 000 BP) tels que les bifaces incrustés dans la cuirasse sur le plateau de Doyang .

Le Soudano-Sahélien camerounais correspond à la province de l'Extrême-Nord. Elle est fortement peuplée (1 885 685 habitants en 1977) avec une densité de 60 habitants / km² par rapport à la moyenne nationale de 25 hbts / km². Ce chiffre n'est que la moyenne puisque les densités par unité administrative montrent des contrastes très accusés avec des pôles de populations très denses: Koza, 155 hbts/km² ; Méri, 128 hbts / km² ; Kolofata, 95 hbts / km² ;

Yagoua, 128 hbts / km². Cette densité a été estimée à 616 hbts / km² en 1992 (Annonyme, 1992).

Historiquement la plupart des massifs d'Afrique (dont les monts Mandara) soudano-sahélienne ont joué le rôle de refuge pour des populations lors des « jihad »* [*Guerre Sainte des musulman, lancée par Ousmane Dan Fodio à partir de l'émirat peulh de Sokoto (au NE du Nigéria actuel) en 1904. Dans le Fombina (le grand Nord-Cameroun correspondant à l'implantation des lamidats peulhs d'aujourd'hui : les principautés kotoko et le royaume du Wandala ou Mandara, cette guerre a été conduite par Adama qui a reçu l'étandard de la Jihad islamique des mains de son initiateur*]. La somme des populations refoulées et des populations montagnardes originelles a, grâce à l'accroissement, créé une situation latente de surpeuplement. Ainsi comprimées sur des reliefs exigus et en proie à des disettes à cause du manque d'espaces cultivables, des ravages annuels des acridiens et des caprices climatiques, ces populations sont descendues à la conquête des basses terres plus généreuses, à la faveur de la sécurité revenue à l'époque coloniale et plus encore depuis l'Indépendance (1960), (Boutrais, 1973)

6.2.2. LES ACTIONS HUMAINES ET LEURS CONSEQUENCES

Les fortes densités humaines en perpétuelle croissance dans les basses terres ne cessent de dégrader l'environnement. La quête de nouvelles terres de cultures et d'élevage passe par les défrichements et les feux de brousse. Le problème de chauffage et de la préservation des récoltes contre les prédateurs tels que les oiseaux mange-mil, les singes... se résoud par la coupe d'arbres et d'arbustes. Les labours qui ameublissent les sols, la récupération des éteules de mil, en vue de la construction des nouvelles huttes et des clôtures, le ramassage des fanes d'arachide à but fourragère, la collecte des tiges de cotonniers pour la vannerie et le surpâturage sont des activités rurales qui tendent à désarmer le paysage naturel face à l'agressivité climatique qui se manifeste par la déflation éolienne ou par l'érosion hydrique selon les saisons. Parlant du surpâturage, il est à noter que la province de l'Extême-Nord-Cameroun est la 2^{ème} région d'élevage du gros bétail avec 1 147 030 contre 1 815 000 pour la province de l'Adamaoua, et 1^{ère} pour les petits ruminants avec 1 547 234 contre 430 000 respectivement. (statistique de 2000). Ces chiffres sont loin de la réalité. Selon certaines indiscretions, les éleveurs ne déclarent que la moitié, voire le tiers de leur troupeau afin de déjouer le fisc, la taxe sur le bétail se payant par tête. Même les séances de vaccination ne peuvent résoudre le problème de comptage car il y a toujours des circuits parallèles de traitement des bétails.

Les effets des activités humaines sont plus visibles sur le couvert végétal. En effet, la dégradation de la forêt claire avec disparition des plus grands arbres (*Angeissus leiocarpus*, *Acacai sp.*, *Balanites...*) est un fait notoire. Dans le paysage végétal, les auréoles de disparition sont bien discernable autour des hameaux. Ceci s'explique par le prélèvement de bois de chauffe pour la consommation locale mais servant aussi comme produit de rente pour les paysans.

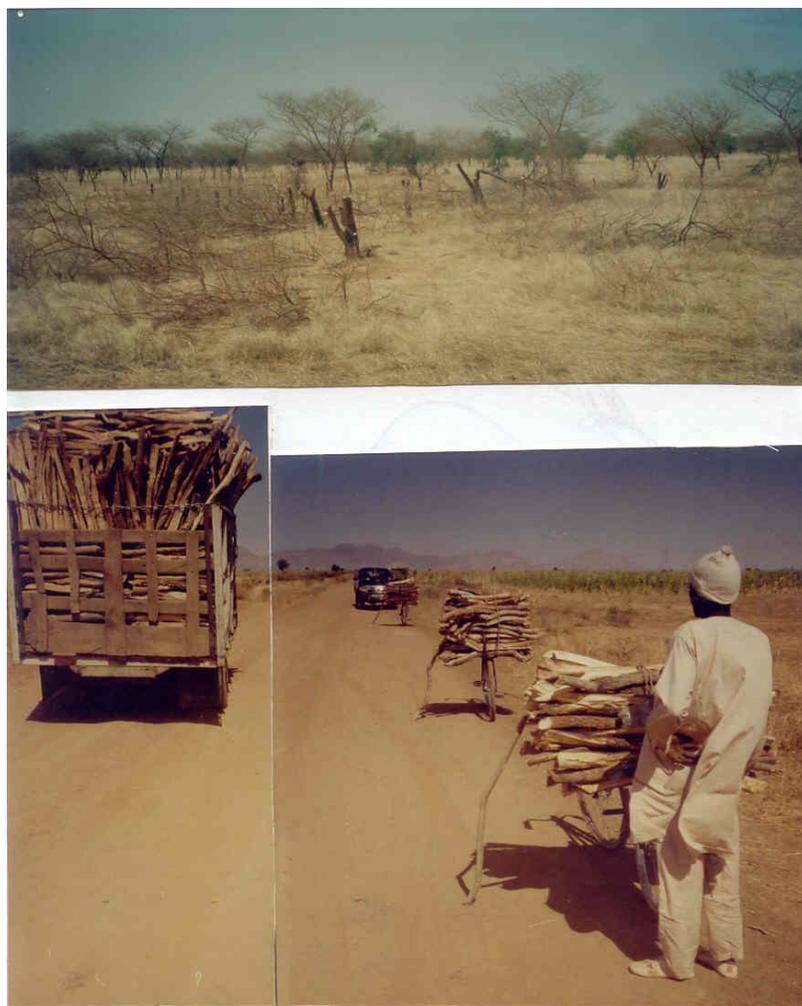


Planche 8. Approvisionnement en bois de chauffe. (Tikéré,18-I-2002 ; piste Mindif-Maroua, 13-I-2003)

Sur la photographie d'en haut, *Acacia seyal* d'un parc situé dans une dépression à karal à 2 km au NE de Tikéré sont actuellement systématiquement abattus et transportés par camions (comme sur la photo de gauche) pour être vendus à Mora à 25 km.

Pour être acheminé en ville, le bois est soit porté sur vélo par les paysans (photographie de droite) qui, après la vente, vont pouvoir s'acheter des biens de première nécessité : allumettes, pétrole, sel, huile, savon..., soit par camion par des citadins qui ont fait du commerce de bois leur métier.(photographie de gauche).

On remarque aussi l'amoindrissement de la densité du couvert graminéen (*Hypparrhenia*) utilisé dans la construction des palissades et autres petits objets artisanaux : vans, tableaux décoratifs, sièges, lits.... A Lokoro par exemple, les paysans vont maintenant le chercher à plus de 2 km du village. les paysans de L'Extrême-Nord-Cameroun cherchent à meubler le temps à l'ombre des neems (*Azadirachta indica*) pendant la longue saison sèche. En effet, les sociétés connaissant des conditions climatiques rudes ont dans bien de cas à force de se tourner les pouces dans les abris, développé des techniques artisanales à renommée internationale. Nous n'en voulons pour preuve que celle de la montre suisse dont le perfectionnement au fil des siècles ne peut s'expliquer que par des longs hivers en milieu montagnards.

- L'utilisation des ressources végétales semble influencée par le caractère de gratuité, d'où une forme de gaspillage observée :
- quoiqu'éprouvant beaucoup de difficultés dans le ramassage de bois à cause des distances de plus en plus longues, les femmes (puisque c'est à elles qu'incombe cette besogne) se disent que bien gérer le stock de bois (économiser) est un moyen de cacher la paresse ;
- le ramassage des fruits et des feuilles se fait après émondage systématique, ce qui fait que l'arbre doit prendre deux à trois ans pour se reconstituer;
- l'enlèvement répété des écorces pour la pharmacopée et les cordages pousse le plus souvent les espèces ligneuses à la dégénérescence.

La rareté de bois de chauffe amène les hommes à utiliser même les essences à faible valeur calorifique tels que *Calotropis procera*, la bouse des bœufs et les éteules de mil (planche 9).



Planche 9. Dénudation des champs après récolte. (Ngassa, 3-II-1999 ; Gagadama, 19-I-2002)

Sur la photographie d'en haut on voit des tas d'éteules de muskwari dans un champ fauché. C'est après séchage que les épis seront séparés des tiges et battus sur place.

Sur la photographie d'en bas, des paysannes chargées de fagots d'éteules de mil rentrent des champs. Ces tiges serviront soit de bois de chauffe, soit de matériaux de construction de palissade, de huttes et d'objets artisanaux.

La dégradation du couvert végétal passe par des défrichements intempestifs et de plus en plus importants, les jachères raccourcies à cause de la croissance démographique [(12 060 hbts en 1986, 60 000 en 1997 dans l'arrondissement de Figuil) (anonyme, 1998)] et le repli

des salariés au champ après les baisses de salaires et la dévaluation du Franc CFA le 12 janvier 1994 ainsi que par l'émondage pour les besoins fourragers, ce qui compense l'insuffisance des herbes.

Dans cet écosystème vulnérable, ce que nous pouvons considérer comme un scandale écologique est le fait qu'une usine de fabrication de chaux (La Chaux Roca) installée depuis 57 ans (1946) n'utilise que du bois pour la cuisson de marbre et ceci malgré :

- l'« Opération Sahel Vert » (plantation des arbres) des années 1970-1974 ;
- le fait que les termes « développement durable » sont les refrains dans les discours politiques ;
- le fait que le slogan « lutte contre la pauvreté » soit à la mode.



Photographie 23. Abattage mécanique des arbres. (Figuil, 10-II-2003)

La photographie montre :

- à l'arrière plan une savane arbustive ;
- au premier plan deux souches sèches d'*Anogeissus leiocarpus* dans une aire dénudée. La grosseur des troncs et les plans d'abattage laissent deviner que les bûcherons de l'usine Chaux Roca utilisent la tronçonneuse pour leur quota quotidien de 18 m³ de bois. Cette pratique anéantit le drageonnage à cause d'enduits d'huile et de graisse laissés sur la souche de l'arbre coupé.

Les conséquences de la dynamique régressive du couvert végétal sur les états de surface sont l'exposition aux agents météoriques et la destructuration qui s'en suit. La surexploitation des sols les dégrade et les transforme en hardés, mieux la dénudation des sols exacerbe l'évaporation et la remontée par capillarité de l'eau d'infiltration générant des croûtes infertiles. Cette imperméabilisation des horizons superficiels (1 cm) favorise le ruissellement qui crée une érosion en nappe, engendrant plus en aval une forte dissection. Le décapage des horizons superficiels et le transport sélectif des particules fines laissent en surface un pavage de cailloutis ou exhumés les horizons de concentrations (illuviaux) difficile à labourer ou encore la roche saine et sa frange d'altération inculte. Quand survient la longue saison sèche, les champs ont déjà été dénudés soit directement par le paysan, soit par le bétail en vaine pâture. Aussi l'ameublissement des horizons superficiels des sols par des labours et le piétinement du bétail les exposent à la déflation éolienne. C'est donc un sol sans défense qui est livré aux vents soutenus par régime d'Harmattan. Dans la plupart des villages l'évaporation exacerbée au-dessus des sols nus font baisser le niveau des nappes phréatiques

ce qui réduit la production des puits, la limitant au petit matin ou les assèche complètement malgré leur profondeur (jusqu'à 20-30 m de fois). Les femmes, encore, elles doivent parcourir de fois jusqu'à 10 km pour aller chercher de l'eau dans des puits plus producteurs qui se trouve le plus souvent dans des secteurs de dépression au pied des inselberge. C'est le cas des femmes de Péténe et de Zaklang sur le plateau de Doyang qui doivent aller à Mourbaré (à dix kilomètres de marche) puiser de l'eau contre une contribution de 300FCFA / an. Dans le cas échéant, et surtout jusqu'à la mi-saison sèche, tout le monde doit se contenter (discuter) des eaux puantes chargées de bouses de vaches, d'amibes et autres larves des mares artificielles initialement aménagés à but pastoral.



Photographie 24. Une mare artificielle. (Boboyo, 21-XI-2000).

Les mares artificiels sont les seules réserves d'eau à utilisation domestique (boisson compris) et pastorale pour nombre des populations du milieu soudano-sahélien camerounais.

La dégradation et d'autres calamités propres à ce milieu telles que l'invasion des acridiens, les sécheresses récurrentes (de 1968 à 1974, 1983-84), les « pluies trompeuses » expliquent les disettes annuelles auxquelles les populations sont confrontées.

D'autres formes d'érosion liées aux actions anthropiques portent sur la concentration des eaux de pluies .

Sur les voies de communication, les eaux de ruissellement ravinent les abords des routes asphaltées (route Maroua-Mora-Kousséri, Maroua-yagoua) ou excavent les pistes et les ruelles de terre, communes dans toute la région.



Photographie 25. Ravinement des voies de communication. (Mora, 18-II-2000)

Le ravinement sur le bas côté de la voie est accentué par la concentration des eaux dû au tassement de la « chaussée » et à l'accélération de la vitesse des eaux à cause de la pente (5 %) sur ce pédiment au pied du promontoir des monts Mandara, visible au fond de la photographie.

Dans l'organisation du paysage rural, le mil pluvial sous parc d'*Acacia albida* occupe les secteurs limono-sableux et le muskwari les dépressions à karal. L'habitat est sur les placages ou des dos de terrains sableux où les eaux rejetées par les toits « mordent » profondément ce matériel sec et meubles. Le phénomène s'aggrave dans les quartiers « Domayo »*(à côté de l'eau, en fougouldé, dialecte local) avec l'érosion regressive à partir du cours d'eau à travers les pistes (planche 10 ci-dessous).



Planche 10. Evolution d'un ravin. (Bogo, 15-XII-1991 et 17-I-2002)

La photographie d'en haut présente un ravin profond de 7 m dans les sables rouges dunaires au Sud de la localité de Bogo en 1991.

Le quartier Domayo est en train d'être érodé par la ravine remontant une petite piste qui jadis conduisait au mayo (Tsanaga).

En 11 ans, de 1991 à 2002, tout un bloc de ce quartier a déjà disparu à cause de l'érosion regressive (photographie d'en bas)

La population essaie de lutter contre le recul de la berge par un dallage de pierres sèche et de sacs remplis de sable.

Conclusion

Le paysage est donc comme l'ont dit Lizet et Ravignan (1987), « le miroir des relations actuelles de l'homme avec la nature qui l'environne ».

6.2.3 SUGGESTIONS POUR UNE GESTION PLUS RATIONNELLE DES RESSOURCES NATURELLES

De tout ce qui précède, nous remarquons que si les populations des basses terres soudano-sahéliennes comme de tout l'Extrême-Nord-Cameroun sont prédisposées à des conditions naturelles particulièrement difficiles à cause des caprices climatiques (les premières pluies trompeuses, les sécheresses), il n'en demeure pas moins vrai qu'elles pâtissent aussi de leurs méthodes inadéquates d'exploitation des ressources naturelles telles que l'eau, les sols et la végétation.

Pourtant, le savoir faire, les perceptions traditionnelles et de nouvelles techniques de lutte contre la dégradation des milieux, de la restauration des sols, de l'amélioration des productions et de la gestion conservatrice de l'eau existent dans les milieux similaires ou aux mêmes latitudes que le soudano-sahélien camerounais.

Parmi les techniques de valorisation de l'eau pluviale par la limitation du ruissellement, la lutte contre l'érosion et la maximisation de l'infiltration, le billonnage (Kouyate et Wendt 1991) peuvent remplacer la méthode de semis sur des surfaces planes.



Photographie 26. Billonnage suivant le sens de la pente (Boboyo, 216IV-2000)

L'avènement de la technique du buttage date de 1995 (Rapport de la SODECOTON). Cette technique permet de réduire la vitesse des eaux de ruissèlement et de favoriser l'infiltration quand les billons sont faits dans le sens des courbes de niveau

Si la technique de cordon de pierres, de blocs de cuirasses ou de mottes de terre (photographie 27 ci-dessous) (Mietton 1986) limite seulement le ruissellement, la construction de bandes d'arrêt d'enherbées matérialisent en plus les parcelles, limitant ainsi les conflits entre les paysans. En effet les plantes adventices xérophiles des régions soudano-sahéliennes d'Afrique centrale sont bien connues et mises à profit au NE du Nigéria par exemple. Elles sont :

- buissonnantes: *Dactyloctenium aegyptium*, *Digitaria horizontalis* ;
- en touffes : *Eragrostis tremula*, *pennisetum pedicellatum* ;
- en bouquets : *Cyperus amabilis*, *Cyperus rotundus*, *Kyllinga squalata*, *Mriscus squarrosus*, *Aneilema*, *Cleome viscosa* ;
- avec des racines échasses : *Commelina benghalensis*, *Commelina forskalaei*, *Ipomoea eriocarpa*, *Leucas martinicensis*.

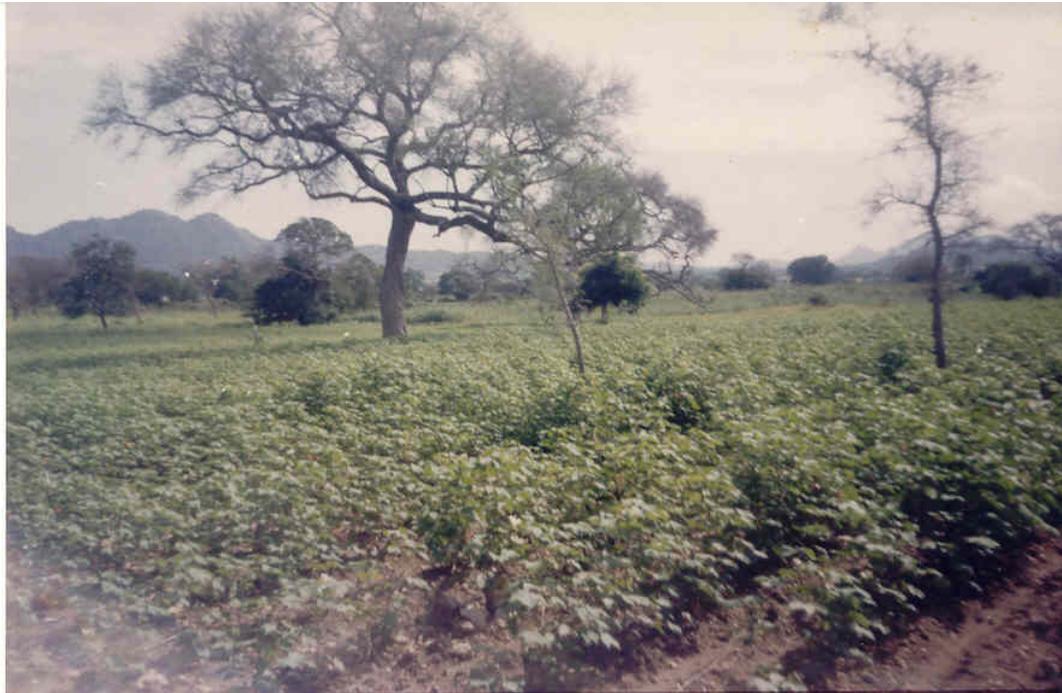
Tous ces différents ports (buissonnant, en touffes, en bouquets, sur racines échasses) favorisent aussi le piégeage de particules fines, susceptibles de fertiliser le champ.



Photographie 27 Cordon de pierres dans le champ. (Boboyo, 21-IV-2000)

Le cordon de pierres sèches disposées parallèlement aux courbes de niveaux limite le ruissèlement malgré le billonnage dans le sens de la pente.

Mieux que les bandes enherbées, l'agroforesterie (phographie 28 ci-dessous) (association des arbres au champ) (Young, 1995) végétalise les parcelles en plus des avantages sus-cités. L'association des cultures (les cultures couvrantes telles que le niébé et les plantes à port vertical comme le mil ou le sorgho).



Photographie 28. Agroforesterie. (Doumrou, 30-VIII-1999).

L'agroforesterie est une pratique qui consiste à associer les arbres aux cultures. Les mesures antiérosives dans ce champ combinent *Acacia albida*, cotonniers et billonnage.

Parmi les techniques de restauration des sols, le butage cloisonné, méthode très répandue chez les Yatenga du Burkina Faso (Roose, 1999) limiterait la circulation latérale des eaux comme c'est le cas dans le buttage simple suivant les courbes de niveau. La pratique des labours profonds au lieu du simple buttage ou billonnage est indiquée dans les sols hardés car elle permettrait de casser leur croûte superficielle qui les rend infertiles (Donfack et al, 1993).

le paillage des champs par *Loudetia togoensis*, les éteules de mil (photographie 28 ci-dessous), les tiges de cotonniers et le clayonnage ou fascinage à base de branchages (Roose 1986) en plus des rôles sus-cités protègent les champs contre l'érosion éolienne (déflation) et hydrique (splash et ruissèlement) et piègent des particules fines fertilisantes.



Photographie 29. Paillage de champ. (Kassilé, 28-IV-2000).

Le paillage constitue une méthode avantageuse à plus d'un titre. La chaume étendue dans le champ empêche la pousse de mauvaises herbes ; elle maintient l'humidité du sol au début de la saison sèche, réduit la vitesse des eaux de ruissellement, protège le sol contre le splash et piège les particules fines fertilisantes. Sa capacité de lutte contre la déflation est renforcée par les tiges de mil coupées au 1 / 3, ceci accentue la rugosité de la surface du champ.

Les méthodes de gestion conservatrice de l'eau (Hoogmoed et al., 1991 ; Chris Reij, 1991) ; Critchley, 1991) comportent la mise en bief ou micro-barrage dans les vallées, les retenues artificielles par la création des mares, servant d'abreuvoir pour le bétail et de point d'approvisionnement pour les hommes en pleine saison sèche quand les puits s'assèchent.



Photographie 30. Création d'un bief. (Poukéré, 21-IV-2000)

La méthode de bief consiste à construire un micro-barrage dans le lit d'un torrent afin de retenir pendant assez longtemps les eaux de ruissellement au cours de la saison sèche. L'eau ainsi retenue servira aux besoins domestiques et pastoraux en même temps qu'elle rechargera la nappe phréatique.

Toutes ces techniques tardivement introduites (années 90) par la SODECOTON* (Société de Développement du Coton) sont plus ou moins connues, mais nombre de paysans tardent à les pratiquer. En pays Moudang (région de Kaélé) par exemple, un paysan sur trois s'intéresse à l'édification de diguettes anti-érosives (enquêtes de terrain 2003).



Photographie 31. Diguettes anti-érosives. (Ngassa, 28-VIII-1999)

Les diguettes anti-érosives sont construites pour réhabiliter un sol hardé grâce à la rétention et à l'infiltration de l'eau afin d'être exploité dans la culture du muskwari.

Beaucoup de paysans ne pratiquent aucun moyen de conservation de sol puisqu'ils louent les parcelles à exploiter (champs proches des villages, mais surtout les karals à muskwari très recherchés) et considèrent tout autre investissement comme une perte de temps et de force de travail. C'est cette catégorie de paysans qui considère la récolte comme une fin en soi (Dya, 1997) ; c'est elle qui boude par exemple la pratique des bandes enherbées puisqu'elles limitent l'espace cultivable (12 lignes de semi sur 124 / ha). En plus, les herbes entrent en concurrence avec les cultures (mil, haricot niébé).

D'autres pensent qu'il y a assez de terres vacantes d'où la pratique des cultures itinérantes et un comportement de prédateurs. En effet, comme dans la plupart des pays en développement, comme l'a si bien remarqué Mainguet (1995), «...par opposition à la propriété des bêtes et des troupeaux, la propriété individuelle du sol n'existe pas...Le sol appartient à tous, c'est-à-dire à personne. En corollaire, n'existe pas non plus la responsabilité de sa dégradation ». En fait, traditionnellement, le sol tout entier appartient au chef tout simplement pour pouvoir appartenir à tout le monde puisqu'il ne se vend pas, il est distribué gratuitement à tous les sujets du chef. Cependant avec la naissance de l'économie de marché, le système foncier et les structures sociales ont été ébranlées (Paulme, 1963). On assiste de plus en plus à l'appropriation de vastes terres de culture par les riches. Le manque que cela crée chez les moins nantis est masqué par le raccourcissement des jachères ce qui épuise les sols.

Dans les vains efforts timides des pouvoirs publics, les jeunes plants surtout d'*Eucalyptus* distribuées dans le cadre des projets d'agroforesterie ne couvrent pas les besoins des paysans. Ils peuvent alors adopter d'autres arbres surtout utiles. Certains de ces ligneux tels que *Acacia senegal* (Gommier arabe) est considéré comme l'or du sahel (Anonyme, 1998). En effet, il s'agit d'une espèce peu ordinaire. Elle s'adapte plus sur des sols hardés, c'est-à-dire des terres dénudées, incultes, abandonnées par les cultivateurs et peu productrices pour l'élevage. Elle est une plante sociable (polyculture avec le mil). Légumineuse aussi, cette plante entretient un sous-bois herbacé assez dense, indiqué pour le pâturage. La saignée (récolte de la gomme : substance visqueuse très prisée pouvant exuder de certains arbres) de cet arbuste haut de queque 3 m se fait en saison sèche : novembre-avril, (période pendant laquelle l'appel de la sève au sommet dans le métabolisme de l'arbre est maximale), c'est-à-dire au moment du désœuvrement des paysans à cause de la canicule. En plus de la consommation locale de la gomme dans des plats spéciaux, dans la médecine humaine et vétérinaire, l'exudat peut être vendu entre 150 et 1 000 FCFA le kilogramme en fonction de la variété, la qualité et de la catégorie (friable,dure...). En effet la gomme arabe est largement utilisée en industrie : confiserie, boissons, aromatiques, pharmacie, aliments divers, colles, lithographie, fonderie, céramique, pyrotechnique, explosifs, peinture. (Muller,1993). Malheureusement cette richesse naturelle largement mise en valeur dans le sahel africain du Tchad (Domga, 1997) au Sénégal (Dione,1986) n'est que timidement exploitée dans l'Extrême-Nord-Cameroun.

En tout état de cause, les paysans possèdent des connaissances séculaires sur la presque totalité des ligneux qui les environnent comme peut temoigner le tableau 14 ci-dessous.

Tableau 14. Quelques arbres utiles indiqués pour l'agroforesterie

| Nom scientifique | Nom en foulfouldé | Comestible | Pharmacopée | Fourrage | Cosmétique | Restauration du sol | insecticide | Bois de chauffe | Construction | Cordage | Bois d'œuvre | Ombrage | Rente et autres |
|--|-------------------|------------|-------------|----------|------------|---------------------|-------------|-----------------|--------------|---------|--------------|---------|-----------------|
| <i>Acacia albida</i> | Ngabdé | | X | X | | X | | | | | | | |
| <i>Acacia senegal</i> (Gommier arabique) | Datché | X | X | | X | X | | X | | | | | X |
| <i>Adansonia digitata</i> (Baobab) | Mbocki | X | X | X | | | | | | X | | | |
| <i>Anogeisus leiocarpus</i> | Kodjoli | | X | X | | | | X | X | | X | | |
| <i>Anona senegalensis</i> | Laddé | X | X | | | | | | | | | | |
| <i>Azadirachta indica</i> (neem) | Gagné | X | X | X | | X | X | | | | | X | X |
| <i>Balanites aegyptiaca</i> | Tanné | X | X | X | | | | | | | | | X |
| <i>Bombax constatum</i> (fromager) | Jééhi | X | | | | | | | X | | | | |
| <i>Borassusa ethiopum</i> (palmier doum) | Legal Mbaassi | X | | | | | | | | X | X | | X |
| <i>Boswellia dolzielli</i> | Andakehi | | | X | | | | | | | | | |
| <i>Combretum aculeatum</i> | Mbouski | | X | | | | | X | X | | | | |
| <i>Commifora kuntiana</i> | Bannahi | | | X | | | | | | | | | |
| <i>Ficus gnaphalocarpa</i> | Ibbé | X | X | X | | | | | | | X | | |
| <i>Ficus platyphylla</i> | doundéhi | X | X | | | | | | | | X | | |
| <i>Ficus spp.</i> | Tchékéhi | X | X | | | | | | | | | | |
| <i>Gueira senegalensis</i> | Geelewki | X | | X | | | | X | X | | X | | |
| <i>Hexalabus monopetalus</i> | Boyli | X | | | | | | X | X | X | | | |
| <i>Kaya senegalensis</i> (calcéidra) | Ndaléhi | | X | X | X | | | X | X | | | | X |
| <i>Kigelia africana</i> | Gilaahi | | | X | | | | | | | | | |
| <i>Piliostigma spp.</i> | Barkéhi | | X | | | | | | | X | | | |

| | | | | | | | | | | | | | |
|--|-------------|---|---|---|---|--|---|---|---|---|---|--|---|
| <i>Propopis africana</i> | Kohi | | X | | | | | X | X | | | | |
| <i>Sterculia setigera</i> | Bobori | | | X | | | | | | | | | |
| <i>Stereospermum kunthiana</i> | Golombi | | | X | | | | | | | | | |
| <i>Strychnos spinosa</i> | Narbatanahi | X | | | | | | X | X | | | | |
| <i>Terminalia macroptera</i> et <i>spp.</i> | Koulahi | | | | | | | | | X | X | | |
| <i>Vitellaria paradoxa</i> (Karité) | Karéhi | X | X | X | | | X | | | | | | X |
| <i>Vitex doniana</i> | Ngalbidjé | X | X | | | | | X | X | | | | |
| <i>Ximenia americana</i> | Tchabbulé | X | X | | | | | X | | | | | |
| <i>Ziziphus mauritania</i> (jubier) | Djaabi | X | X | | X | | | X | X | | X | | X |

Sources d'information : Anonyme (1995) ; Anonyme (1997) et Enquêtes de terrain

Ce devrait être ces espèces xérophytes dans les parcs et non des arbres fantômes (à cause de leur caractère non écotolérant) comme ceux qui se rencontrent dans les soit disant réserves forestières créées depuis 1977 dans le cadre de l' « Opération Sahel Vert ». L'exemple de l'*eucalyptus* est édifiant. Malgré son utilité dans la charpente des cases et comme bois de chauffe cet arbre originaire d'Australie est très mal indiqué pour le sahel. Il pompe l'eau de la nappe phréatique jusqu'à 15 m du sol. Le suc rougeâtre (Kino) que ce dernier sécrète est très riche en tanin, véritable poison pour les insectes et autres microfaunes du sol d'où son caractère de non sociabilité. En outre, l'*Eucalyptus* est un arbre pyromane très dangereux pour les environnements secs. En effet, les flammèches de l'écorce embrasent la ramure où les feuilles libèrent des huiles volatiles qui propagent l'incendie aux arbres avoisinants lors des feux de brousse (Anonyme, 1998).

La coupe de tous les arbres devrait se limiter à l'émondage. De plus, le gouvernement devrait vulgariser d'autres sources d'énergie que le bois dans le milieu rural sec : si le pétrole, l'électricité et le gaz domestique sont assez chers pour la bourse des paysans, l'énergie éolienne et surtout l'énergie solaire devraient être développées quand on sait que les basses terres soudano-sahéliennes nord-camerounaises connaissent 2 750 à 3 000 h d'insolation moyenne par an et que ce ne sont pas des vents forts qui manquent.

Hélas, avec nos forages off-shore, le prix du litre de pétrole lampant est passé en l'espace de 8 ans de 150 FCFA à 210 FCFA à la pompe et de 250 à 300 FCFA en fonction de l'éloignement des villages par rapport aux centres urbains. Avec de multiples barrages hydroélectriques (Edéa, Songloulou, Lagdo....), le Kwh est à 67,39 FCFA. Ironie du sort, le gouvernement camerounais par la bouche de son premier ministre a annoncé la « semaine du développement durable » du 2 au 8 juin 2003, or c'est le 3 du même mois que le prix de la bouteille de gaz domestique de 12 kg est passé de 4300 à 5 000 FCFA.

L'appropriation des parcelles de cultures conduirait les paysans à une gestion plus rationnelle. Elle limiterait les périmètres exploitables, créant du même coup des jachères forcées et même des aires de mise en défens.

Le premier problème des masses paysannes étant la maîtrise de l'eau, elles pourraient expérimenter la méthode « d'irrigation souterraine et de barrage d'inféoflux » proposées par Mainguet (1995), et encore inconnue chez nous. Les avantages cités sont :

- La remontée du toit de la nappe aquifère à une cote d'utilisation très favorable pour les plantes ;
- une perte en évaporation presque nulle puisqu'on a une nappe d'imprégnation et non un plan d'eau libre ;
- un moindre risque d'inondation par rupture des barrages ;
- un coût moindre puisque les barrages peuvent être construits en argile et non en béton armé.

Il faudrait que les paysans prennent conscience que les sols, les eaux, la végétation ne sont que des ressources naturelles potentiellement renouvelables et non pas inépuisables. Les moniteurs agricoles, les agents des sociétés de développement et autres ONG (Organisme Non Gouvernemental) devraient inculquer aux paysans le sens d'un développement participatif, en les associant à l'identification des problèmes et à la recherche des solutions, tout ceci dans le cadre d'organisations des communautés villageoises. Il s'agit en fait d'un problème de responsabilité : celle des pouvoirs publics pour mettre fin à la gestion laxiste des ressources, stigmatiser les problèmes environnementaux dans ces milieux très vulnérables et celle des

paysans à contribuer à la gestion conservatrice de leur environnement et à un développement durable : c'est-à-dire assurer leur existence, leur survie, sans pour autant compromettre celle des générations futures.

CONCLUSION GENERALE

MIEUX CONNAITRE LE MILIEU POUR UNE MISE EN VALEUR ET UNE EXPLOITATION EFFICIENTES DE SES RESSOURCES

Les basses terres soudano-sahéliennes dans l'Extrême-Nord-Cameroun à l'instar de toutes les régions des basses latitudes ont été sujettes aux changements paléoclimatiques centrées sur le Sahara, corrélativement aux grandes oscillations climatiques planétaires quaternaires des hautes latitudes. Cette aire a donc connu une paléoévolution dont nous pouvons rendre compte. Ceci est possible aujourd'hui grâce aux analyses des paléoformes et paléoformations en déphasage avec le système morphoclimatique actuel et des datations absolues au ^{14}C et par thermoluminescence.

Ce travail porte sur les basses terres mais le souci d'une appréciation globale des paysages, propre à la démarche géographique et surtout géomorphologique explique l'extention de nos observations jusque dans les monts Mandara. Ce bloc de socle a été soulevé pendant les orogénèses précambriennes et présente un vieux front d'altération depuis le Mésozoïque par climat tropical humide. Il joue un rôle prépondérant dans les paysages géomorphologiques de la région car il constitue la source d'une part importante des produits détritiques mobilisés pour la construction des paléoformes et paléoformations des basses terres où ses adventices pointent en inselbergs et inselgebirge et sert de soubassement ou d'ancrage aux pédiments, plateaux, plaines et édifices sableuses. Une autre part non négligeable de matériaux est attribuée aux dépôts de sables anciens du Continental Terminal entre l'Eocène et l'Oligocène.

L'interaction concurrente des conditions climatiques sèches et humides sur ces matériaux ont engendré un double processus dans la genèse des paléoformes et paléoformations, ce qui rend assez difficile leur interprétation. De nos jours, elles témoignent d'une double évolution : passée et actuelle.

Les conditions climatiques sèches de l'Eocène-Oligocène auraient évolué vers une ambiance semi-aride au Tertiaire (Miocène ?). C'est à cette période qu'est liée l'association pédiments-inselbergs-pédiplaine, caractéristiques des piémonts en zone sèches. L'édification des inselbergs considérés comme reliefs résiduels, la pédiplanation et la pédimentation auraient nécessité une longue évolution (Tricart, 1969) jusqu'au Plio-Pléistocène. Outre les montinsules, les versants rocheux à boules et les necks volcaniques (dans les monts Mandara) constituent les témoins du volume de reliefs qui a été ainsi réduit par l'érosion.

- Quatre familles de formes s'organisent autour des inselbergs et inselgebirge :
- aire d'affleurement de blocs et / ou de boules de socle sains ou légèrement altérés ;
 - poches d'altérites ou d'arènes d'épaisseur variable, composées de grains de quartz et de feldspaths potassiques (microcline et mica) constituant par endroits une matrice autour de boules de roches saines ou alternant fréquemment avec des dos de baleines surbaissés ;
 - pédiments couverts de matériau colluvial (Méri) et alluvial (Matfaï) aboutissant à des pédiments-terrasses incisés par de multiples mayos et non des glacis et des (quatre) terrasses emboîtées (Hervieu, 1969) ;

- pédiments couverts de colluvions et d'une assise limono-argilo-sableuse sur le plateau de Doyang au-dessus d'une cuirasse ferrugineuse.

Les pédiments en collerettes aux piémonts immédiats résultent en fait de périodes d'intense nettoyage des produits d'altération sur les versants. Ils sont témoins des climats semi-arides caractérisés par des averses et des crues brutales dans un milieu à végétation clairsemée.

L'existence d'une cuirasse ferrugineuse datée de l'âge de Pierre évolué (avant 50 000 BP, bifaces et éclats lithiques incrustés dans la cuirasse) (Marliac et Gavaud, 1975) et les reliques d'une végétation soudanienne constituent les indices de périodes à climats plus contrastés (subhumide à deux saisons : $600 < \text{préc} < 800 \text{ mm / an}$) que ceux qui prévalent aujourd'hui.

Une formation limono-argilo-sableuse généralisée dans la région, attribuée à un épisode lacustre (Pias, 1967 ; Sieffermann, 1967 ; Mathieu, 1980) se trouve séparée du substratum cristallin par un conglomérat de base, par une cuirasse ferrugineuse ou repose en discordance sur le Continental Terminal. De 2 m d'épaisseur maximale, elle comporte des concrétions calcaires et des pisolithes ferrugineuses, indicatrices d'une évolution pédogénétique sous une couverture végétale dense, témoins des conditions climatiques tropicales humides. L'âge de $8\ 720 \pm 420 - 400 \text{ BP}$ (OBDY 379) que nous avons obtenu sur des nodules calcaires prélevés sur le plateau de Doyang s'inscrit dans la fouchette de petites phases humides à l'Holocène qui, selon Maley (1983) se seraient étendues entre 15 000 et 6 000 BP. Marliac et Gavaud (1975) ont interprété cette formation sur le plateau de Doyang comme étant un épisode fluvial d'Ouest en Est.

Morphologiquement, l'ensemble du plateau est en continuité topographique avec les pédiments des piémonts à l'Ouest. La prédominance des épidotes dans cette formation, ces minéraux lourds très fragiles peut traduire la mobilisation des matériaux constitutifs sur très courte distance. Mais des formations similaires se retrouvent à toutes les positions topographiques, de la plaine aux montagnes en passant par le plateau. Aussi l'ubiquité des grains de quartz éolisés porte-t-elle à penser que cette formation aurait subi des remaniements, mieux qu'elle aurait reçu, compte tenu de l'environnement périsahélien, des apports éliens lors de la déflation des poussières désertiques par l'Harmattan pendant les phases sèches, la végétation se comportant comme un piège à poussière.

Au cœur du continent africain, le bassin du lac Tchad situé entre 8 et 22° N avec les points les plus bas à 180 m est une cuvette endoréique du point de vue de son hydrologie mais a constitué au Plio-Pléistocène et constitue à l'Actuel une cuvette exportatrice (exoréique) du point de vue de la dynamique éolienne, surtout pendant les phases d'assèchement (Mainguet et Chemin, 1990).

Au Plio-Pléistocène, cette cuvette a exporté du sable comme en témoigne l'erg de kalfou sur la rive gauche du Logone. Cet erg est un mélange de deux stocks de sable : un autochtone fluvial, continental terminal et un allochtone éolien à plus de 50 %. Des datations par thermoluminescence ont donné des dates de $15\ 360 \pm 2\ 040$ et $14\ 500 \pm 1\ 630$ ans pour les dépôts éoliens les plus vieux de cet erg prélevés à Pétté, c'est-à-dire assez à l'amont vent de cet erg.

A Bogo, le chapeau dunaire rouge a donné par thermoluminescence les dates de $1\ 1850 \pm 750$; enfin à Makalingay le goz qui s'étend au-delà de Mazangay a été daté de $9\ 980 \pm 1\ 150$ ans.

De Moulvouday (N $10^{\circ} 25'$ - E 25°) à Yagoua (N $10^{\circ} 21'$ - E $15^{\circ} 14'$) des dunes longitudinales de sables rouges éléments majeurs de la topographie se sont bien conservées. Ceci s'explique par leur position hors des courants fluviaux des mayos descendant des monts Mandara qui les auraient arasés mais qui ont été déviés dans leurs cours initiaux NO-SE par le bombement de socle du plateau de Doyang. L'erg dit de Kalfou ainsi édifié a été considéré par Grove (1958), Sieffermann (1967) et Pias (1970) comme faisant partie d'un grand ensemble sableux ayant la même morphologie, la même matrice la même texture et la même couleur [« 1^{er} erg », (Pias, 1970)] qui se serait étalé du « bec de canard » au Cameroun au NE de Kano au Nigéria et au Sud de Nguigmi au Niger pendant la phase aride du Kanémien [20 000-12 000 BP (Servant, 1970)].

Cependant, l'erg de Kalfou, dépôt le plus méridional du Système Global d'Action Eolienne (SGAE) saharo-sahélien défini par Mainguet et chemin (1990) a une spécificité : il est à la terminaison sud de l'effet venturi entre le Tibesti (pic Toussidé 3 265 m) et l'Ennedi 1360 m qui, selon ces auteurs, « accroissant la vitesse du vent, a été responsable du plus vaste système de kaluts terrestres de Borkou, très ancien car les couloirs de corrasion profonds de plusieurs dizaines de mètres et de largeur kilométrique sont creusés dans les roches gréseuses paléozoïques très dures ». Dans l'alignement de l'Harmattan se succèdent : les bas-pays du Tchad, le Bahr-el-Ghazal, l'erg de Kalfou ; 1 120 km séparent la sortie du venturi de l'erg de Kalfou. Il est donc intéressant de déduire que depuis 15 000 ans (âge des dépôts les plus vieux de l'erg de Kalfou) un glissement s'est produit de la limite méridionale de la zone désertique (soit les isohyètes 100 à 150 mm de pluviométrie annuelle vers le nord) de $10^{\circ} 07'$, latitude de Doukoulou où se trouvent les dépôts les plus méridionaux de l'erg de Kalfou, jusqu'à sa limite actuelle. Or cette limite est actuellement à la latitude de Nouakchott (Mauritanie) à 18° N, c'est-à-dire au Sud de l'Amoukrouz, au Sud du Trarza, au Sud de l'Aouker à la latitude de Tamcheket (17° N) et enfin à 16° N au Sud du Ténéré (Mainguet, 1991).

Des conditions arides à semi-arides, favorables à la genèse de dunes vives sont donc prouvées avoir régné il y a 15 000 ans jusqu'à $10^{\circ} 07'$ au Cameroun septentrional, constituant ainsi les derniers souffles sahariens à la lisière du monde sahélo-soudanien.

Par rapport à ce « vaste Sahara », nous sommes actuellement dans une période plus humide et non dans une tendance à l'assèchement comme les climatologues ont tendance à affirmer en s'appuyant sur les sécheresses à récurrence accrue de la seconde moitié du XX^{ème} Siècle. (Mainguet, comm. pers.). De toutes les façons, comme Servant (1973) le soutient, des phases climatiques sèches et humides ont toujours alterné au sein des périodes glaciaires comme au sein des périodes interglaciaires. De plus, certains paysages peuvent marquer indifféremment des phases climatiques différentes. Par exemple, le Sahara est aride de nos jours en période interglaciaire mais il l'était aussi il y a environ 1 800 ans en période glaciaire.

Les formations éoliennes se sont déposées sur une plaine alluviale résultant des remblaiements durant tout le Quaternaire d'une paléopéplaine granito-métamorphique reculée, par les mayos descendant des monts Mandara. L'évolution après ce dépôt a, à l'exception du secteur « refuge » de l'erg de Kalfou et de quelques points hauts de la topographie (surtout les contreforts des inslbergs), conduit à l'arasement des dunes éoliennes par les courants fluviaux. On a alors des piémonts des Mandara à l'Ouest au Logone à l'Est

une vaste plaine d'épandages fluviales à saupoudrage éolien et non trois unités morphologiques comme voyaient Boutrais et al. (1984). Cette plaine constitue à l'aval des pédiments des aires de remblaiements fluvio-deltaïques. La sédimentation des particules fines s'est poursuivie dans le secteur qui correspond actuellement au grand yaéré et vers l'Ouest dans les anciennes petites dépressions interdunaires dans la plaine tchadienne. Les remblaiements auraient délimité des secteurs marécageux en deçà du cordon sableux Limani-Yagoua.

Ce cordon résulterait de la dérive littorale des matériaux descendus antérieurement des monts Mandara et des sables du Continental Terminal. Ces matériaux constituent le premier stock de sables à grains grossiers de quartz et feldspahs potassiques. Le deuxième stock constitué de grains fins éoliens serait issu des dunes de sables rouges arasées et repoussées par la houle et des remaniments éoliens sur les plages du paléomégalac Tchad à l'Holocène entre 7 500 et 4 000 BP lors de la troisième transgression lacustre au plus fort du pluvial nigéro-tchadien qui s'est étendu de 12 000 à 4 000 BP (Servant, 1973). La datation par thermoluminescence de $6\,350 \pm 250$ ans obtenue sur du charbon de bois prélevé à Konduga au NE du Nigéria sur le trançon nigériane du cordon sableux circumpaléomégalac Tchad (« Bama ridge ») par Thiemeyer (1991 - 92, 1992, 1995) s'inscrit bien dans cette fourchette. L'édification de ce cordon sableux aurait été favorisée en partie (secteur sud au Camerounais entre Limani et Yagoua) par le réseau de failles parallèles bordières du graben que constitue la cuvette tchadienne (Durand et Mathieu, 1983 ; Beauvilain, 1986 ; Durand, 1993).

L'évolution actuelle des pédiments passe par une reprise d'érosion hydrique qui se manifeste par l'incision et transport des produits de dégradation des roches à travers les lits des mayos qui s'élargissent et migrent ainsi que par le recul des versants ravinés en bad lands. Celle des plaines se manifeste par le remplissage des lits majeurs et lits vifs des cours d'eau par surcharge de sables grossiers proches des arènes. Sur les dunes, l'érosion hydrique se signale par des griffures d'érosion, des ravineaux et même de profondes ravines de type lavaka, à la faveur des formations limono-argilo-sableuses à la base qui constituent le niveau d'arrêt favorisant la naissance des sources qui minent les versants sableux. Quant à l'érosion éolienne, hormis l'exportation des poussières sahariennes jusque vers l'océan Atlantique comme peut témoigner la quasi permanence de la brume sèche durant toute la saison sèche, sur le terrain même elle se limite aux aires dénudées correspondant aux plages de glaçage dans les pédiments et les plaines et aux secteurs de « blow out » dans les dunes.

Cette dynamique est accentuée par l'utilisation exacerbée des terres. Après la mise en place des pédiments, des plaines et dans une moindre mesure des dunes en effet, l'évolution a conduit à la pédogénéisation constituant à des champs de cultures. Les activités érosives sont favorisées par l'ameublissement des horizons superficiels du sol par les labours et / ou par les sabots des troupeaux des animaux d'élevage et la dénudation des sols par l'anéantissement du couvert végétal à cause des défrichements excessifs, l'abattage des arbres, des feux de brousse à répétition et du surpâturage. Ces agissements entraînent la dégradation environnementale. C'est à nous de demander comment cet écosystème vulnérable réagira-t-il dans le futur aux changements globaux. Les populations des milieux soudano-sahéliens extrême-nord-camerounais devraient comme le dit si bien Mainguet (2003), trouver de nouveaux rapports avec leur espace écologique en gérant mieux les ressources de leur environnement.

Au terme de ce travail, nous émettons un seul souhait : insérer la Géomorphologie dans la Géographie globale en étudiant la dégradation environnementale et le développement durable dans l'Extrême-Nord-Cameroun.

ANNEXE. TABLEAU: DISTRBUTION DES MINÉRAUX LOURDS PAR UNITÉ GEOMORPHOLOGIQUE

| Unités géomorph. | Ech. | Epidote | Hornbl. | Zoïsite | Trémolite | Andal. | Silliman. | Disthène | Staurot. | Tourmal. | Rutile | Zirc. | Grenat | Monazite | Sphène | Anat. | Musco. | Alt. | % op. | % M.L | |
|---------------------------------|-----------------------|---------|---------|---------|-----------|--------|-----------|----------|----------|----------|--------|--------|--------|----------|--------|-------|--------|------|-------|-------|------|
| Montagne | Mogode | 67 | 15 | - | - | 4 | - | 6 | - | - | - | 2 | 3 | 2 | - | + | - | 2 | 50 | 6,3 | |
| | Zamay | 59 (3) | 10 | - | - | - | 5 | 6 | 4 | 2 | - | 1 | 1 | 1 | - | 3 | - | 4 | 46 | 7,2 | |
| Pédiments (Méri) | a | 92 | + | - | - | - | - | - | - | + | 4 | + | - | - | + | 2 | - | 1 | 20 | 2,4 | |
| | c | 98 | + | - | - | - | - | - | - | + | + | - | - | + | + | - | - | 2 | 34 | 8,1 | |
| | d | 66 | 26 | - | - | - | - | - | - | + | - | 4 | - | 1 | + | 1 | - | 2 | 40 | 7,3 | |
| | | 77 | 21 | - | - | - | - | - | - | + | - | + | - | 1 | + | + | - | 2 | 35 | 4,1 | |
| Plaine | Matfaï | a | 50 (2) | 3 | - | - | + | 4 (+) | - | 13 | 9 | 4 | 6 | - | 3 | + | 5 | + | 27 | 1,43 | |
| | | b | 78 | 4 | - | - | - | 1 (1) | 1 | 6 | 1 | 3 | 4 | - | + | - | 2 | - | 1 | 13 | 1,20 |
| | Vinguéliéri Zoulla | a | 24 (2) | 1 (1) | + | + | + | 5 (+) | 4 (2) | 17 (+) | 16 (2) | 8 | 15 | - | (+) | 2 | + | - | 1 | 20 | 0,78 |
| | | a | 25 (3) | 39 (1) | - | 2 | - | 3 (1) | + | 3 (+) | - | 2 | 17 | + | 1 | + | - | - | 2 | 15 | 1,32 |
| | | b | 11 (4) | 1 | 1 | 1 | + | 4 (1) | 1 | 15 (2) | 2 | 7 | 32 | 2 | 7 (+) | 3 | 2 (+) | - | 2 | 16 | 1,01 |
| Pédiplaine (Kaélé) | a | 88 | - | + | - | - | 1 | + | 3 | 3 | 2 | 3 | - | - | - | - | - | - | - | 0,54 | |
| | d | 71 (1) | + | - | - | - | 5 | 1 (+) | 4 (+) | 2 (+) | 3 | 6 (1) | - | - | - | + | - | + | 17 | 1,63 | |
| Plateau (Djamhoura) | a | 88 | - | + | - | - | 1 | + | 3 | 3 | 2 | 3 | - | - | - | - | - | - | - | 0,54 | |
| | b | 87 | - | + | - | - | 1 | 1 | 3 | 2 | 1 | 5 | - | - | + | - | - | - | - | 0,38 | |
| | c | 89 | - | + | - | + | 1 | 1 | 3 | 3 | 1 | 2 | - | - | + | - | - | - | - | 0,54 | |
| | d | 80 | - | 1 | - | 1 | 2 | 1 | 6 | 4 | 1 | 4 | - | - | + | - | - | - | - | 0,02 | |
| Cuirasse | (67 (2)) | - | - | - | - | - | 2 | 2 | 7 | 2 (7) | 7 | 2 | - | - | - | 2 | - | - | 93 | 11,7 | |
| Nappes sableuses | - | 18 | + | - | - | 5 | 5 | (8) | 14 | 19 | 7 | 17 | 2 | 3 | + | + | - | - | 62 | 0,69 | |
| Erg (Kalfou – Guidiguis) | 8 | 11 | 1 | - | - | 2 | 5 | 8 | 15 | 20 | 12 | 23 | 1 | 2 | - | - | - | - | 64 | 0,56 | |
| | 9 | 66 | 6 | - | + | + | 1 | 4 | 3 | 5 | 2 | 10 | - | + | 2 | + | - | 1 | 38 | 0,28 | |
| Dunes longitudinales (Mazangay) | a | 31 (+) | + | - | - | 2 | 5 | 4 (+) | 13 (+) | 8 | 10 | 25 | - | 1 | 1 | - | - | - | - | 0,93 | |
| | b | 51 (+) | + | - | - | 1 | 2 | 4 | 9 | 10 (+) | 7 | 15 | - | + | 1 | - | - | - | - | 0,70 | |
| | c | 19 | 1 | - | - | 2 | 11 | 8 | 12 | 15 | 10 | 18 | + | 2 | (2) | - | - | - | 61 | 0,65 | |
| Cordon sableux - (Pétté) | a | 66 | 6 | - | + | + | 1 | 4 | 3 | 5 | 2 | 10 | - | + | 2 | + | - | 41 | 38 | 0,28 | |
| | b | 23 (+) | 6 | - | - | - | 3 | 8 | 15 | 25 | 8 | 18 | - | - | - | - | - | + | 61 | 0,70 | |
| | c | 20 | 1 | - | - | 6 | 3 | (7) | 16 | 21 | 6 | 17 | + | 3 | + | - | - | - | 60 | 0,74 | |
| - (Djaoudé) | b | 41 (+) | 4 | - | - | 1 | 7 | 3 | 7 | 10 (+) | 9 | 17 | - | + | - | 1 | - | - | - | 0,72 | |
| | d | 21 (1) | 2 | - | - | 1 | 5 | (4) | 14 (+) | 12 (+) | 7 | 35 (+) | - | + | - | + | - | - | - | 0,65 | |

BIBLIOGRAPHIE

- Anonyme, 1979.** Global sand sea. Geological survey professional paper, 1052, United States Government printing Office, Washington, 429 p.
- Anonyme, 1992.** Etude de factibilité du projet de developement rural intégré de la province de l'Extrême-Nord. Rapport S.E.D.A. (Société d'Etude pour le Developpement en Afrique) Document I. Diagnostic et stratégies, vol I, Ministère de l'Agriculture, Division des projets agricoles ,République du Cameroun , Yaoundé, 200 p.
- Anonyme, 1997.** Comment avoir le beurre de karité sans transpirer. Le grenier, Bulletin de liaison du SIATA (Service Inter-Africain sur les Technologie Appropriées), N° 4, CECIDEC (Centre de Coopération Internationale pour le Developpement Communautaire), Porto-Novo, pp 4-5.
- Anonyme, 1997.** Des pesticides à moindre coût : « Naturneem », un insecticide naturel. Le grenier, Bulletin de liaison du SIATA (Service Inter-Africain sur les Technologies Appropriées), N° 4, CECIDEC (Centre de Coopération Internationale pour le Developpement Communautaire), Porto-Novo, pp 12-13.
- Anonyme, 1998.** L'eucalyptus : rien ne se perd. Journal « la voix du paysan », N° 76, Mensuel d'information, de formation et de débat sur le monde rural, Yaoundé, pp 24.
- Anonyme, 1998.** L'or du sahel : la gomme arabique. Journal « la voix du paysan », N° 83 Mensuel d'information, de formation et de débat sur le monde rural, Yaoundé, pp 9-12.
- Archives, 1994-99.** Rapports de la SODECOTON (Société de Developpement du Coton) DPGT, Maroua.
- Archives 2000.** Statistiques (rapport) de la Délégation provinciale de l'élevage de l'Extrême-Nord-Cameroun.
- Archives 2000.** Statistiques (rapport) de la Délégation provinciale de l'élevage de l'Adamaoua.
- Aubreville A., 1967.** Savanisation tropicale et glaciations quaternaires. Adansonia, 2 (1), pp. 16-84.
- Bachelier G., 1978.** La faune des sols, son écologie et son action. ORSTOM, Documentations techniques N° 38, Paris, 391 p.
- Balout L., 1952.** Pluviaux, interglaciaires et préhistoire saharienne. Trav. Inst. Rech. Sh., T VIII, pp. 9-21.
- Barbey Ch. et al., 1974.** Mise en évidence par exoscopie des quartz de plusieurs épisodes éoliens au cours du Quaternaire mauritanien. C. R. Acad. Sci. D. T. 278, pp. 1163-1168.

- Barbey Chr. et Coute A., 1976.** Croûtes à cyanophycées sur les dunes du sahel mauritanien. Bulletin de l'IFAN, T 38, Serie A N° 4, pp733-736.
- Baron A et al., 1971.** L'analyse minéralogique des sols argileux ; Coll. du Labo, Central des Ponts et Chaussées. Ed. Eyrolles, Paris, 93 p.
- Beauvilain A., 1985.** Remarques sur la situation pluviométrique actuelle au Nord-Cameroun. Rev. de Géogr. du Cameroun, Vol. V, N° 1, Yaoundé, pp 26-34.
- Beauvilain A., 1986.** Les variations du niveau du lac Tchad. Rev. de Géogr. du Cameroun, Vol VI, N° 2, Yaoundé, pp. 121-137.
- Beauvilain A., 1989.** Nord-Cameroun. Crises et peuplement. Thèse de Doctorat Es Lettres et Sciences Humaines, Univ. de Rouen, 2 T, 625 p.
- Bernadi A. et al., 1989.** Intérêt de la prospection géophysique : exemple du programme d'urgence d'hydraulique villageoise. Nord-Cameroun. Bull. de liaison du C.I.E.H., N° 4, 74-75, Ouagadougou, pp. 47-68.
- Berthois L., 1975.** Les roches sédimentaires : étude sédimentologique des roches meubles (techniques et méthodes). Doin, Paris, 278 p.
- Birot P., 1949.** Sur le problème de l'origine des pédiments. C.R. Congr. Int. Géogr., 2, Lisbonne, pp. 9-15.
- Birot P., 1951.** Sur la désintégration granulaire des roches cristallines. Con. S., Aca.,Sci., T CCXXXIII, pp. 1303-1307.
- Birot P., 1958.** Contribution à l'étude de la désagrégation des roches. C.D.U., Paris, 232p.
- Birot P. Dresch J., 1966.** Pédiments et glacis dans l'Ouest des Etats Unis. Ann. de Géogr., N° 411, pp.513-552.
- Blokhuis W. A., and al. 1968.** Morphology and distribution of pedogenic carbonate in some vertisols of sudan. Geoderma, 2, pp. 173-200.
- Bocquier G. 1973.** Genèse et évolution de deux toposéquences de sols tropicaux du Tchad. Interprétation biogéodynamique. Thèse Fac des sciences, Univ. De strasbourg, ORSTOM., Paris, 350 p.
- Boillot G., 1959.** Travaux pratiques de pétrographie sédimentaire ; Les cours de la Sorbonne. CDU, Paris, 56 p.
- Bonnefille R. et Riollot G., 1988.** The Kashiru pollen (Burundi). Palaeoclimatic implications for the last 40 000 years BP in tropical Africa. CNRS, Quaternary Research, N° 30, pp. 19-35.

- Bouchardeau A., 1953.** Reconnaissance du réseau hydrographique tributaire du lac Tchad au Nord-Cameroun. Commission du Logone et du Tchad. ORSTOM, Hydrologie, Paris, 21 p.
- Boulangé B. et Eschenbrenner V., 1971.** Note sur la présence de cuirasses témoins des niveaux bauxitiques et intermédiaires. Plateau de Jos (Nigeria). Ass. Sénégal et Quatern. Ouest Afr., Bull. Liaison, Dakar, 31, pp. 83-92.
- 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., Sc., Géol., de France, 7, VI, Paris, pp. 23-27.
- Boutrais J., 1973.** La colonisation des plaines par les montagnards au Nord du Cameroun (monts Mandara). T. et D. de l'ORSTOM N° 24, Paris, 277 P.
- Boutrais J. et al., 1984.** Le Nord-Cameroun. Des hommes, une région. ORSTOM, Coll., Mém. N° 102, Paris, 551 p.
- Brabant P. et Gavaud M., 1984.** Evolution des sols au cours du Quaternaire : Essai d'interprétation. ORSTOM., Paris, 15 p.
- Brabant P. et Gavaud M., 1985.** Les sols et les ressources en terres du Nord-Cameroun (Province du Nord et de l'Extrême-Nord). ORSTOM-MESRES-IRA., Coll. Notice explicative N° 103, Paris, 285 p.
- Buch M. W. et Zöller L., 1992.** Pedostratigraphy and thermoluminescence-chronology of the western margin (lunette). Dunes of Etosha Pan / Northern Namibia. Würzb.,geogr. Arb. Vol.84, Würzburg, pp 361-384.
- Burke K., Durotoye A.B. and Whiteman J., 1971.** A dry phase south of the Sahara 20 000 years ago. West African journal of archaeology, N° 1, pp.1-8.
- Butzer K.W., 1980.** The holocene lake plain of North Rudolph East Africa. Physical geography, 1, 1, pp. 42-58.
- Butzer K.W. and al., 1972.** Radiocarbon dating of east african lake levels. New observations provide fresh insights into late quaternary palaeoclimates. Science, 175, 40-27, pp 1069-1076.
- Cabot J., 1967.** Les lits du Logone. Etude géomorphologique. Soc d'éd. d'Enseignement Sup., Paris, 120 P.
- Cardier E, 1971.** Hydrologie des mayos du Nord-Cameroun. Bassin versant représentatif du Motorsolo. Rapport définitif des campagnes 1966, 1967, 1969, ORSTOM Yaoundé.
- Cailleux A. et Tricart J., 1963-1965.** Initiation à l'étude de sables et galets. 3 Vol.
V I : Texte, 1963, 369 p.
V II : Valeur numérique. Morphoscopie des sables, 1965, 192 p.

V III : Valeur numérique-galet-granulométrie, morphoscopie et nature des sables.,
CDU, 1963, Paris, 202 p.

- Cailleux A. et Tricart J., 1963.** Conditions anciennes et actuelles de la genèse des pénéplaines. C.I. C.G.R. XVII, pp.396-399.
- Casenave A. et Valentin C., 1988.** Les états de surface de la zone sahélienne. ORSTOM, Paris, 202 P.
- Casenave A. et Valentin C., 1991.** Influence des états de surface sur l'infiltration en zone soudano-sahélienne. Soil water balance in sudano-sahelian zone pp. 98-108.
- Chamard Ph. et Barbery Ch., 1970.** Contribution à l'étude de la côte occidentale de la presqu'île du Cap Vert. Indices morphométriques et morphoscopiques de galets de plage. Bull., INFAN., A. T XXXII, N° , Dakar, pp.859-869.
- Chamley H., 1987.,** Sédimentologie. Coll. Géosciences, Dunod, Bordas, Paris, 175 p.
- Chamley H., 1988.** Les milieux de sédimentation. Lavoisier, ed. BRGM, Paris, 173 P.
- Chris Reij, 1991.** Indigenous soil and water conservation in Africa. IIED, 16 p.
- Critchley W., 1991.** Pour protéger nos terres. Conservation des eaux et du sol en Afrique Sub-Saharienne, ed. Olivia Graham, Oxfam, Oxford, 84 p.
- Coudé-Gaussen G., 1986.** Le problème des loess périsahariens. INQUA-ASEQOA, Symp. Intern. « changements globaux en Afrique durant le Quaternaire » T.D. ORSTOM, N° 197 Dakar, pp 82.
- Coudé-Gaussen G. 1989.** Les poussières sahariennes et leur contribution aux sédimentations désertiques et péri-désertiques. Thèse Doc. D'Etat, Act. de Paris, Univ. Pris VI, 721p.
- Daouda N. et al., 2003.** Impact of a soil feeding termite, *Cubitermes nikoloensis*, on the symbiotic microflora associated with a fallow leguminous plant *Crotalaria ochroleura*. Actes Coll. Insectes Soc. 11, P. Lauvelle, M. Dangerfield, C. Frasoco, V. Eschenbrenner, D. Lopez-Hernandez, B. Pashanasi, L. Brussard, pp. 61-68.
- Delaune M. et al., 1991.** L'analyse granulométrique des sols et sédiments à l'aide du microgranulomètre « Sédigraph 5000 ET ». Comparaison avec la méthode « pipette Robinson ». Cah. ORSTOM, Sér. Pédol., Vol. XXVI, N° 2, 1991, pp. 183-189.
- Delibras H. et Dutil P., 1966.** Formations calcaires lacustres du Quaternaire Supérieur dans le massif central saharien (Hoggar) et datations absolues. C.R. Acad. Sci., 262, Pris pp. 55-58.
- Derruelle B. et al., 1983.** La dernière éruption du mont Cameroun dans son contexte structural. Rev. de Géogr. du Cameroun, Vol. IX, N° 2, pp 39-46.

- Dione D., 1986.** Recherche expérimentale sur le gommier *Acacia senegal* dans le Ferlo sénégalais. Thèse de Doctorat, Université Paul Sabatier de Toulouse, 150 p.
- Domga C., 1997.** Rapport de Mission auprès du Projet-Gommier Tchad à N'Djamena SODECOTON-DPGT, 30 p.
- Donfack P. et al., 1993.** Réhabilitation et utilisation des terres marginales du Nord-cameroun. IRA, Maroua, pp. 95-105.
- Doroty C., 1970.** Clay minerals : a guide to their X-ray identification. The Geology Society of America, 80 p.
- Dresch J., 1957.** Pédiments et glacis d'érosion, pédiplains et inselbergs. Information Géogr., N° 5 pp. 183-198.
- Dresch J., 1972.** Quelques réflexions sur les « glacis », confusions et précisions. Extrait de la pensée géographique française contemporaine. Presse universitaire de Bretagne, Rennes, pp 299-304.
- Dulieu D., Gaston A. et Darley J. 1975.** La dégradation des pâturages de la région de N'Djamena (Rép. du Tchad), en relation avec la présence des *cyanophycées psammophiles*. Etude préliminaire. Rev. Elev. Vét. Pays Tropicaux, N° 30 pp. 181-190.
- Dumas M.B., 1966.** Les glacis : forme de convergence. Bull. Ass. Géogr. Fr., pp 34-47.
- Dumas M.B., 1967.** Place et signification des glacis dans le Quaternaire. Bull AFEQ, 3, pp. 223-244.
- Dumort J.C. et Peronne Y., 1966.** Notice explicative sur la feuille Maroua-Carte géologique au 1 / 50 000^{ème}. Direction des Mines et de la Géologie du Cameroun, Imprimerie Nationale, Yaoundé, 50 p.
- Dulaix S., 1958.** Détermination microscopique des minéraux des sables ; Librairie polytechnique, Paris, liège, 96 p.
- Durand A. et Mathieu P., 1979-1980.** Le Quaternaire Supérieur sur la rive sud du lac Tchad. Cah. ORSTOM, Sér. Géol., Vol. XI, N° 2 pp. 189-203.
- Durand A. et Mathieu P., 1981.** Evolution paléogéographique et paléoclimatique du bassin tchadien au Pléistocène Supérieur. Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys., 22, 4, pp.
- Durand A., 1982.** Oscillations of lake Chad over the past 50 000 years. New data and new hypothesis. P.P.P., 39, pp. 37-53.
- Durand A. et Pouclet A., 1983.** Structures cassantes cénozoïques d'après les phénomènes volcaniques et néotectoniques au Nord-Ouest du lac Tchad (Niger oriental). Ann. Soc. Géol. Du Nord, T CIII, pp. 134-154.

- Durand A. et al., 1984.** Le Nord-Ouest du lac Tchad au Quaternaire : Etude de paléoenvironnements alluviaux, éoliens, palustres et lacustres. Palaeoecology of African and the surrounding Islands. D.A. 1984 ; Vol. 16, Rotterdam-Balkema, pp. 215-243.
- Dya Sanou C., 1997.** Dynamique superficielle et lutte anti-érosive à Zeko (Mane, Burkina Faso). Actes du Coll SPP / E, Niamey (Niger) 10-11 déc. 1997 : « Méthodes pour comprendre et mesurer les pratiques agraires en milieu tropical et leurs transformation, T et R. de l'Institut de Géographie Université de Lausanne (IGUL), N° 16, Lausanne, pp. 247-263.
- Etongue Mayer Ekoume R., 1989.** Contribution de la lecture des cartes topographiques et images spatiales Landsat 4 à l'analyse intégrante de la morphologie du Cameroun septentrional. Thèse Ph. D., Ecole des Gradues, Université Laval, 205 P.
- Faure H., 1962.** Esquisse pédologique du Niger oriental depuis le Crétacé. C.R. Acad. Sci. T. 254, Paris, pp. 4485-4486.
- Faure H., 1966.** Reconnaissance géologique des formations sédimentaires postpaléozoïques du Niger oriental. Mém. BRGM, N° 47, 630 p.
- Faure H., 1969.** Lacs quaternaires du Sahara. Mitt. Intern. Verein, limnol., 17, Stuttgart, pp. 131-146.
- Félicité P. de, 1956.** Processus du soulèvement des grains de sable par le vent. C. R. Acad. Sci., Paris, 13 fév. 1956, T. CCXLII, N° 7, pp. 920-923.
- Flecher J. E. and Martin W. P., 1948.** Some effects of algae and molds in the rain-crut of desert soils. Ecology, Vol. 29, pp.95-100.
- Folk R. L., 1966.** A review of grain size parameters. Sedimentology (6), Amsterdam, pp. 73-93.
- Folk R. L. and Ward W. C., 1975.** Brazo river bar, a study in the significance of grain-size parameters. Journ. Sed. Petrol., Vol.27, pp. 3-27.
- Frydenberg H., 1908.** Le Tchad et le bassin du Chari. Thèse F. Schmidt, Paris, 187 p.
- Freytet P., 1972.** La granulométrie des sables et de la fraction fine : quelques exemples concrets, construction des courbes et interprétations. Documentation, Paris, pp. 543-552 ;
- Furon R., 1972.** Eléments de paléoclimatologie. Coll. Sci. de la Terre, Librairie Vuilbert, Paris, 216 p.
- Gac J. Y., 1980.** Géochimie du bassin du lac Tchad. Bilan de l'altération, de l'érosion et de la sédimentation. T. et D. de l'ORSTOM, N° 123, Paris 251 p.

- Garde G., 1911.** Description géologique des régions situées entre le Niger et le Tchad et à l'Est et au Nord-Est du Tchad. Thèse, Librairie Scientifique A. Hermann et fils, Paris, 284 p.
- Gazel J., 1958.** Carte géologique du Cameroun. Bull. N° 2, Dir. Mines et Géol. Cameroun.
- Gazel J., 1960.** Géologie du Cameroun. Atlas du Cameroun. Inst. de Rech. Sci du Cameroun, Yaoundé, pp. 1-10.
- Gèze B., 1943.** Géographie physique et géologie du Cameroun occidental. Contribution à l'étude pétrographique du Cameroun occidental. par Elisabeth J., Mém. Muséum. Hist. Nat. N° 17, éd. du Muséum, Paris 321 p.
- Grove A. T., 1958.** The ancien erg of hausaland and similar formation on the south side of the Sahara. Geogr., I.G.B., CXXIV, pp. 528-533.
- Grove A. T., 1959.** A note on former extend of lake Chad. Geogr. I.G.B., CXXV, pp. 465-467.
- Grove A. T. and Pullan R. A., 1964.** Some aspects of the Pleistocene palaeogeography of the Chad basin. African Ecology and Human Evolution. Ed H. C. Howel, F. Bourlière & Cie, London, pp. 230-245.
- Guy A., 1978.** Méthodes d'analyses des sols. Centre National de Documentation pédagogique, marseille, 191 p.
- Hamilton A., 1976.** The significance of patterns of distribution shown by forest plants and animals in tropical Africa for the reconstitution of upper Pléistocene palaeoenvironments. Review Palaeoecology of Africa, Balkema, Vol. IX, pp. 63-97.
- Hervieu J., 1967.** Sur l'existence de deux cycles climato-sédimentaires quaternaires dans les monts Mandara et leurs abords (Nord-Cameroun). Conséquences morphologiques et pédogénétiques, C. R. Acad. Sci. T. 264, Sér. D. pp. 2624-2627.
- Hervieu J., 1969.** Le Quaternaire du Nord-Cameroun. Schéma d'évolution géomorphologique et relation avec la pédogénèse. Cah. ORSTOM, Péd., VIII, N° 3, Paris, 172 p.
- Hervieu J., 1975.** Evolution du milieu naturel en Afrique et Madagascar : Interprétation paléoclimatique du Quaternaire. Essai de synthèse. Cah. ORSTOM, Paris, 188 p.
- Holtzapffel T., 1985.** Les minéraux argileux : préparation, analyse diffractométrique et détermination. Soc. Géol. du Nord, Publication N° 12, Villeneuve d'Ascq, 136 p.
- Hoogmoed W. B. and al., 1991.** Infiltration, run off and drainage in Sudano-Sahelian zone. Soil water Balance in the Sudano-Sahelian Zone, IAHS, pp. 85-98.

- Humbel F. X., 1976.** L'espace poral des sols ferrallitiques du Cameroun. Caractéristiques et comportement en relation avec les régimes hydriques et les bioclimats. T et D. ORSTOM, N° 56, Paris 306 p.
- Hurault J., 1972.** Phases climatiques tropicales sèches à Banyo (Cameroun, hauts plateaux de l'Adamaoua). Palaeoecology of Africa, 6, pp. 93-101.
- Isséré Ezin C., 1988.** Les sablières de Djako : Conditions d'exploitation et étude sédimentomorphologique. Mém. Maîtrise Es Lettres, Univ. Nationale du Bénin, 99 p.
- Jérémine E., 1943.** Contribution à l'étude pétrographique du Cameroun occidental. Mém. du Muséum National, Nvelle Série, T. XVII, fascicule unique, Paris, pp. 273-320.
- Kendall R. L., 1969.** An ecological history of the lake Victoria basin. Ecol. Monogr., 39, pp. 121-176.
- Krumbein W. C., 1936.** The use of quartile measures in describing and comparing sediments. American Journal Sci. Vol 37, Chicago, Illinois, pp. 98-111.
- Krumbein W. C., and Petit John F. J., 1938.** Manual of sedimentary petrography. Appleton century-Crofts, XIV, New-York, 549p.
- Kinga-Mouzeo, 1986.** Transport particulaire actuel du fleuve congo et de quelques affluents : enregistrement quaternaire dans l'éventail détritique profond. (Sédimentologie, Minéralogie et Géochimie). Thèse de Doctorat, Université de Perpignan, 251 p.
- Kesel H. R., 1977.** Some aspects of the geomorphology of inselbrgs in central Arizonal, USA. Z. Geomorph. N.F., 21, 2, Berlin-Stuttgart, Juni 1977, pp. 119-146.
- Kouyate Z. et Wendt C. W., 1991.** Gestion de l'eau et de la fertilité du sol au Mali. IAHS, pp. 334-338.
- Lacoste A et Salanon R. 1993.** Eléments de Biogéographie et d'écologie. Nathan éd. Univ., Paris, 189 p.
- Lancaster N., 1981.** Formation of the Holocene lake Chilwa sand bar southern Malawi. Catena, Vol. 8, Braunschweig, pp. 369-382.
- Lapadu-Hargues P. 1954.** Précis de minéralogie. Masson, Paris, 311 p.
- Le Ribault L., 1977.** L'exoscopie du quartz : techniques et méthodes sédimentologiques. Masson, Paris, 150 p.
- Létouzey R., 1968.** Etude phytogéographique du Cameroun. Ed. Paul Lechevalier, Paris, 511 p.
- Lévêque A. 1970.** L'origine des concrétions ferrugineuses dans les sols du socle granito-gneissique au Togo. Cah. ORSTOM. Sér. Pédol., Vol. VIII N° 3.

- Lézine A. M., 1989.** Le sahel : 20 000 ans d'histoire de la végétation. Bull. Soc. Géol. France, 8, T. V, N° 1, Paris, pp. 35-42.
- L.I.G.U.S., 1985.** Méthode améliorée pour l'étude des sables. Labo. Inst. Géogr. Univ. de Strasbourg, T IX, pp. 43-54.
- Lizet B. et Ravignan F., 1987.** Comprendre un paysage. Guide pratique de recherche. INRA, Paris, 147 p.
- Mainguet M., 1978.** Actions éoliennes-effets d'usure, « genèse des formations superficielles-Bibliographie. Bull. du Centre de Géomorph. de Caen, nov. 1978, pp 35-38.
- Mainguet M. et Chemin M.-C., 1989.** The concept of sand-aeolian budget applied to the sand deposit in the sahara and the sahel taken as a unit in the analysis of the surface shape types of "the grand erg occidental". Utilisation and Natural Ressources in Arid and Semi-Arid Land, Selected papers of the ISEUNRAA, Science Press, Beijing, pp. 106-121.
- Mainguet M., 1972.** Etude d'un erg (Fachi-Bilma, Sahara central). Son alimentation sableuse et son insertion dans le paysage d'après les photographies prises par satellites. C. R. Acad. Des Sciences, T. 274, 13 mars, Paris, pp. 1633-1636.
- Mainguet M et Chemin M.-C., 1990.** Le massif du Tibesti dans le système éolien du Sahara. Reflection sur la genèse du lac Thad. Berliner Geographische studien, Band 30, Seite 261-276.
- Mainguet M., 1991.** Desertification. Natural background and human mismanagement, Springer Verlag, Springer Series Physical Environment, Vol. 9, 306 p.
- Mainguet M., 1992a.** Les actions du vent au Sahara : un système ouvert. Sahara, Muzzolini ed., Milan, 4 / 1991 : 7-12.
- Mainguet M., 1992b.** A global open wind Action system : the Sahara and the sahel, The first Int. Conf. Geol. of the Arab World Le Caire, jan. 1992, ed. A. Sadek, Remote sensing Session, Vol. 2, pp. 33-42.
- Mainguet M., 1995.** L'homme et la sécheresse, Masson, géogr., Paris, 335 p.
- Mainguet M. et Wakponou A., 2002.** Les derniers souffles sahariens à la lisière du Monde Sahélo-Soudanien. Rapport de Mission 09-30 janv. 2002, Extrême-Nord-Cameroun, 32 p. + annexes.
- Mainguet M. et Wakponou A., 2003.** Rapport de Mission au Nord-Cameroun du 9 janvier au 3 février 2003. Rapport provisoire, 13 p. + annexes.
- Mainguet M., 2003.** Les paysages secs. Environnement et développement. Carrefours, Collection dirigée par G. wackermann, Ed. ellipse, Paris, 160 p.
- Maley J., 1972.** La sédimentation pollinique dans la zone du lac Tchad (Afrique centrale) Résumé. de la Comm. ASEQUA. Bull. de liaison (SEN), N° 35-36, pp. 83.

- Maley J., 1973a.** Les variations climatiques dans le bassin du Tchad durant le dernier millénaire: Essai d'interprétation climatique de l'Holocène africaine. C.R. Acad. Sci. Série D. (FRA), N° 11, Paris, pp. 1663-1673
- Maley J., 1973b.** Un nouveau mécanisme des changements climatiques aux basses latitudes. Bull. ASEQOA., N° 37-38, pp. 31-41.
- Maley J., 1977a.** Palaeoclimates of central Sahara during the early –Holocene. Nature, 269, Mc Millan Journals Ltd., pp. 573-777.
- Maley J., 1977b.** Analyses polliniques et paléoclimatologie des douze derniers millénaires du bassin du Tchad (Afrique Centrale). Recherches Françaises sur le Quaternaire. INQUA.,supplément au Bull. AFEQ. N° 50, ORSTOM, N'Djamena, Montpellier, pp. 187-197.
- Maley J., 1981.** Etudes palynologiques dans le bassin du Tchad et paléoclimatologie de l'Afrique nord tropicale de 30 000 ans à l'époque actuelle. Thèse de Doctorat 3^{ème} cycle, Sc. Nat., Univ. de Montpellier, Coll. T. et D. (FRA) N° 129, ORSTOM, Paris, 586 p.
- Maley J., 1983.** Histoire de la végétation et du climat de l'Afrique nord tropicale au Quaternaire récent. Actes du 10^{ème} Congr., AETFAT, Bothalia 14, 3 et 4, Prétoria, pp. 377-387.
- Maley J., 1989.** Importance de la tradition orale et des données historiques pour la reconstitution paléoclimatique du dernier millénaire sur l'Afrique nord-tropicale. Sahara-Sahel, Centre culturel Français, éd. 1989a, Abidjan, pp. 7-53.
- Maley J. et Seignobos C., 1989.** Chronologie calendaire des principales fluctuations du lac Tchad au cours du dernier millénaire : le rôle des données historiques et de la tradition orale. Sémin. Méga-Tchad, ORSTOM., sept. 1989, Bondy.
- Marliac A. et Gavaud M., 1975.** Premiers éléments d'une séquence paléolithique au Cameroun septentrional. Ass. Sénégal et Quatern. Afr., Bull. liaison, Sénégal, N° 46, déc. 1975, pp. 53-66.
- Marliac A., 1974.** Prospection archéologique des dépôts douroumiens. Bull. ASEQOA., N° 41, pp. 89-95.
- Marliac A., 1986.** Introduction au Paléolithique au Cameroun septentrional. ORSTOM, 49 p.
- Marliac A., 1991.** De la Préhistoire à l'Histoire au Cameroun septentrional. Ed de l'ORSTOM, Coll. Etudes et Thèses 2 Vol., Paris, 943 p.
- Martin D., 1963.** Carte pédologique du Nord-Cameroun au 1 / 100 000^{ème}, Feuille Kaélé.+ Notice. ORSTOM, Yaoundé, 100 p.

- Martin D., 1966.** Quelques remarques sur la morphologie et la répartition des sols entre Adamaoua et Mandara. ORSTOM, multigr., Yaoundé, 8 p.
- Martins L.R., 1964.** Significance of skewness and kurtosis in environmental interpretation. Notes Univ. of Rio Grande do Sul, Porto Alegre, pp.768-770.
- Masclé J., 1977.** Le golfe de Guinée (Atlantique sud) : un exemple d'évolution de marges atlantiques en cisaillement. Mém. Soc. Géol. France N° 128, Paris, 104 P.
- Mathieu P., 1978a.** Lexique stratigraphique du post-Paléozoïque du Tchad. Cah. ORSTOM., Sér. Géol. N°Djamena, 56 p.
- Mathieu P., 1978b.** découverte d'oolithes ferrugineuses en stratigraphie sous le delta actuel du Chari (Tchad). Cah. ORSTOM., Sér. Géol., X, 2, Paris, pp.203-208.
- Mathieu P., 1980.** Données nouvelles sur la sédimentation quaternaire au Sud du lac Tchad. ORSTOM, Géol. France, 26^{ème} Congr. Géol. Intern. (1^{er} centenaire) 7-17 / 7 / 80 Vol. II, Paris, pp. 672.
- Mc. Tainsh G. H. and Walker P. H., 1982.** Nature and distribution of Harmattan dust. Z. Geomorph. N.F. 26, 4 , Berlin, Stuttgart, pp. 417-435.
- Mc. Tainsh G. H., 1983.** The nature and origine of the aeolian mantle of Central Northern Nigeria. Geoderma 33, Elsevier Science publishers, 37 p.
- Mc. Tainsh G. H., 1987.** Desert loess in Northern Nigeria. Zeitschrift für Geomorph. N° 31, Helt 2, pp. 145-165.
- Michel P., 1967.** Les grandes étapes de la morphogénèse dans les bassins des fleuves Sénégal et Gambie pendant le Quaternaire. Congr. Panafr. Préh. Et Quat. (6), Dakar, 29 p.
- Michel P., 1984.** Les variations du climat au Quaternaire récent dans le sahel d'Afrique occidentale et leur conséquence sur les formations superficielles, l'hydrographie et la pédogénèse. Bull. Sté languedocienne de Géogr., T. 18, Fasc. 3-4, pp. 1-94.
- Mietton M., 1986.** Méthodes et efficacité de la lutte contre l'érosion hydrique au Burkina Faso. Cah. ORSTOM, Sér. Pédol., Vol. XXII, N° 2, 1986, PP. 181-196.
- Millot G. et Bonifas M., 1955.** Transformation isovolumiques des phénomènes de latéritisation et de bauxitisation. Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lorr., 8, 1, Strasbourg, pp. 3-20.
- Millot G., 1964.** Géologie des argiles. Altérations – Sédimentation – Géochimie. Masson et Cie, Paris, 491 p.
- Mpeck E., 1994.** Contribution des poussières sahariennes à la sédimentation du Pléistocène Supérieur au Nord-Cameroun: la formation de Doyang. Thèse de Doctorat, Univ. Paris VI, 304 p.

- Müller D., 1995.** La gomme arabique, produit naturel de l'an 2000. Le Flamboyant, 34, N°Djamena, pp. 14-18.
- Naah E., 1986.** Hydrologie des Yaérés ; Rapport des campagnes 1984 et 1985 M.E.S.R.E.S-IRGM / CRH Yaoundé.
- Ngounou Ngatcha B., Mudry J., Wakponou A. et al., 2001.** Le cordon sableux Limani-Yagoua, Extrême-Nord-Cameroun et son rôle hydraulique. Journal of African Earth Sciences, Vol. 32, N° 4, pp. 889-898.
- Nahon D., 1975.** Cuirasses ferrugineuses et encroûtements calcaires au Sénégal occidental et en Mauritanie. Systèmes évolutifs : Géochimie – Structure – Relais et Coexistence. Thèse Univ. De Droit, d'Economie et de Sciences, Aix-Marseille III, 232 p.
- Nahon D. et Demoulin D., 1971.** Contribution à l'étude des formations cuirassées au Sénégal occidental (pétrographie, morphologie et stratigraphie relative). Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., 13, 1, Paris, pp. 35-54.
- Nouvelot J. F., 1972.** Hydrologie des mayos du Nord-Cameroun. Monographie de la Tsanaga, Rapport terminal, Yaoundé, 102 p.
- Olivry J. C., 1986.** Fleuves et rivières du Cameroun. M.E.S.R.E.S. / ORSTOM, Coll. Monographie Hydrologique N° 9 Paris, 733 p.
- Parfenoff A. et al., 1970.** Les minéraux en grains, méthodes d'études et détermination. Masson et Cie, Paris, 578 p.
- Paulme D., 1963.** Régimes fonciers traditionnels en Afrique Noire. Présence Africaine, Nvelle Sér. Trim., N° 48 - 4^{ème} Trimestre, pp. 108-132.
- Pias J. et Guichard E., 1957.** Origine et conséquence de l'existence d'un cordon sableux dans la partie sud-ouest de la cuvette tchadienne. C. R. Acad. Sci. T. 244, Paris, pp. 791-793 ;
- Pias J., 1962.** Les sols du Moyen et Bas-logone, du Bas Chari, des régions riveraines du lac Tchad et du Bahr-El-Ghazal. T. et D. ORSTOM, 438 p.
- Pias J., 1967a.** Quatre deltas successifs du Chari au Quaternaire (Rép. du Tchad et du Cameroun). Note de Pias, transmise par Camille Arambourg, C. R. Acad. Sci. T. 264, Sér. D., Paris, pp. 2357-2360.
- Pias J., 1967b.** Chronologie du dépôt des sédiments tertiaires et quaternaires dans la cuvette tchadienne (Rép. du Tchad). Note présentée par Camille Arambourg, C. R. Acad. Sci., T. 264, Paris pp. 2432-2435.
- Pias J., 1970.** Les formations sédimentaires tertiaires et quaternaires de la cuvette tchadienne et les sols qui en dérivent. Mém. ORSTOM N° 43, Paris, 407 P.

- Pinchemel P. et Pinchemel G., 2002.** La face de la terre. Eléments de Géographie, 5^{ème} édition, Armand Colin / VUEF, Paris 517 p.
- Pomerol Ch., 1963.** Représentation graphique des granulométries des sables exécutées avec la série des tamis AFNOR. Cah. Géol., N° 72-73, Paris, pp. 813-818.
- Pomerol C. et Fouet R. 1982.** Les roches sédimentaires. P.U.F., 7^{ème} éd., QSJ ? Paris, 127 p.
- Pullan R. A., 1965.** The recent geomorphological evolution of the south central part of the Chad basin. Samaru Res. Bull. N° 50, pp. 115-139.
- Rivière A., 1960.** Généralisation de la méthode des faciès granulométriques par expression de la notion d'indice d'évolution. Détermination de celui-ci. C.R. Acad. Sci. T 250, Paris, pp. 2917-2919.
- Rivière A., 1977.** Méthodes granulométriques : techniques et interprétations. Masson, Paris, New-York, Barcelone, Milan, 170 p.
- Robert M et Tessier D., 1974.** Méthode de préparation des argiles des sols pour des études minéralogiques. Ann. Agron. 26 (4), Versailles, pp. 363-399.
- Robert M., 1975.** Principes de détermination qualitative des minéraux argileux à l'aide des rayons X. Ann. Agron., 26 (5) Versailles, pp. 859-882.
- Roch E. 1950.** La genèse de certains sables rouges en A.E.F. C. R. Acad. Sci., T. 230, Paris, pp. 670-671.
- Roch E., 1953.** Itinéraires géologiques dans le Nord-Cameroun et le Sud-Ouest du territoire du Tchad. Bull. Dir. Mines et Géol., N° 1, Cameroun, 110 p.
- Rognon P., 1976a.** Les oscillations du climat saharien depuis 40 millénaires. Introduction à un vieux débat. Rev. Géogr. Phys. Dynam. (2), Vol. VIII, Fasc 2-3, Paris pp. 251-282.
- Rognon P., 1976b.** Essai d'interprétation des variations climatiques au Sahara depuis 40 000 ans. Rev. Géogr. Phys. Dynam. (2), Vol.VIII ; Fasc 2-3, Paris, pp. 251-282.
- Rognon P., 1980.** Pluvials and arid phases in the Sahara. The role of non climatic factor. (Sahara and surrounding seas : sediments and climatic changes proceedings of an international symposium). Akademie der wissenshaften und der literatur Mainz, 1-4 April 1979, Palaeoecology of africa and the surrounding islands, A. A. Balkema, Vol ; 12, pp. 45-62.
- Rognon P., 1986.** Oscillations actuelles et variations depuis 30 000 BP des limites du Sahara. Changements globaux en Afrique durant le Quaternaire. Passé-Présent-Futur. INQUA-ASEQUA, Symp. Int. Dakar, 21-25 avr., 1986, pp. 403-406.

- Rognon P., 1987a.** Les phases d'aridité du Pléistocène Supérieur et de l'Holocène au Sahara : arguments sédimentologiques. *Palaeoecology of africa and the surrounding islands*, A.A., Balkema, Vol. 18, Rotterdam, Brookfield, pp.111-133.
- Rognon P., 1987b.** Sahara et aridité. *Bull. Soc. Géol. de France* (8), T IV, N° 6 pp. 1051.
- Rognon P., 1989.** Variations de l'aridité au Sahara depuis 125 000 BP en relation avec les contraintes orbitales et glaciaires. *Bull. Soc. Géol. de France*, (8), T V, N° 1, pp. 13-20.
- Rognon P., 1991.** Les secheresses au sahel replacées dans l'évolution climatique des vingt derniers millénaires. *Sécheresse* N° 3, Vol. 2, spt. 1991, pp.199-210.
- Roose E., 1981.** Dynamique actuelle des sols ferrallitiques et ferrugineux tropicaux d'Afrique occidentale. *Trav. et Doc. de l'ORSTOM* N° 130, Paris, 569 P.
- Roose E., 1999.** Introduction à la gestion conservatoire de l'eau de la biomasse et de la fertilité des sols (GCES). *Bull. Pédol. De la FAO*, Rome, 420 p.
- Sarntein M., 1978.** Sand desert during glacial maximum and climatic optimum. *Nature*, 271, pp. 45-51.
- Sarntein M. and al., 1981.** Glacial and Inter-glacial wind regimes overs eastern subtropical atlantic and Northwest africa. *Nature* 293, pp. 193-196.
- Schneider J-L., 1967.** Evolution du dernier lacustre et peuplements préhistoriques aux Pays-Bas du Tchad. *Bull. ASEQOA* N° 14-15, pp.18-29.
- Schneider J-L., 1991a.** Les principaux événements hydroclimatologiques survenus en Afrique sahélo-saharienne depuis 1200 AD.. *Climatologie / Climatology*, C. R. Acad. Sci. T. 312, Sér. II, Paris pp.93-96.
- Schneider J-L., 1991b.** La zone sahélienne. Caractéristiques climatologiques et hydrologiques. *C. R. Acad. Sci., Paris*.
- Segalen P. 1967.** Les sols et la géomorphologie au Cameroun. *Cah. ORSTOM, Serv. Pédol.*, Vol. V, N° 2 pp. 137-147
- Seiny Boukar L., 1990.** Régime et dégradation des sols dans le Nord-Cameroun. Thèse de Doc. 3^{ème} cycle, Univ. de Yaoundé. 226 p.
- Servant M., 1967.** Données stratigraphiques sur le Quaternaire Supérieur et Récent au Nord-Est du lac Tchad. VIème Congr. Panafr. de la Préhist. et du Quatern., Dakar et *Cah. ORSTOM, Sér. Géol.* (1970) 2 (1), pp. 95-114.
- Servant M., 1969a.** Etat actuel des recherches stratigraphiques sur le Quaternaire dans les Bas-Pays du Tchad. *Bull. ASEQOA.*, 22, pp. 105-111.
- Servant M., 1969b.** Etat des recherches sur le Quaternaire Supérieur et Récent au Tchad. *Palaeoecology of Africa* ; Ed. By E. M. Van Zineren Bakker, 4, pp. 46-49.

- Servant M., Ergenzinger P. et Coppens Y., 1969.** Datations absolues sur un delta lacustre quaternaire au Sud du Tibesti (Angama). Extrait du C. R. Sommaire des séances de la Soc. Géol. de France, Fasc. 8, Séance du 1^{er} déc. 1969, Paris pp. 313.
- Servant M., 1970.** Nouvelles données stratigraphiques sur le Quaternaire Supérieur et Récent au Nord-Est du lac Tchad. Acte du 6^{ème} Congr. Panafricain de la Préhistoire et de l'étude du Quaternaire. ORSTOM., Fort-Lamy, 20 p.
- Servant M. et Servant S., 1970.** Les formations lacustres du fond de la cuvette tchadienne. Rev. Géogr. Phys. et de la Géol. Dyn. (2) Vol XII, fasc1, Paris, pp. 63-76.
- Servant M. et Servant S., 1972.** Nouvelles données pour une interprétation paléoclimatique des séries continentales du bassin tchadien. (Pléistocène Récent, Holocène). Palaeoecology of Africa, ed. by E. M. Van Zinderen Bakker, 6, pp. 87-92.
- Servant M., 1974.** Les variations climatiques des régions intertropicales du Continent africain depuis la fin du Pléistocène. Rapport 13^{ème} journée Hydraulique, Question, 1, Paris 11 p.
- Servant M. et servant-Vildary S., 1980.** L'environnement quaternaire du bassin du Tchad. The Sahara and the Nile. M.A.J. Williams and H. Faure eds, Balkema, Rotterdam, pp. 133-162.
- Servant M., 1983.** Séquences continentales et variations climatiques : Evolution du bassin du Tchad au Cénozoïque Supérieur. T. et D. ORSTOM N° 159, Paris, 573 p.
- Servant M. et Servant S., 1983.** palaeoecology of the upper Quaternary endorheic lake in Chad basin. J.-P. Carmourze et al. (eds) lake Chad. Dr. W. Juns publishers, the Hague / Boston / Lancaster, pp.11-26.
- Servant-Vildary S., 1978.** Etude des diatomées et paléolimnologie du bassin tchadien au Cénozoïque Supérieur. Thèse Doct. Sci Nat., Univ. Paris VI, T. et D., ORSTOM N° 84, 2 Vol., Paris, 1346 P.
- Sieffermann G., 1963.** Carte pédologique du Nord-Cameroun au 1 / 100 000^{ème}. Notice sur la Feuille Kalfou. IRCAM, 1 Vol., 1 carte, multigr. Yaoundé, 65 p.
- Sieffermann G. et Vallerie M., 1963.** Carte pédologique du Nord-Cameroun au 1 / 100 000^{ème}. Notice sur la Feuille Yagoua. IRCAM, 1 Vol., 2 cartes, multigr. Yaoundé, 79 p.
- Sieffermann G. et Martin D., 1963.** Carte pédologique du Nord-Cameroun au 1 / 100 000^{ème}. Notice sur la Feuille Mousgoy. IRCAM, 1 Vol., 3 cartes, multigr. Yaoundé, 102 p.
- Sieffermann G., 1967.** Variations climatiques au Quaternaire dans le Sud-Ouest de la cuvette tchadienne. C. R. du 92^{ème} Congr. Nat. des Soc. Savantes, T II, Paris pp. 485-494.

- Sourdat M. Mahe J. et Delaune-Mayere M., 1975.** Etudes granulométriques par les méthodes classiques et par l'analyse factorielle des correspondances. Application aux formations superficielles du SO de Madagascar. Cah. ORSTOM, Rev. Géol. Vol. VII N° 2 pp. 125-143.
- Suchel J.-B., 1987.** Les climats du Cameroun. Thèse Doct. d'Etat, Univ. de Bordeaux III, 3 T., 1186 p + 1 Atlas.
- Tardy Y., 1969.** Géochimie des altérations. Etude des arènes et des eaux de quelques massifs cristallins d'Europe et d'Afrique. Mém. du Serv. de la Carte géologique de l'Alsace et Lorraine, N° 31, Strasbourg, 199 p.
- Tchindjang M., 1996.** Le Bamiléké Central et ses bordures : Morphologie régionale et dynamique des versants. Thèse de Doct., Univ. Paris VII Denis Diderot, 3 T, Paris, 868 p.
- Thiemeyer H., 1991/92.** A new ¹⁴c record from the Bama-Ridge near Konduga, Borno State, NE –Nigeria. Annals of Borno, Vol. 8/9, Maiduguri, pp. 239-242.
- Thiemeyer H., 1992.** On the age of the Bama-Ridge. A new 14c-record from Konduga area, Borno State, NE – Nigeria. Z. Geomorph. N F., 36: Berlin, pp.113-118.
- Thiemeyer H., 1995.** dating of palaeodunes from NE – Nigeria with thermoluminescence. Z Geomorph. N F., Supp. – Bd 99, Berlin, pp. 97-106.
- Tilho J., 1925.** Sur l'aire probable d'extention de la mer paléotchadienne. C. R. Acad. Sci. T. 181, Paris, pp. 643-646.
- Tillement B., 1970.** Hydrologie du Nord-Cameroun. Bull de la dir. des Mines et de la Géol., N° 6, Rép. du Cameroun, 294 p.
- Torrent H., 1966.** Carte hydrologique de reconnaissance de la Rép. du Tchad. Feuille Bongor au 1 / 500 000^{ème}. Rapport de synthèse, Min. Trav. Publ. et Serv. Hydraul. du Tchad, Rapport BRGM.
- Tricart J., 1956.** Tentative de corrélation des périodes pluviales africaines et des périodes glaciaires. C. R. Som. Soc. Géol. de France, pp. 164-167.
- Tricart J., 1958.** Méthode améliorée pour l'étude des sables mis au point au Laboratoire de l'Institut de Géographie de l'Université de Strassbourg. Rev. Géomorph. N° 3-4, pp ;43-54.
- Tricart J., 1961.** Le modelé des régions sèches. SEDES, paris, 472 p.
- Tricart J., 1963.** Oscillations et modifications des caractères de la zone aride en Afrique et en Amérique latine lors des périodes glaciaires des hautes latitudes. Symp. UNESCO Proc., Vol. XX, Rome, pp. 415-416.

- Tricart J., 1965a.** Principes et méthodes de la Géomorphologie. Masson et Cie ed., Paris, 496 p.
- Tricart J., 1965b.** Traité de Géomorphologie. T I : Introduction à la Géomorphologie climatique. SEDES, Paris, 306 p.
- Tricart J., 1966.** Paléoclimats et terrasses. C. R. Sém. Soc. Géol. Fr., pp. 202-203.
- Tricart J., 1968a.** A propos de la genèse des glaciers. Bull. AFEQ., pp. 316-318.
- Tricart J., 1968b.** Précis de géomorphologie. T I , Géomorphologie structurale. SEDES., Paris, 322 p.
- Tricart J., Raynal R. et Besanson J., 1972.** Cônes rocheux, pédiments, glaciers. Ann. Géogr., 443, pp.1-23.
- Twidale C. R., 1976.** Analysis of landforms. John Wiley and sons Pty., Ltd., Sydney, New-York, London, 572 p.
- Valentin C. et Janeau J-L., 1989-90.** Les risques de dégradation structurale de la surface des sols en savane humide (Côte d'Ivoire). Cah. ORSTOM, Sér. Pédol., Vol. XXV, N° 1-2, 1989-90, pp. 41-52.
- Vatan A., 1967.** Manuel de sédimentologie. Ed. Technip, Paris, 397 p.
- Vaumas E. de, 1965.** Observations et remarques sur les glaciers. Rev. Géogr. Alpine, T 53, N° 2 pp. 205-243.
- Vidal de la Blache P., 1905.** La conception actuelle de l'enseignement de la géographie. Ann. de la Géographie, Vol. 14, N° 75, pp. 193-207.
- Wackermann J.M., 1967.** Les faciès pétrographiques de la série de Mako dans les régions de Kanéméré et Mamakono (Sénégal oriental). Missions 1964-65 et 1966. Rapport centre ORSTOM., Dakar, multigr., 55 p.
- Wackermann J. M., 1975.** L'altération des massifs cristallins basiques en zone tropicale humide. Etude minéralogique et géochimique des arènes du Sénégal oriental. Conséquences pour la cartographie et la prospection. Thèse Sci. Nat. Strasbourg, multigr. 373 p.
- Wakponou A., 1988.** Etude géomorphologique des formations superficielles dans la région du Diamaré : Assise argileuse de Doyang et le cordon sableux Limani-Yagoua. Mém. Maîtrise en Géogr. Phys., Univ. de Yaoundé, 47 p.
- Wakponou A., 1990.** La migration des matériaux meubles à travers le talweg du Mayo Ranéo (Extrême-Cameroun). Cah. Géol. Fr. N° 116, Paris, pp. 1175-1184.
- Wakponou A. et Brochu M., 1991.** Les termitières de l'Extrême-Nord du Cameroun selon les unités morphologiques régionales. Cah. Géol. Fr. N° 118, Paris, pp. 1261-1270.

- Wakponou A. et al., 1992.** Note sur les alvéoles de dissolution dans les granites de Djaoudé (Extrême-Nord-Cameroun). Cah. Géol. de France, N° 120, Univ. P. M. Curie, Paris, pp. 1349-1352.
- Wakponou A., 1995.** Signification paléogéographique des formations superficielles de la bordure sud du bassin du Tchad au Cameroun. Etude de Géomorphologie. Thèse de Doctorat 3^{ème} cycle, Géogr. Phys., Univ. de Yaoundé, 247 p.
- Wakponou A., 1997a.** Le plateau de Doyang (Extrême-Nord-Cameroun) a-t-il connu un paléoméga lac Tchad quaternaire ? Cah. Géol. Fr. N° 30, Pris, pp. 1663-1671.
- Wakponou A., 1997b.** Nouvelles données sur l'origine lacustre du cordon sableux Limani-Yagoua. Ann. de la F.A.L.S.H., Univ. de Ngaoundéré, Vol. II, 1997, pp. 25-36.
- Wakponou A., 1999.** Spécificités comparées et chronologie des dunes fossiles de la région du Diamaré (Extrême-Nord-Cameroun). Géol. Env. au Cameroun, Vicat J.6P. et Bilong éd., Coll. GEOCAM, 2 / 1999, Presse Universitaire de Yaoundé pp. 285-292.
- Wakponou A., 2000.** The quaternary evolution of the southern border of the Chad basin. Berichte des Sonderforschungsbereichs 268, Band 14, Frankfurt am Main, 2000, pp. 33-44.
- Wakponou A., 2002.** L'enfant massa et la riziculture irriguée dans la plaine du Logone. Journal des Africanistes, 72-1, 2002, pp. 183-187.
- Wakponou A., Sous presse.** Physical conditions and socio-economic and cultural mutation in the Chad plain in extrême-North-Careroon. Conf. Environmental and cultural dynamics in the west African savanna, Maiduguri, Borno State / Nigeria, 4th-8th march 2002.
- Young A., 1995.** L'Agroforesterie pour la conservation du sol. Pres. Impr. Van, 144p

INDEX DES TERMES LOCAUX

Hardé : 47, 178

Hosséré : 8, 22, 24

Karal : 40

Ligazang : 47

Mayo : 3...153, 175

Muskwari : 40, 79, 80, 180

Yaéré 81

Yoldé : 87

TABLE DES PLANCHES

| N° | Pages |
|---|-------|
| Planche 1. Des dômes rocheux à piton arrondi | 23 |
| Planche 2. Les deux aspects des cuirasses ferrugineuses du plateau de Doyang | 64 |
| Planche 3. Exoscopie des grains de quartz prélevés dans l'assise argilo-limono-sableuse de Doyang à Djamhoura | 66 |
| Planche 4. Exoscopie des grains de quartz prélevés aux sommets des dunes de sables rouges | 101 |
| Planche 5. Exoscopie des grains de quartz prélevés dans les sables dunaires à Pétte | 114 |
| Planche 6. Aspects de paysages végétaux | 132 |
| Planche 7 L'impact de l'érosion hydrique sur l'évolution des paysages géomorphologiques | 159 |
| Planche 8. Approvisionnement en bois de chauffe | 173 |
| Planche 9. Dénudation des champs après récolte | 174 |
| Planche 10. Evolution d'un ravin | 178 |

TABLE DES TABLEAUX

| N° | Pages |
|--|---------------|
| Tableau 1. Corrélation entre les oscillations climatiques au centre du bassin du Tchad et l'Extrême-Nord-Cameroun au Quaternaire récent | 13 |
| Tableau 2. Les caractéristiques dimensionnelles des plateaux intérieurs aux monts Mandara | 34 |
| Tableau 3. Constitution de la cuirasse gravillonnaire du plateau de Doyang | 64 |
| Tableau 4. Différentes situations des dépôts sableux éoliens rubéfiés | 124 |
| Tableau 5. Distribution des minéraux lourds dans les formations superficielles | 134 |
| Tableau 6. Chronologie de l'évolution du bassin du lac Tchad et épisodes éoliens sur la marge soudano-sahélienne du SGAE saharo-sahélien | 138, 139, 140 |
| Tableau 7. Stations climatiques dont les données sont utilisées | 144 |
| Tableau 8. Précipitations moyennes à Maroua et Kaélé en 13 et 47 années d'observation respectivement jusqu'en 1987 et 1998 | 145 |
| Tableau 9. Premières pluies "trompeuses" (hauteur en mm.) | 146 |
| Tableau 10. Températures mensuelles à Maroua-Salak et à Mokolo (en °c) | 148 |
| Tableau 11. Valeurs moyennes mensuelles de l'évaporation selon la méthode "Piche" en 9 ans d'observation (1961-1970) à Maroua-Salak | 148 |
| Tableau 12. Pourcentage des vents par intensité à kaélé pour les années 1987, 88, 89 et 1990 | 150 |
| Tableau 13. Distribution des vents dominants selon la vitesse (m/s) et la direction par saison à Maroua-Salak en 26 années d'observation | 152 |
| Tableau 14. Quelques arbres utiles indiqués pour l'agroforesterie | 185 |

TABLE DES PHOTOGRAPHIES

| N° | Pages |
|---|-------|
| Photographie 1. Un versant à compayres | 24 |
| Photographie 2. Versant d'inselberg de roches volcano-sédimentaires | 25 |
| Photographie 3. Paysage volcanique du plateau kapsiki dans les monts Mandara | 30 |
| Photographie 4. Cultures en terrasses de pierres sèches dans les monts Mandara | 35 |
| Photographie 5. Un pédiment en collerette à dos de baleine | 38 |
| Photographie 6. Le pédiment couvert de Méri | 44 |
| Photographie 7. Paysage du plateau de Doyang | 59 |
| Photographie.8 Un aspect de la plaine du Diamaré | 78 |
| Photographie 9. Un champ de muskwari | 81 |
| Photographie 10. Le "yaéré" | 82 |
| Photographie 11. Paysage dunaire à Kolofata | 87 |
| Photographie 12. Un parc dense à <i>Gueira senegalensis</i> | 90 |
| Photographie 13. Coupe dans les sables rouges | 100 |
| Photographie 14. Delta alluvial du mayo Mangafé à Guiabgué | 109 |
| Photographie 15. Paysage à la jonction erg de Kalfou – cordon sableux Limani – Yagoua | 115 |
| Photographie 16. Une dépression à karal | 128 |
| Photographie 17. La retenue d'eau de Maga | 158 |
| Photographie 18. Le recul de la berge du maya Ferngo | 159 |
| Photographie 19. Erosion régressive dans le Plateau de Doyang | 160 |

| | |
|--|-----|
| Photographie 20. Erosion linéaire à partir de la concentration des eaux de ruissellement sur une aire de glaçage | 161 |
| Photographie 21. Une termitière hypogée | 169 |
| Photographie 22. Des fourmilières | 170 |
| Photographie 23. Abattage mécanique des arbres | 175 |
| Photographie 24. Une mare artificielle | 176 |
| Photographie 25. Ravinement des voies de communication | 177 |
| Photographie 26. Buttage suivant le sens de la pente | 179 |
| Photographie 27. Cordon de pierres dans un champ | 180 |
| Photographie 28. Agroforesterie | 181 |
| Photographie 29. Paillage de champ | 182 |
| Photographie 30. Création d'un bief | 183 |
| Photographie 31. Diguette anti-érosive | 183 |

TABLE DES FIGURES

| N° | pages |
|---|-------|
| Figure 1. Localisation du terrain d'étude | 1 |
| Figure 2. Sites des coupes étudiées | 5 |
| Figure 3. Esquisse des formations géologiques | 19 |
| Figure 4. Profondeur du toit du socle à travers les basses terres dans l'Extrême-Nord-Cameroun | 28 |
| Figure 5. Coupes à travers les plateaux intr-montagneux des Mandara | 36 |
| Figure 6. Pédiment dans le secteur de Méri aux pieds des monts Mandara | 39 |
| Figure 7. Paysage géomorphologique du pédiment couvert dans le secteur de ToKombéré | 41 |
| Figure 8. Pédiment au pied du mont Loulou | 42 |
| Figure 9. Coupes à travers les pédiments | 43 |
| Figure 10a. Situation de la coupe de Méri | 45 |
| Figure 10b. La coupe de Méri | 45 |
| Figure 10c. Données morphoscopiques | 46 |
| Figure 10d. Courbes et paramètres granulométriques | 46 |
| Figure 11. Profil en long d'un pédiment | 50 |
| Figure 12. Coupe géologique à travers la pseudo-pédiplaine de Kaélé – Mindif | 51 |
| Figure 13. Paysage géomorphologique de la pseudo-pédiplaine de Kaélé – Mindif | 53 |
| Figure 14a. Situation de la coupe de Kaélé | 55 |
| Figure 14b. La coupe de Kaélé | 55 |
| Figure 14c. Données morphoscopiques | 55 |
| Figure 14d. Courbes et paramètres granulométriques | 56 |
| Figure 15. Le Plateau de Doyang, ligne de partage des eaux entre les bassins du Tchad et de la Bénoué | 58 |
| Figure 16. Mise en place des micro – buttes résiduelles par érosion régressive | 60 |

| | |
|---|--------|
| Figure 17a. Situation de coupe de Djamhoura | 61 |
| Figure 17b. La coupe de Djamhoura | 51 |
| Figure 17c. Données morphoscopiques | 62 |
| Figure 17d. Courbes et paramètres granulométriques | 62 |
| Figure 18. Comparaison minéralogique entre la cuirasse vacuolaire de Kaélé et la cuirasse gravillonnonnaire du plateau de Doyang | 63 |
| Figure 19. Origine et évolution de l'assise limono-argilo-sableuse du plateau de Doyang | 68 |
| Figure 20. Coupe géologique et géomorphologique récapitulative depuis les monts Mandara Jusqu'aux plaines | 71 |
| Figure 21. Morphoscopie comparative des grains de quartz du niveau limono-argilo-sableux (repère) à travers diverses unités géomorphologiques | 72 |
| Figure 22a,b,c,d,e. Comparaison minéralogique des niveaux argilo-limono-sableux à travers toutes les unités géomorphologiques | 73, 74 |
| Figure 23. Comparaison minéralogique verticale des différents niveaux limono-argilo-sableux à Djamhoura et à Maroua | 75 |
| Figure 24. Coupes géologiques dans les plaines alluviales | 78 |
| Figure 25. Paysage morphologique de la plaine d'épandage fluviatile à saupoudrage éolien : Secteur Maroua – Bogo (plaine du Diamaré) | 79 |
| Figure 26a. Situation de coupe de Matfaï | 80 |
| Figure 26b. La coupe de Matfaï | 80 |
| Figure 27. Paysage morphologique de la plaine de remblaiement du Tchad au-delà de Fadaré sur le cordon sableux paléolacustre | 83 |
| Figure 28a. La coupe de vinguéléri | 84 |
| Figure 28b. Données morphoscopiques | 84 |
| Figure 28c. Courbes granulométriques | 84 |
| Figure 29a. La coupe de Zoulla | 85 |
| Figure 29b. Données morphoscopiques | 85 |
| Figure 29c. Courbes et paramètres granulométriques | 86 |
| Figure 30. Les dunes longitudinales fixées (« zoz ») entre Makaligay et Mazangay | 89 |

| | |
|---|-----|
| Figure 31a Situation de coupe de Mazangay | 90 |
| Figure 31b. La coupe de Mazangay | 91 |
| Figure 31c. Données morphoscopiques | 91 |
| Figure 31d. Courbes et paramètre granulométriques | 92 |
| Figure 32. Paysage géomorphologique à la jonction entre l'erg de Kalfou et le cordon sableux paléolacustre tchadien | 94 |
| Figure 33a. La coupe de Guidiguis | 95 |
| Figure 33b. Données morphoscopiques | 95 |
| Figure 33c. Courbes et paramètres granulométriques | 95 |
| Figure 34. Scène SPOT présentant le paysage à la jonction de l'erg de Kalfou, les nappes sableuses du secteur de Lokoro et le cordon sableux paléolacustre tchadien | 96 |
| Figure 35. Paysage géomorphologique à la jonction entre l'erg de kalfou et les nappes sableuses du secteur de Lokoro | 98 |
| Figure 36a. La coupe de Guinane | 99 |
| Figure 36b. Données morphoscopiques | 99 |
| Figure 36c. Courbe granulométrique | 99 |
| Figure 37. Le cordon sableux circumpaléolacustre à la cote 300 – 320 m dans le bassin tchadien | 102 |
| Figure 38. Le cordon sableux Limani – Yagoua : secteur à « digitations » entre Kossa et Konho | 105 |
| Figure 39a. Situation de la coupe de Djaoudé | 106 |
| Figure 39b. La coupe de Djaoudé | 106 |
| Figure 39c. Données morphoscopiques | 106 |
| Figure 39d. Courbes et paramètres granulométriques | 107 |
| Figure 40. Le cordon sableux Limani – Yagoua : secteur Pétté – Balda | 110 |
| Figure 41a. Situation de la coupe de Pétté | 111 |
| Figure 41b. La coupe de Pétté | 112 |

| | |
|--|-----|
| Figure 41c. Données morphoscopiques | 112 |
| Figure 41d. Courbes et paramètres granulométriques | 112 |
| Figure 42. Situation géomorphologique à la jonction entre l'erg de Kalfou et le cordon sableux Limani – Yagoua | 116 |
| Figure 43. Hypothèse de mise en place du cordon sableux péréaléocustre tchadien | 118 |
| Figure 44. Evolution relative du rapport pluviosité / évaporation depuis 12 000 BP dans le bassin tchadien | 119 |
| Figure 45. Variation des niveaux lacustres | 120 |
| Figure 46. Courbes comparatives et paramètres granulométriques des sables dunaires | 125 |
| Figure 47. L'erg de Kalfou dans le système du venturi Tibesti – Ennedi | 127 |
| Figure 48. Différents aspects de concentrations carbonatées dans les formations limono-argilo-sableuses | 130 |
| Figure 49. Origine et évolution des formations superficielles à la bordure sud du bassin Tchadien au Quaternaire | 135 |
| Figure 50. Coupe chronologique théorique | 137 |
| Figure 51. Carte géomorphologique des basses terres soudano – sahéliennes dans l'Extrême-Nord – Cameroun | 141 |
| Figure 52. Hauteur des pluies moyennes à Maroua et à Kaélé | 145 |
| Figure 53. Variabilité interannuelle de la pluviométrie à Maroua | 147 |
| Figure 54. Courbes thermiques | 147 |
| Figure 55. Variations mensuelles des températures moyennes et de l'évolution moyenne à Maroua | 149 |
| Figure 56. Fréquence moyenne de la direction des vents à Maroua – Salak | 151 |
| Figure 57. Carte oro – hydrographique | 154 |
| Figure 58. Profil en long de quelques mayos descendant des monts Mandara | 155 |
| Figure 59. Le hyétogramme et l'hydrogramme sur le mayo Motorsolo | 156 |
| Figure 60. Erosion linéaire | 161 |
| Figure 61. Schéma théorique de l'incidence du cordon sableux Limani – Yagoua sur le réseau hydrographique | 162 |

Figure 62. Courbes et paramètres granulométriques des sables transportés actuellement par certains mayos 164

Figure 63. Processus de mise en place d'un cône d'épandage 165

TABLE DES MATIERES

| | Pages |
|-----------------------|-------|
| DEDICACE | i |
| SOMMAIRE | ii |
| PREAMBULE. | vi |
| RESUME | Viii |
| ABSTRACT | viii |
| INTRODUCTION GENERALE | 1 |

PREMIERE PARTIE

| | |
|--|---|
| MISE EN PLACE ET CADRE STRUCTURAL DES PAYSAGES GEOMORPHOLOGIQUES | 7 |
|--|---|

CHAPITRE 1.

| | |
|---|------|
| FORMES FORMATIONS ORIGINELLES ET ETAT DES LIEUX DES CONNAISSANCES | 8 |
| 1.2. FORMES ET FORMATIONS ORIGINELLES | 8 |
| 1.1.1. LES OROGENESES PRECAMBRIENNES (PROTEROZOÏQUE) | 8 |
| 1.1.2. LES GRANDS ENSEMBLES STRUCTURAUX PRIMAIRES (PALEOZOÏQUE) | 8 |
| 1.1.3. LES FORMES LIEES A LA DISLOCATION DU GONDWANA AU SECONDAIRE (JURASSIQUE-CRETACE) | 9 |
| 1.1.3.1. LA LACUNE STRATIGRAPHIQUE SILURO – CRETACE INFERIEUR | 9 |
| 1.1.3.2. LE CRETACE (APTIEN – MAESTRICHTIEN) | 9 |
| 1.1.4. LES COMBLEMENTS TERTIAIRES (MIOCENE - CENOZOÏQUE) | . 10 |
| 1.1.5. LES OSCILLATIONS CLIMATIQUES ET LES FORMATIONS QUATERNAIRES | 10 |
| 1.2. ETAT DES LIEUX DES CONNAISSANCES | 10 |
| 1.2.1. CORRELATION ENTRE LES OSCILLATIONS PALEOCLIMATIQUES DU QUATERNAIRE RECENT DANS LE BASSIN TCHADIEN ET SES BORDURES MERIDIONALES | 10 |

| | |
|---|----|
| 1.2.2. LA STRATIGRAPHIE ET L'HISTOIRE GEOLOGIQUE DE BORDURE SUD DU BASSIN TCHADIEN | 14 |
| 1.2.3. DISCUSSION SUR LES PALEOFORMES ET PALEOFORMATIONS D'ORIGINE CONTROVERSEE | 16 |
| 1.2.3.1. L'ASSISE LIMONO-ARGILO-SABLEUSE DE DOYANG | 16 |
| - L'HYPOTHESE D'UNE ORIGINE LACUSTRE | 16 |
| - L'HYPOTHESE D'UNE ORIGINE PEDOLOGIQUE | 16 |
| - L'HYPOTHESE D'UNE ORIGINE LOESSIQUE | 17 |
| 1.2.3.2. ETAT DE CONNAISSANCES SUR LE CORDON SABLEUX CIRCUMPALEOLACUSTRE TCHADIEN | 17 |
| - L'HYPOTHESE D'UN PALEORIVAGE LACUSTRE | 17 |
| - L'HYPOTHESE D'UNE ORINE POLYGENIQUE | 17 |
| - L'HYPOTHESE D'UNE COMMANDE TECTONIQUE | 17 |

CHAPITRE 2

| | |
|--|------|
| CADRE STRUCTURAL ET TECTONIQUE DES PAYSAGES GEOMORPHOLOGIQUES | 18 |
| 2.1. ROLE DE LA LITHOLOGIE DANS LES PAYSAGES GEOMORPHOLOGIQUES | 18 |
| 2.1.1. LES PAYSAGES SEDIMENTAIRES | 18 |
| 2.1.2. LES RELIEFS CRISTALLINS ET METAMORPHIQUES | 18 |
| 2.1.3. L'ORIGINE DES RELIEFS ISOLES | 21 |
| 2.1.3.1. DES RELIEFS DE RESISTANCE | 22 |
| 2.1.3.2. DES RELIEFS RESIDUELS | 22 |
| 2.1.3.3. DES FORMES POSTICHES | 24 |
| 2.1.3.4. DES RELIEFS ORIGINELS | 25 |
| 2.2. ROLE DE LA STRUCTURE ET DE LA TECTONIQUE DANS LES PAYSAGES GEOMORPHOLOGIQUES | 26 |
| 2.2.1. STRUCTURE ET TECTONIQUE DANS LES MASSIFS CRISTALLINS ET CRISTALLOPHILIENS | 26 |
| 2.2.1.1. STRUCTURE ET TECTONIQUE DANS LES PIEMONTS DES MANDARA | ..26 |
| 2.2.1.2. LES SIGNES STRUCTURAUX ET LA TECTONIQUE SUR LES INSELBERGS | 27 |
| 2.2.2. LA CRYPTO-STRUCTURE ET LA TECTONIQUE DU SUBSTRAT DES BASSES TERRES | 27 |
| 2.2.3. LA MANIFESTATION DU VOLCANISME | 29 |

DEUXIEME PARTIE

| | |
|---|----|
| LES PAYSAGES GEOMORPHOLOGIQUES ET LEUR ORIGINE. | 32 |
|---|----|

CHAPITRE 3

| | |
|---|----|
| DES PAYSAGES GEOMORPHOLOGIQUES D'UNE AIRE DE TRANSITION ENTRE LE MONDE SOUDANIEN ET LE MONDE SAHELIN | 33 |
|---|----|

| | |
|--|----|
| 3.1. LES MONTS MANDARA, «CITADELLE» DES PAYSAGES GEOMORPHOLOGIQUES DES BASSES TERRES | 33 |
| 3.1.1. LES BOURRELETS BORDIERS | 33 |
| 3.1.2. LES PLATEAUX INTRAMONTAGNEUX | 34 |
| 3.1.3. LA PELLICULE DETRITIQUE DES RELIEFS SQUELETTIQUES | 34 |
| 3.2. LES RELIEFS CARACTERISTIQUES DES PIEMONTS | 37 |
| 3.2.1. LES INSELBERGS | 37 |
| 3.2.2. DES PEDIMENTS COUVERTS EN SITUATION TRANSITOIRE ENTRE LES STADES FONCTIONNEL ET MORT | 37 |
| 3.2.2.1. DU CONCEPT DE PEDIMENT | 37 |
| 3.2.2.2. DES PEDIMENTS EN COLLERETTES CIRCUMINSELBERGS A DOS DE BALEINE | 38 |
| 3.2.2.3. LES COUVERTURES DES PEDIMENTS | 44 |
| 3.2.3. LA PSEUDO-PEDIPLAINE DE KAELE-MINDIF ET LE PLATEAU DE DOYANG. | 50 |
| 3.2.3.1. LA PSEUDOPEDIPLAINE PROPREMENT DITE | 50 |
| 3.2.3.2. LE PLATEAU DE DOYANG | 57 |
| 3.2.3.3. L'ORIGINE DE L'ASSISE ARGILO-LIMONO-SABLEUSE DU PLATEAU DE DOYANG | 67 |
| - DONNEES D'ORDRE MORPHOSTRUCTURALE | 67 |
| - DONNEES DE MINERALOGIE ET DE STRATIGRAPHIE | 68 |
| - ARGUMENTS MINERALO-SEDIMENTAIRES | 68 |
| - INDICATEURS D'ORDRE PEDOLOGIQUE | 69 |
| 3.3. LES PAYSAGES DE PLAINES ALLUVIALES | 77 |
| 3.3.1. LA GRANDE PLAINE D'EPANDAGE FLUVIATILE A SAUPOUDRAGE EOLIEN | 77 |
| 3.3.2. LA PLAINE DE REMBLAIEMENT DU TCHAD. | 82 |

| | |
|---|-----|
| 3.4. LES MARQUES LES PLUS MERIDIONALES DU SYSTEME GLOBAL D’ACTIONS EOLIENNES (SGAE) ET DU PALEOMEGALAC TCHAD HOLOCENE | 87 |
| 3.4.1. LES DUNES LONGITUDINALES ET L’ERG DE KALFOU | 87 |
| 3.4.1.1 LES DUNES LONGITUDINALES | 87 |
| 3.4.1.2. L’ERG DE KALFOU | 93 |
| 3.4.3. LE CORDON SABLEUX CIRCUMPALEOLACUSTRE TCHADIEN | 102 |
| 3.4.3.1. LE CORDON SABLEUX LIMANI–YAGOUA | 103 |
| 3.4.3.2. L’ORIGINE DU CORDON SABLEUX PERILACUSTRE TCHADIEN | 116 |

CHAPITRE 4

| | |
|--|-----|
| LES HERITAGES PALEOCLIMATIQUES ET LA PALEODYNAMIQUE DES PAYSAGES GEOMORPHOLOGIQUES | 121 |
| 4.1. CHRONOLOGIE DES HERITAGES PLIOQUATERNAIRES | 121 |
| 4.1.1. LES FORMES FLUVIATILES | 121 |
| 4.1.1.1. LE CARACTERE ANCIEN DES PEDIMENTS | 121 |
| 4.1.1.2. LA CONSTRUCTION DES PLAINES ALLUVIALES | 122 |
| 4.1.2. LES CONSTRUCTIONS EOLIENNES TYPIQUES | 123 |
| 4.2. LES TEMOINS D’UNE PALEOEVOOLUTION | 127 |
| 4.2.1. LES SOLS | 127 |
| 4.2.1.1. LES CONCRETIONS LES CUIRASSES ET LEUR ROLE DANS LES SOLS FERRUGINEUX TROPICAUX | 129 |
| 4.2.1.2. LES CONCRETIONS CARBONATEES | 130 |
| 4.2.2. L’INFLUENCE DE LA PALEODYNAMIQUE QUATERNAIRE DU COUVERT VEGETAL SUR LA MORPHOGENESE | 131 |
| 4.2.3. CONCLUSION SYNTHESE | 133 |

TROISIEME PARTIE

| | |
|---|-----|
| EVOLUTION ACTUELLE DES PAYSAGES GEOMORPHOLOGIQUES | 143 |
|---|-----|

CHAPITRE 5

| | |
|--|-----|
| FACTEURS ET PROCESSUS ABIOTIQUES DE L'EVOLUTION ACTUELLE | 144 |
| 5.1. LE CARACTERE AGRESSIF DU CLIMAT ACTUEL | 144 |
| 5.1.1. UNE PLUVIOMETRIE AUX AVERSES BRUSQUES ET IRREGULIERES | 144 |
| 5.1.2. INCIDENCE DES VALEURS THERMIQUES TRES CONTRASTEES | 147 |
| 5.1.3. ROLE DES VENTS ET PROCESSUS EOLIENS DANS LA DYNAMIQUE DES PAYSAGES GEOMORPHOLOGIQUES | 150 |
| 5.1.3.1. L'INTENSITE DES VENTS | 150 |
| 5.1.3.2. LES ACTIONS EOLIENNES | 152 |
| 5.2. LES FACTEURS ET PROCESSUS FLUVIATILES | 153 |
| 5.2.1. GENERALITES | 153 |
| 5.2.1.1. LE REGIME HYDROLOGIQUE DU LOGONE | 153 |
| 5.2.1.2. LE REGIME DES MAYOS DECENDANT DES MONTS MANDARA | 155 |
| 5.2.1.3. L'HYDROGRAPHIE DES MAYOS NES DANS LES PIEMONTS | 156 |
| - LES MAYOS NES DANS LE PLATEAU DE DOYANG | 156 |
| - LES MAYOS NES DANS LES PLAINES ALLUVIALES | 157 |
| - LE COMPORTEMENT DES COURS D'EAU DANS LA PLAINE DU TCHAD | 157 |
| 5.2.2. LES PROCESSUS FLUVIATILES | 158 |
| 5.3. LA DYNAMIQUE DES VERSANTS ROCHEUX PAR GRAVITE | 166 |

CHAPITRE 6

| | |
|---|-----|
| FACTEURS ET PROCESSUS BIOTIQUES DE L'EVOLUTION ACTUELLE DES PAYSAGES GEOMORPHOLOGIQUES | 167 |
| 6.1. LA BIOTURBATION : ACTEURS ET PROCESSUS | 167 |
| 6.1.1. L'ACTION DES ANIMAUX MESOSCOPIQUES | 167 |
| 6.1.1.1. LES TERMITES ET LES TERMITIERES HYPOGEEES | 167 |
| 6.1.1.2. LES FOURMIS ET LEURS NIDS | 169 |
| 6.1.2. ROLE DES ANIMAUX FOUISSEURS | 170 |
| CONCLUSION | 170 |

| | |
|---|-----|
| 6.2. ROLE DE L'HOMME DANS LA DYNAMIQUE ACTUELLE DES PAYSAGES GEOMORPHOLOGIQUES | 171 |
| 6.2.1. UN PEUPEMENT ANCIEN ET A FORTES DENSITES. | 171 |
| 6.2.2. LES ACTIONS DE L'HOMME ET LEURS CONSEQUENCES | 172 |
| CONCLUSION | 175 |
| 6.2.3. SUGGESTIONS POUR UNE GESTION PLUS RATIONNELLE DES RESSOURCES NATURELLES | 179 |
| CONCLUSION GENERALE | |
| MIEUX CONNAITRE LE MILIEU POUR UNE MISE EN VALEUR ET UNE EXPLOITATION EFFICIENTES DES RESSOURCES NATURELLES | 189 |
| ANNEXE | 194 |
| BIBLIOGRAPHIE | 196 |
| INDEX DES TREMES LAUCAUX | 214 |
| TABLE DES PLANCHES | 215 |
| TABLE DES TABLEAUX | 216 |
| TABLE DES PHOTOGRAPHIES | 217 |
| TABLE DES FIGURES | 219 |
| TABLE DES MATIERES | 224 |

