Salifou KARIMOUNE

GEOMORPHOLOGIE DE LA REGION DE ZINDER (NIGER).

DAMAGARAM ET PLATEAU DU KOUTOUS

INTRODUCTION

Situé à la limite des bassins des Iullemmeden à l'ouest et du Tchad à l'est, le Damagaram est avec le Mounio, la zone d'affleurement du socle cristallin dans la partie centre-est du Niger méridional.

Du point de vue historique, le DAMAGARAM est la région qui, au XIXème siècle, était sous l'administration directe du Sultanat de Zinder. Il est limité à l'ouest par le pays de Tessaoua, au sud par la frontière du Nigéria, à l'est par le MOUNIO, au nord par le KOUTOUS, l'ALAKOS et le DAMERGOU. Le nom DAMAGARAM serait une déformation de l'expression kanouri "daa ma grimmi" ou, selon SALIFOU (1974), "daa ba grimmi" qui signifie "est-ce de la viande que tu manges?". Selon la tradition orale rapportée par SALIFOU (1974) deux chasseurs originaires de Martioum (KOUTOUS) arrivèrent un jour dans la région. Ils se séparèrent pour débusquer le gibier. Lorsque plus tard, l'un des deux chasseurs retrouva son compagnon, il lui demanda "daa ma grimmi".L'expression fut donnée comme nom au village qui naquit à l'emplacement du campement. Le nom désignera ensuite non seulement le village, mais aussi le sultanat constitué autour du village puis autour de Zinder lorsque la capitale fut transférée dans cette dernière localité.

Si, sur le plan historique, le terme DAMAGARAM désigne une région comprise entre Raffa à l'est et Tirmini à l'ouest, sur le plan géologique, il couvre une région beaucoup plus étendue, représentant une bande d'une quarantaine de kilomètres de large orientée SW-NE, s'étirant entre Timini à l'ouest et Gazammi à l'est, soit entre 8°40' et 10°30' de longitude est. Entre 9°10' et 9°30', cette bande s'élargit par une apophyse qui couvre, au sud de la République du Niger, le secteur compris entre Kissamba Yérima et Wacha.

Au NE du DAMAGARAM se localise le KOUTOUS, plateau de grès continentaux qui semble prolonger la zone de socle et former avec elle un même domaine (Fig. 21). Le KOUTOUS, qui apparaît comme un appendice du DAMAGARAM, est un plateau fortement entaillé qui a servi de refuge à Maï Atari, gendre de Maï Tchiloum Awam, Sultan du Bornu, lorsqu'il dut s'enfuir de son pays natal pour échapper à l'exécution d'une sentence de peine capitale. Poursuivi par la garde du Sultan, il dut son salut à la performance de son étalon. Après une longue chevauchée, le fugitif atteignit les falaises du KOUTOUS où il trouva refuge. Alors il put dire "ku tussé" ce qui signifie: "aujourd'hui, on se repose".

Le KOUTOUS est un plateau qui se dresse de 100 à 150 mètres au-dessus de la plaine partiellement taillée dans le socle. Ce plateau et les reliefs résiduels du socle rompent la monotonie des champs de dunes qui constituent l'essentiel de

la morphologie de la région. Ils offrent la possibilité, grâce à l'analyse des formations superficielles qui leur sont associées, de comprendre l'évolution géomorphologique antérieure à la mise en place des systèmes dunaires qui recouvrent l'essentiel du paysage dans la région de Zinder.

Certaines buttes, témoins de l'ancienne extension du plateau se trouvent très loin de la zone du socle. Aussi s'avère-t'il difficile de mener une étude géomorphologique du DAMAGARAM sans évoquer le recouvrement de la région par les grès du KOUTOUS et les phases d'érosion qui, par la suite, ont décapé ces grès et dégagé de larges vallées dans le plateau ainsi que des niveaux en marches d'escalier sur les flancs de celui-ci.

L'étude des dépôts éoliens permettra de compléter la connaissance de l'évolution géomorphologique de la région et de déboucher sur l'analyse des phénomènes de désertification qui aujourd'hui constituent l'une des préoccupations majeure des populations du Sahel. L'intérêt de l'étude des formations dunaires réside dans la possibilité d'en déduire une morphostratigaphie du Quaternaire récent, susceptible de préciser les variations climatiques et l'évolution paléogéographique de la région. Cette étude peut également permettre, grâce à l'analyse de la dégradation du couvert végétal et de la susceptibilité des sables à l'amplification des processus éoliens actuels, de suivre l'évolution de la désertification.

Le secteur concerné par la présente étude est compris grossièrement entre 9°55' et 10° de longitude est (jusqu'à 10°10' au KOUTOUS) et entre 13°20' et 14°30' de latitude nord. Il couvre plus d'un degré carré. Nos investigations ne se sont donc pas intéressées à l'ensemble du DAMAGARAM. Les extrémités occidentale et orientale c'est-à-dire respectivement les régions de Tirmini et de Gazammi, ne sont pas concernées par cette étude.

Le travail que nous avons entrepris visait avant tout à combler un vide, dû à la quasi-absence d'étude géomorphologique dans la région du Damagaram et du Koutous alors que le bassin du lac Tchad, les massifs de l'Aïr dans la partie nord du Niger, le Liptako et la partie occidentale du pays ont été l'objet d'études nombreuses et détaillées.

Les techniques utilisées associent des méthodes classiques comme l'interprétation de photographies aériennes et les observations de terrain ainsi que les analyses de laboratoire à des techniques plus récentes telles que le traitement d'images satellitaires, l'exoscopie des grains de quartz et des enduits des cuirasses latéritiques.

PREMIERE PARTIE

CADRE GENERAL DE L'ETUDE.
General frame of the study

CHAPITRE I
LA GEOLOGIE

ABSTRACT. The geology

The Precambrian foundation of the Damagaram area outcrops but very sporadically from under a recent sandy coversheet. It consists of a very ancient body (1.50-2 billions years) made of migmatic gneiss, schists and metamorphic quartites associated with several types of granite (alcaline, aplitic, porphyroid). The metamorphic series have been affected by folding with vertical or oblique axis (underlined by quartzite beds) during the formation of the "older" granite.

After late or post-tectonic granites were formed, "young" granite inclusions (295-310 millions years), occurred in the same time as an annular rhyolithic volcanism (Zinder, Birnin Kazoé and Gouré little massifs).

Continental sandstones of Secondary age (Upper Cretaceous?) probably covered the whole region on the already differenciated relief due to the erosion of folded foundation rocks. After tilting and erosion, the outcrops were confined to the northern part. Coarse, sometimes gravelly beds alternate with very fine sandstone scattered with clayey patches and lenses. Some sandstones are silicified. Over the upper part of the Koutous sandstones lie thin deposits of ferruginous oolites rather similar to those of the base of the Continental Terminal dated from the Tertiary.

Superficial formations are essentially made of sands now reworked by the wind. Their thickness can be up to 60m but they are often thinner. Their sedimentation and shaping by the wind will be seen in a subsequent chapter.

RESUME

Le soubassement précambrien du Damagaram n'affleure que de façon sporadique de sous une couverture sableuse récente. Il est constitué d'un ensemble assez ancien (1,5 à 2 milliards d'années) fait de gneiss migmatique, de schistes et de quartzites métamorphiques associés à des granites variés (alcalins, aplitiques porphyroïdes). Les séries cristallophyliennes ont été affectées par un plissement d'axe vertical ou oblique (souligné par les bancs de quartzite) lors de la mise en place des granites "anciens".

Après la formation de granites tardi- ou post-tectoniques, des inclusions granitiques tardives (295-310 millions d'années) se sont mises en place, accompagnées

d'un volcanisme rhyolithique adoptant fréquemment un dispositif annulaire (massifs de Zinder, Birnin Kazoé, Gouré).

Des grès continentaux d'âge secondaire (Crétacé supérieur?) ont dû couvrir toute la région sur le relief déjà différencié du socle. Après basculement et érosion, les affleurements sont aujourd'hui limités à la partie nord de la région. Des bancs grossiers, graveleux quelquefois, alternent avec des grès assez fins marqués de passées et de lentilles argileuses. Quelques bancs sont silicifiés. Sur les parties les plus élevées, les grès du Koutous sont couronnés par de fins dépôts d'oolithes ferrugineuses assez semblables à celles du Continental Terminal, réputé d'âge tertiaire.

Les formations superficielles sont essentiellement des sables, aujourd'hui modelés par le vent. Leur épaisseur peut atteindre 60m, mais est souvent beaucoup plus faible. Leur mise en place (probablement quaternaire) et leur façonnement seront envisagés dans un chapitre ultérieur.

HISTORIQUE DES RECHERCHES.

La région du Damagaran reste assez mal connue bien que plusieurs recherches géologiques y aient été effectuées. La plupart des investigations au Niger étant motivées par des prospections minières, elles se sont davantage intéressées au Liptako et à l'Aïr. La faible extension des roches cristallines du Damagaram-Mounio (3600 km²) explique le peu d'intérêt suscité par cette région. Cependant, les premiers travaux sur la géologie du Damagaram datent du début du siècle. Ainsi GENTIL en 1904, LACROIX en 1905 et CHUDEAU en 1907 étudient les granites alcalins du Damagaran. Puis une description plus complète de la région est donnée par GARDE en 1910. C'est à KARPOFF (1948) qu'on doit la première description des séries métamorphiques du Damagaran et l'établissement d'une stratigraphie de ces formations. Mais c'est surtout à partir de 1950 qu'une étude systématique de la région est entreprise par FAURE, géologue à la direction des mines de l'Afrique Occidentale Française. Il s'intéressera non seulement aux roches du socle, mais aussi aux formations post-paléozoïques présentes au Niger oriental. Ses travaux sont consignés dans deux rapports et une thèse, celle-ci publiée en 1966. En 1960, BLACK effectue des études détaillées du massif de Zinder et des complexes annulaires de Tchouni-Zarniski et de Gouré dans le cadre de recherches stannifères. Enfin, en 1970, MIGNON reprend l'étude géologique du socle du Damagaram-Mounio et du sud de Maradi dont il réalise une carte au 1:200 000 accompagnée d'une notice explicative.

La plupart des autres travaux effectués dans la région s'inspirent des études de FAURE, BLACK et MIGNON (GREIGERT & POUGNET, 1967; BERARD & TANGAY, 1970; BESSOLES & TROMPETTE, 1978; JOO' & FRANCONI, 1983; etc).

La proximité géographique des deux régions et la similitude des formations qui y affleurent font que dans les études géologiques menées au Niger, le Damagaram et le Mounio ont été considérés comme un même ensemble bien que les deux régions soient séparées par de grandes étendues sableuses.

LES FORMATIONS GEOLOGIQUES (Fig.1.).

Le Damagaram-Mounio constitue une zone de séparation des deux grands bassins qui se partagent le territoire du Niger: le bassin des Iullemmeden à l'ouest et à l'est un bassin du Lac Tchad. Le socle y affleure en boutonnière au milieu des formations crétacées essentiellement gréseuses (GREIGERT & POUGNET, 1967) et des sables quaternaires. On distingue trois grands ensembles géologiques: le socle cristallin, le continental hamadien et les sables quaternaires.

Le socle.

Le cristallin du Damagaram-Mounio fait la jonction, dans le sens méridien, entre les massifs centraux du Sahara méridional (Hoggar et Aïr) et ceux du nord du Nigéria. Les formations cristallines et cristallophylliennes qui y affleurent sont parmi les plus anciennes de l'Afrique Occidentale. Il leur est attribué un âge suggarien (Précambrien inférieur) à pharusien. Mais l'âge des formations antécambriennes du Damagaram reste assez mal établi du fait de datations peu nombreuses (GREIGERT & POUGNET, 1967). BLACK (1963) et MIGNON (1970) ont admis des similitudes avec les roches affleurant dans l'Aïr. Et les lithostratigraphies établies par le dernier auteur pour le Damagaram-Mounio s'appuient surtout sur les datations réalisées dans le massif du Niger septentrional.

Il semble que la dernière grande orogénie qui a affecté le Damagaram-Mounio ainsi que les massifs du Sahara méridional et ceux du nord du Nigeria soit l'orogénie panafricaine datée de 600 à 450 Ma (ROCCI, 1965). Cet événement thermotectonique aurait affecté l'ensemble des zones mobiles qui entouraient les trois ou quatre cratons africains (JOO' & FRANCONI, 1983): la zone mobile de l'Afrique occidentale, celle de l'Afrique centrale et celle de l'Afrique orientale (cette dernière séparait les cratons nilotique et du Congo et, se prolongeant vers le sud, ceux du Congo et du Kalahari).

Le socle du Damagaram-Mounio comprend ainsi des séries métamorphiques et des granites. Les granites syn- à tardi-tectoniques sont dits granites "anciens" par opposition aux granites dits "jeunes" dont la mise en place s'est faite beaucoup plus tard.

a.- Les séries cristallophylliennes.

Elles affleurent dans tout le Damagaram occidental et méridional (est et sud-est de Zinder), et de façon sporadique, au Damagaram central (région de Zarniski) et oriental (nord de Gouré). MIGNON (1970) distingue cinq formations.

1) Formation I: Gneiss migmatitiques de Birnin Kazoé.

Cette formation qui affleure à l'est de la localité de Birnin Kazoé et sous forme de lambeaux dans la région de Zarniski et de Kalkaloua, est constituée par

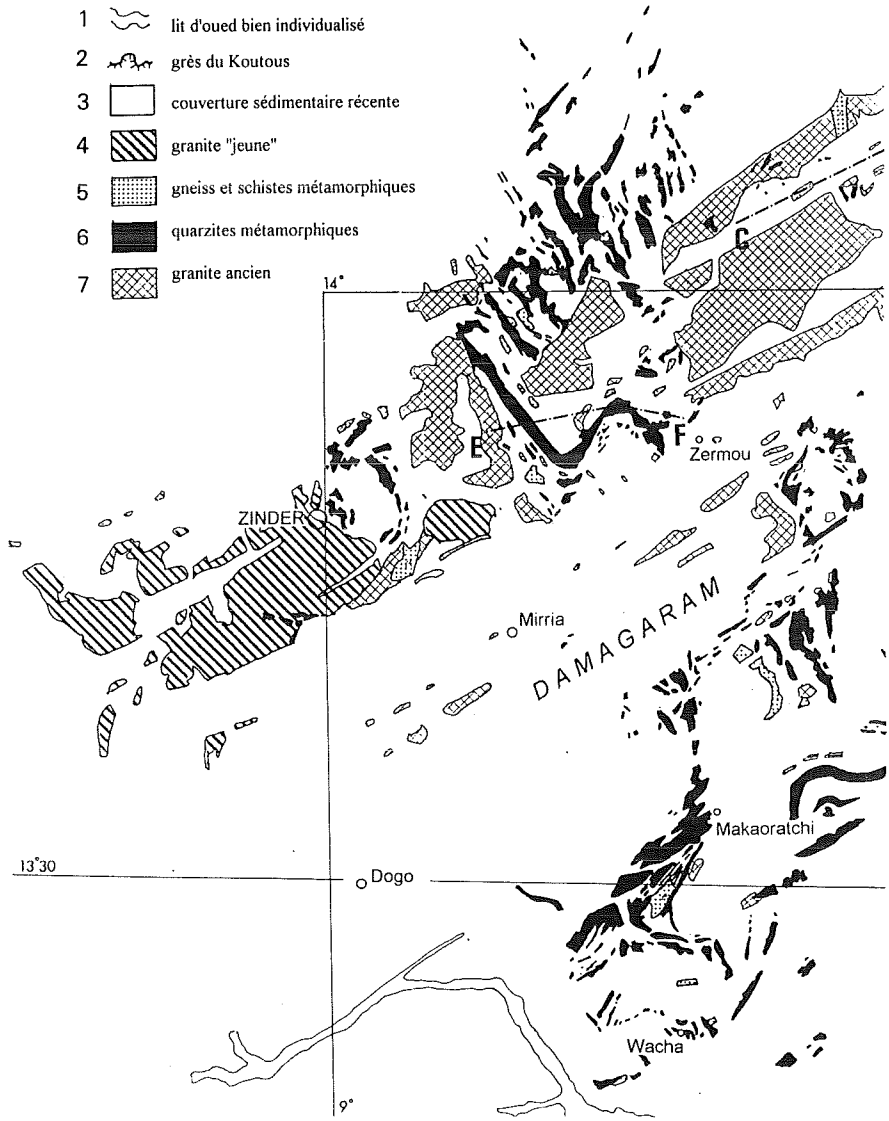


Fig 1 - Geological map of the Damagaram area (after MIGNON, 1970)

A-B, C-D, E-F : layout of the geological cross section of the Figure 5

Legend: 1. permanent part of the Wadi bed; 2. Koutous sandstones; 3. recent sedimentary cover sheet; 4 "young" granites. 5. gneiss and schists; 6. metamorphic quartzites. 6. "older" granites.

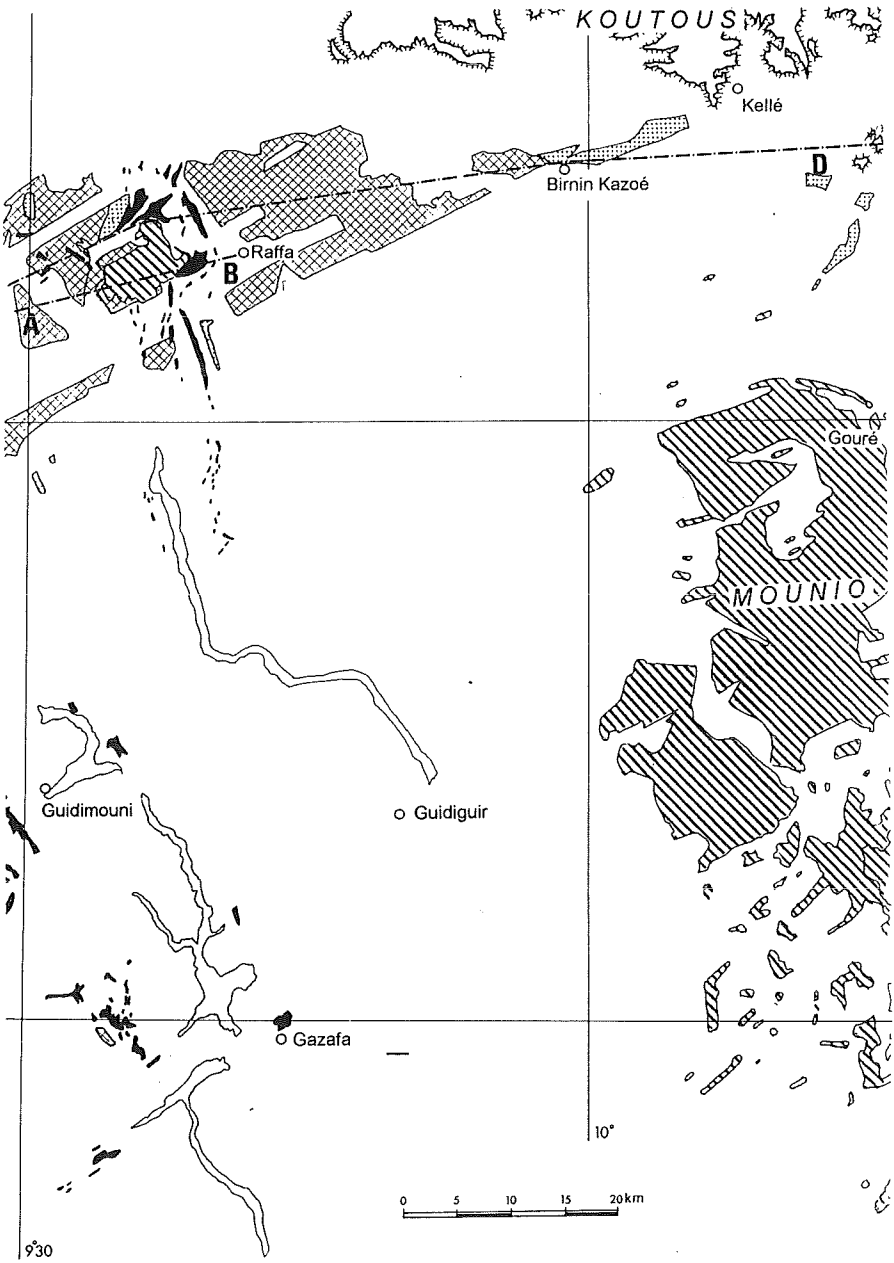


Fig.1. - Carte géologique du DAMAGARAM (d'après MIGNON, 1970, carte au 1/200.000)
A-B, C-D, E-F : tracé des coupes géologiques de la figure 5.

une migmatite dont la trame est faite de gneiss à grains fins (JOO' & FRANCONI, 1983). Elle est recoupée par des granites fins à biotite et de l'aplite (BESSOLES & TROMPETTE, 1978). Pour MIGNON ces migmatites résulteraient du métamorphisme catazonal d'une série silico-alumineuse dont l'origine reste à déterminer.

2) Formation II du Damagaram oriental.

Cette formation qui aurait plusieurs centaines de mètres d'épaisseur émerge de façon sporadique des sables dunaires au nord de Gouré où elle est souvent recouverte par les grès du Continental hamadien. Elle présente de larges ondulations avec des pendages faibles et est affectée par deux grands accidents de direction N60°E à remplissage de brèches silicifiées. Les faciès caractéristiques sont:

- des leptynites rubanées,
- des gneiss à biotite et muscovite,
- des amphibolites feldspathiques rubanées,
- des quartzites à muscovite et à tourmaline fréquente, avec un débit en plaquettes.

Selon MIGNON (1970) ces roches se seraient formées à partir de sédiments flyschoïdes de composition argilo-sableuse entrecoupés d'épisodes marneux, l'ensemble ayant été métamorphisé en amphibolites. Les leptynites pourraient provenir d'anciens niveaux volcaniques de type rhyolitique.

3) Formation III: Gneiss à silicates calciques, cornéennes, conglomérats métamorphiques du Damagaram sud.

La formation III affleure dans la partie sud du Damagaram, entre la localité de Kissambana et les collines d'Illéla. Elle comprend surtout des quartzites et des roches calcosilicatées. MIGNON (1970) distingue les faciès suivants:

- quartzites laminés, en partie à muscovite avec des bancs de galets de quartz roulés.
- conglomérats métamorphiques à galets de quartzite et de granite dans un ciment gneissique. Le conglomérat est recoupé par des dykes de granite aplitique rose à deux micas.
- quartzites massifs (0 à 200 m).
- gneiss et albites associés à de petites lentilles de quartzites en bancs plissotés (200 à 600 m).
- granite à grain fin, à biotite (200 à 300 m).
- gneiss calciques à faciès de cornéenne, en enclave dans les granites.
- séricitoschistes.
- un puissant niveau de quartzite de 300 à 500 m d'épaisseur.
- gneiss grenus à diopside.
- gneiss à silicate calcique.
- cornéennes à actinote et diopside.

- leptynite alcalin à albite et biotite.

La succession donnée ci-dessus n'a pas valeur stratigraphique. Cependant, pour MIGNON (1970), les conglomérats métamorphiques représentent la base de la formation. JOO' & FRANCONI (1983) ont pu distinguer deux faciès dans ce conglomérat:

- un faciès monogénique très étendu dont les galets, composés essentiellement de quartzite, ont des dimensions centimétriques à décimétriques.
- un faciès polygénique, (que l'on peut observer au sud de Makaoratchi, sur la piste de Wacha), peu étendu et sans liaison spatiale avec le premier. Ce deuxième faciès est composé de granite rosâtre à grain fin et de galets centimétriques faits de matériel mélanocrate.

Selon MIGNON (1970) les différents faciès de la Formation III dériveraient d'anciennes roches argileuses carbonatées impures associées à des niveaux de roches effusives ou de semi-profondeur.

4) Formation IV: Micaschistes et quartzite du Damagaram occidental.

C'est la formation qui présente les affleurements les plus étendus. Elle occupe le secteur compris entre les localités de Zinder et de Kassama, s'étendant du Nord au Sud sur plus de 100 km (de Rahin Zomo à Wacha). Elle est essentiellement composée de quartzites et de micaschistes auxquels s'associent des gneiss calciques. Seuls les quartzites fortement plissés et redressés donnent de bons affleurements, formant des reliefs allongés. Ces quartzites orientés alternativement N140°E à N160°E et N40°E à N60°E ont parfois, lorsque les deux directions se conjuguent, une organisation en losange (exemple de la région de Jigaoua). Cette structure est souvent soulignée par des accidents matérialisés par la présence de dykes siliceux. Les faciès suivants ont été distingués:

- quartzites massifs blancs à grain fin (sud de Zinder, secteurs de Gafati, Guéza, Alberkaram, Ouamé).
- quartzites grumeleux grossiers à muscovite et tourmaline (régions de Zarniski, Maya, Guidimouni, Hamdara, Gazafa).
- quartzites à débit en plaquettes, à grain fin, souvent gris ou rose associés à des faciès phylliteux ou à des quartzites piquetés d'oxydes de fer (Atchilafia, Kaki Sara, Doufoufouk, Damagaram-Takaya, Yakoua).
- grès-quartzites et grès peu consolidés roux alternant avec des quartzites purs (Damagaram sud).
- quelques bancs décimétriques de quartzite riches en magnétite et hématite.

Les stratifications entrecroisées sont fréquentes, en particulier dans les grès quartzites.

Les micaschistes qui occupent les fonds des dépressions sont souvent masqués par la couverture sableuse. Ils affleurent, à la faveur d'incision du réseau

hydrographique, entre les barres de quartzite dans le secteur de Bourbourouа-Doungouram, au Nord de Ganiskou et dans la région d'Atchilafia-Kaki-Sara.

Selon JOO' & FRANCONI (1983), les roches calcosilicatées de la formation IV ne montrent pas de différences marquées avec celles de la Formation III.

5) Formation V: molasse de Gazammi, Maya et Djéré.

Cette formation qui affleure surtout à l'extrémité orientale du Damagaram (région de Gazammi) est considérée comme équivalente de la Formation du proche Ténéré (Tab.I.).Elle est transgressive sur les Formations II et IV dont elle renferme des blocs. Elle est constituée par de gros blocs de gneiss à biotite et muscovite, de leptynites, de granites orientés, de galets de quartzite pris dans un ciment arkosique à petits éléments de schistes satinés. Dans la région de Gazammi, elle est surmontée par les grès du Continental hamadien. La surface de contact est une surface d'érosion matérialisée par la présence de reliques de cuirasse latéritique. A cette formation se rattachent deux affleurements localisés l'un le long du flanc est de la barre de quartzite orientée N-S entre Zarniski et Maya, l'autre au sud d'un banc de quartzite d'extension limitée près de Djéré (région de Wacha).

La molasse de Maya s'appuie sur des affleurements de gneiss à biotite et des quartzites à débit en plaquettes de la formation II (Damagaram oriental). Elle comporte, outre les éléments mentionnés plus haut, des galets de granite tardi-tectonique. Selon MIGNON les molasses prennent en écharpe la bordure sud et est du Damagaram.

La lithostratigraphie de la série cristallophyllienne établie par MIGNON est donnée au tableau I.

b.- Les granites.

Il faut distinguer deux types de granite: les granites "anciens", intrusifs dans la séquence cristallophyllienne et contemporains de l'orogénie panafricaine et les granites "jeunes" dont la mise en place, sous forme de complexes annulaires subvolcaniques de composition alcaline, s'est effectuée il y a 295 à 310 Ma.

1) Les granites "anciens".

Ils affleurent en bande presque continue entre les localités de Zinder et de Birnin Kazoé, puis disparaissent sous les sables dunaires et les grès du continental hamadien. On distingue plusieurs faciès.

α) Granite porphyrique de Zermou

C'est le type le plus répandu au Damagram central et occidental. C'est un granite calco-alcalin, syntectonique, à texture porphyroïde. Il s'insinue entre les bancs de quartzite, prenant la place des micaschistes préexistants. Ce granite renferme des enclaves de quartzite, de schistes et de cornéennes.

β) Granite à grains fins de Moha et Damagaram-Takaya

Il affleure entre les localités de Raffa et Birnin Kazoé. C'est un granite à grains fins de couleur grise. MIGNON rattache à cette formation un faciès finement grenu localisé sur la périphérie N-O du massif jeune de Zarniski. Ce granite qui occupe la grande plaine entre Damagaram-Takaya et Birnin Kazoé passe insensiblement, au niveau de cette dernière localité, aux gneiss migmatitiques de la formation I. Le granite à grains fins se serait mis en place aux dépens du granite porphyroïde et aurait un caractère tardi- à post-tectonique.

γ) Granite alcalin et syénite quartzique de Tyanza et de Kanya-Kandari

Ils donnent des affleurements de dimensions variées dans la plaine de Tyanza-Gafati. Ils sont toujours associés aux gneiss à diopside et aux cornéennes de la Formation III. Ils renferment des enclaves de roches calco-silicatées. Selon MIGNON (1970) cette liaison implique des relations génétiques. Ces granites pourraient dériver des gneiss par assimilation au cours d'une phase antérieure ou contemporaine de la mise en place du granite porphyroïde de Zermou.

δ) Les granites tardi-tectoniques.

Ils forment de petits massifs au nord immédiat de Zinder et près des localités de Dakoussa et de Bourbouroua. On y distingue les faciès suivants:

- le granite à tourmaline de Dakoussa donne près de cette localité des petits massifs en partie recouverts par les grès du Continental hamadien. C'est un granite à grains moyens, de couleur gris bleuté à rose contenant de la tourmaline fine aciculaire.
- le granite à biotite et muscovite de Bourbouroua est antérieur au granite à tourmaline dont il renferme des filonnets.
- le granite à biotite de Zinder est rouge à grains moyens.
- l'aplogranite du Damagaram ouest affleure en dykes et en petits amas surtout dans la plaine de Tyanza-Gafati et Chia-Kanya. C'est une roche rouge brique, à grains fins. Elle semble souligner des fractures tardives.

2)Les granites "jeunes".

Ce sont des intrusions granitiques alcalines plus tardives (295 à 310 millions d'années) (BOWDEN *et al.*, 1976) associées à un volcanisme rhyolitique.

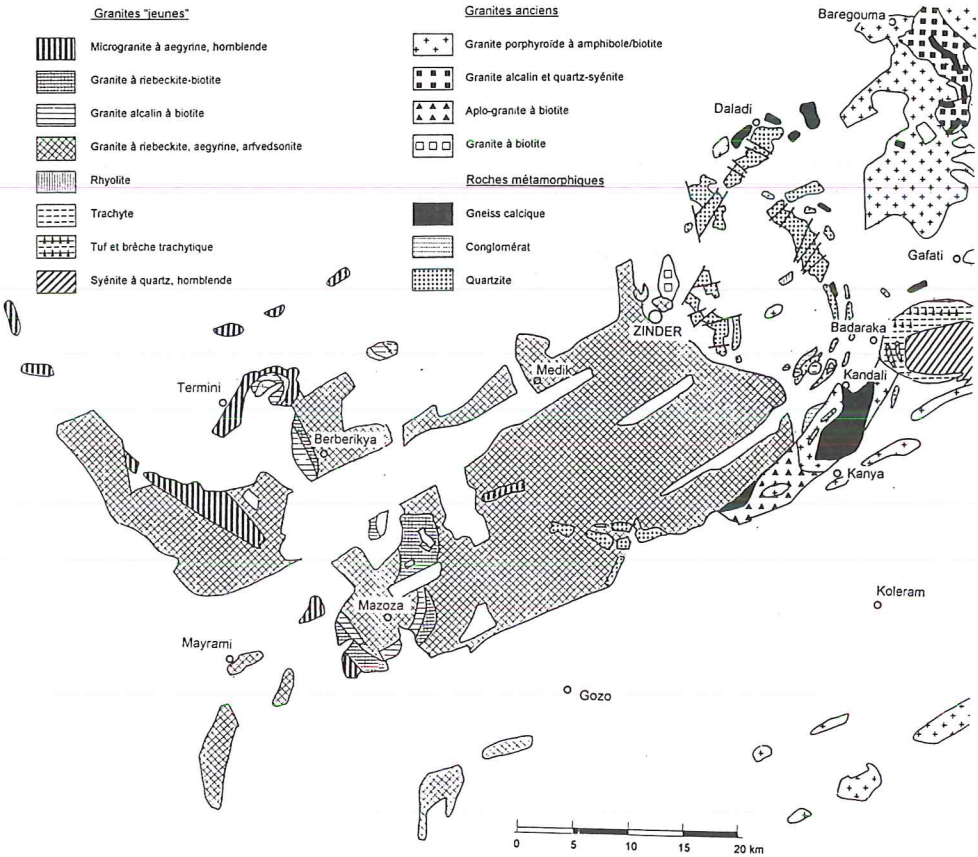


Fig.2. - Carte géologique de la région de Zinder (d'après MIGNON,1970).
Fig.2 .- Geological map of the Zinder area (after MIGNON,1970).
The english terms are quite the same as in french except for: older and young granites, trachytic tuff and breccia

Elles forment trois massifs: le massif de Zinder à l'ouest, celui de Tchouni-Zarniski au centre et celui de Gouré à l'est:

α) Le massif de Zinder (Fig.2.)

Situé au SO de cette localité, ce massif s'étend sur environ 35 km de long et 20 km de large au sud de la RNI. Un autre petit massif se localise à environ 6 km à l'est de Zinder près du village de Badaraka. Ce dernier est essentiellement constitué de syénite alcaline, de trachytes, de tufs et brèches trachytiques. Le massif de Zinder comprend plusieurs types pétrographiques qui se seraient mis en place au cours de deux phases principales (JOO' & FRANCONI, 1983):

- Au cours de la première phase se met en place un granite hyperalcalin à riebeckite-arfvedsonite qui affleure largement sous forme d'amoncellement de grosses boules. C'est un granite de couleur clair à gris bleuté à grains grossiers. Il est associé à un granite à biotite d'extension réduite affleurant près des villages de Berberkia et de Mazoza.
- Au cours de la deuxième phase se seraient mis en place des faciès hypovolcaniques et effusifs (microgranites et rhyolites). Ces faciès intrusifs dans le granite à riebeckite ont une disposition annulaire associant des roches de nature pétrographique variée: rhyolite noire, microgranite à biotite, granite pegmatoïde à grains fins, microgranite à amphibole sodique et biotite. Plusieurs autres petits massifs à disposition circulaire existent, notamment au nord et au sud de Tirmini (25 km à l'ouest de Zinder) et au sud de l'aérodrome de Zinder.

Le massif de Badaraka a également une disposition annulaire. On peut observer du centre vers la périphérie la succession suivante: une syénite à quartz rougeâtre à gros grains, des microgranites et des trachytes en anneaux discontinus. Sur la bordure nord du massif des tufs et des brèches d'explosion forment des collines.

β) Le massif de Tchouni-Zarniski (Fig. 3).

Ce massif situé au Damagaram central s'étend entre les localités de Tchouni, Zarniski, Maora et Milori. Il est intrusif dans les quartzites de la Formation III. Il est constitué de deux complexes subcirculaires situés de part et d'autre de la piste Zinder-Birnin Kazoé. Chacun de ces complexes est formé de nombreuses venues plutoniques hypovolcaniques et volcaniques.

Le complexe de Tchouni est le plus ancien car tronqué dans sa partie sud par celui de Zarniski. Le complexe de Tchouni est constitué de tufs soudés, de syénites à hornblende et de granite à aegyrine et riebeckite. Celui de Zarniski, plus différencié, comporte des faciès granitiques au centre (granite à biotite, granite à hornblende-biotite, à riebeckite-biotite, microgranite à aegyrine, granite à aegyrine, microgranite à aegyrine-hornblende) ceinturés par des syénites (syénite à augite-hornblende, microsyénite à augite-hornblende) associés à des

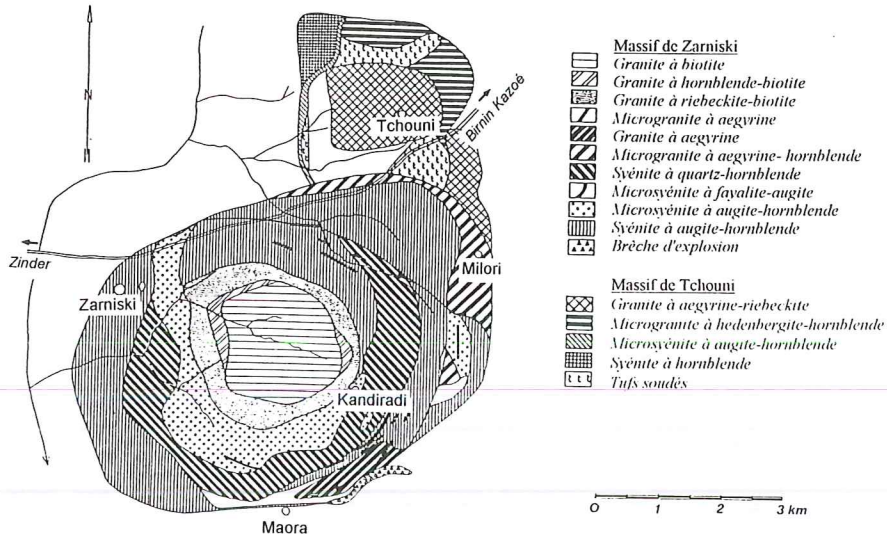


Fig.3. - Carte géologique du massif de Tchouni-Zarniski (d'après BLACK, 1963).
Fig.3. - Geological map of the Tchouni-Zarniski massif (after BLACK, 1963).
The english terms are quite the same as in french except for: explosion breccias and joined tuffs.

brèches d'explosion.

Selon BLACK [1963] la structure résulte de montées successives de magma le long de failles circulaires qui se sont ouvertes suite à l'effondrement d'un bloc central. Une faille, périphérique accompagnée de brèches d'explosion, a d'abord engendré la mise en place de la syénite à augite-hornblende. Puis des failles circulaires ont permis la remontée des faciès syénitiques microgrenus (microsyénite à fayalite-augite, à augite-hornblende). Le cycle granitique a ensuite suivi, commençant par un ring-dyke de microgranite à aegyrine-hornblende. Après des intrusions d'anneaux de granite à riebeckite-biotite et à hornblende-biotite, l'activité magmatique s'est achevée par la mise en place, au centre du massif, d'un granite à biotite.

Le Continental hamadien.

Le deuxième grand ensemble géologique qui affleure au Damagaram-Mounio est le continental hamadien. KILIAN (cité par GREIGERT et POUGNET, 1967) désigne par ce terme les équivalents continentaux des séries marines postérieures à la transgression cénomanienne à défaut "de possibilité de les nommer d'une manière précise par le nom d'un étage". FAURE (1966) a donné le nom de "Formation du Koutous" aux grès hétérogènes qui, au Nord du cristallin du Damagaram-Mounio, couvrent un domaine d'environ 200 km de long dans le sens est-ouest sur quelques dizaines de km de large dans la direction N-S.

Tab.I. - Lithographie des séries métamorphiques du Damagaram et équivalence avec les formations de l'Aïr.

	Damagaram-Mounio	Air
Crétacé	Grès du Koutous	
Carbonifère Silurien	Granites jeunes	Granites jeunes
Cambro-ordovicien	Légère discordance	
	F.V. Molasse de Gazammi	Formations molassiques du proche Ténéré
	Granites tardi et post-tectoniques	Granites tardi et post-tectoniques
Suggarien-Pharusien	Discordance majeure	
	Granite à grains fins de Moha et granite porphyrique de Zermou	Granites à grains fins et granite porphyrique de type Dabaga
	F.IV. Schistes et quartzites du Damagaram ouest	Formation de micaschistes d'Edoukel
	Granites subalcalins F.III. Gneiss à diopside et conglomérats métamorphiques	Formations de gneiss leptyniques à diopside-hornblende
	Peut-être des petits massifs enclavés dans les granites à grain fin de Moha	Granites hétérogènes leucocrates de type Renatt
	F.II. Gneiss migmatitique du Damagaram central et oriental	Formation leyptinitique de Tafourfouzète
	Discordance probable	
	F.I. Gneiss migmatitique du Damagaram central et oriental	Formation gneissique d'Azenguéréné

Ces grès essentiellement constitués d'éléments grossiers ont une épaisseur variable selon que l'on se situe dans la zone d'affleurement du socle ou plus au nord, dans la région des plateaux. Cette épaisseur est comprise entre 0 et 400 m (FAURE, 1966), la puissance totale n'étant jamais atteinte nulle part soit par lacune dans les parties inférieures, soit du fait de l'érosion des parties supérieures. Le matériau constitutif est surtout siliceux et kaolinique, bigarré. On y observe des couleurs blanches, roses, violettes. Les coupes comportent des niveaux à galets de quartz, des grès feldspathiques à ciment argileux, des grès fins compacts et des lentilles d'argile violette. Les structures entrecroisées et les variations latérales de faciès sont fréquentes. Mais on note souvent des zones à granoclassement vertical. La description de la partie visible du profil des grès du Koutous est donnée par trois coupes relevées dans les environs de Boulakoura, Boultoum et Kaouchioum. La partie supérieure de la formation est représentée par la coupe de la région de Mahiram (Fig. 4)

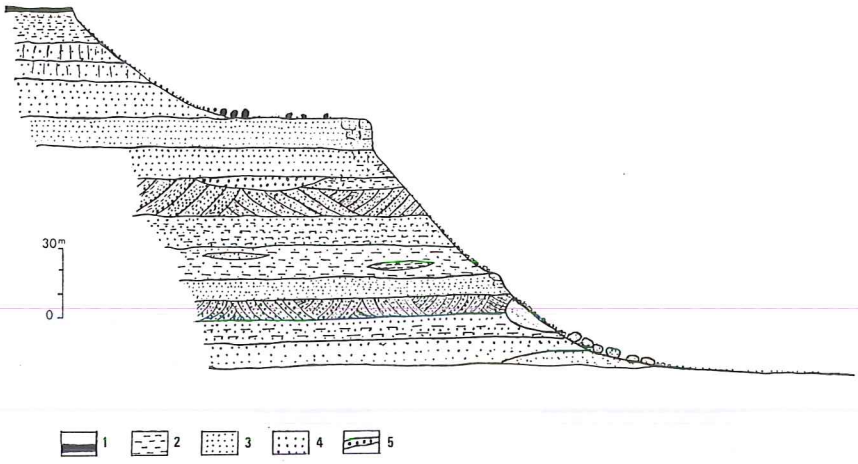


Fig.4. - Coupe schématique dans le versant du plateau du Koutous à Mahiram (Est de Kellé).
Légende: 1. cuirasse latéritique sommitale; 2. grès argileux; 3. grès fin; 4. grès grossier; 5. niveau à galets de quartz.
Fig.4.- Simplified cross section through the slope of Koutous plateau at Mahiram East of Kellé.
Legend : 1. summit lateritic crust (ferricrete); 2. clayey sandstones; 3. fine sandstones;
5. coarse sandstones; 5. bed with quartz pebbles.

Niveaux	Puissances	Matériaux
5	5 m	Argile kaolinique blanche à jaune, altérée, à tubulures et zones scoriacées indurées par les oxydes de fer, plus abondantes au sommet.
4	5 m	Grès argileux rose, bariolé de blanc dans des zones à contours nets et le long de tubulures.
3	5 m	Grès argileux beige à bariolures.
2	0,4 m	Grès conglomératique à galets de quartz de 2 cm.
1	-----	Argile gréseuse bariolée, en bancs de 1 à 2 m, à joints irréguliers.

Cette partie essentiellement argileuse et altérée apparaît comme un niveau de faible résistance. Cependant la présence d'une cuirasse chapeautant cet ensemble a permis une préservation de certains lambeaux qui correspondent aux parties les plus élevées du plateau du Koutous (cf. chap. IV).

La deuxième coupe relevée au piton de Dougoulougoulou au sud de Kriboul-Boultoum est considérée comme sous-jacente à celle de Boulakoura.

Puissances	Matériaux
3 m	Grès grossier avec lits de 1 cm de grès argileux jaunâtre.
0,8 m	Argile finement gréseuse rose et blanchâtre.
2 m	Grès mêlé d'argile blanche, fréquemment en petites poches ou nodules.
0,2 m	Grès argileux très compact.
1 m	Grès argileux blanc tacheté de rouge.
0,5 m	Grès argileux rouge tacheté de blanc.
0,3 m	Grès en banc.
2,5 m	Argile rougeâtre gréseuse.
2 m	Grès bariolé rouge et blanc à fortes stratifications entrecroisées.
2,5 m	Grès blanchâtre à taches blanches (anciens feldspaths décomposés?).
0,5 m	Grès jaune très grossiers.
2 m	Grès jaune à stratifications entrecroisées très marquées.
1 m	Grès argileux.
1 m	Grès grossier à stratifications entrecroisées.
2,5 m	Grès jaune argileux tendre, masqué par des éboulis.
3 m	Grès bariolé rouge et blanc, grossier, à stratifications entrecroisées au sommet.
2 m	Grès rose grossier sans stratification discernable.
-----	Base masquée par des éboulis.
Total 26,8 m	

La troisième coupe qui décrit le profil de la butte près de Kaoutchiloum, au sud du plateau, est représentative des niveaux inférieurs observables à la base de la falaise du Koutous.

Puissances	Matériaux
2 m	Grès très dur silicifié, non ferrugineux.
4,5 m	Grès blanc à stratifications entrecroisées, à zones rouges plus argileuses.
3 m	Grès tendre, blanc et rose, à stratifications entrecroisées et à lentilles d'argile rouge alignées, galets et graviers.
0,5 m	Argile silteuse.
1,5 m	Grès argileux rose, fin, à lentilles argileuses violettes et blanches.
4,5 m	Grès blanc jaunâtre assez fin.
1 m	Banc ou lentille d'argile gréseuse bariolée rouge et blanc, passant latéralement à des grès à stratifications entrecroisées.

2,5 m	Grès rose et blanchâtre à lits de graviers, à stratifications entrecroisées et à nodules argileux.
0,2 m	Lit de graviers de quartz et quartzite plus ou moins roulés mêlés de sable peu aggloméré.
3 m	Grès blanc jaunâtre.
0,8 m	Argile gréseuse rougeâtre.
5 m	Grès rose clair, à stratifications entrecroisées soulignées par des lits de graviers.
2,5 m	Grès rose et blanc à graviers, lits de galets de quartzite atteignant 5 cm et de rhyolite très altérés.
3,5 m	Grès blanc rosé très argileux; sommet plus argileux, mais plus riche en lits de graviers de quartzite.
4,5 m	Grès rose et blanc argileux (aspect d'arkose à feldspaths altérés).
2,5 m	Grès blanc argileux.
4 m	Grès blanc à stratifications entrecroisées.
0,5 m	Grès rose tendre (feldspaths altérés possibles).
1,5 m	Grès blanc à nodules argileux et à graviers disséminés.
2,5 m	Grès grossier rose.
-----	Base cachée.
Total 50 m	

Il ressort des descriptions de ces coupes que les termes argileux et les grès grossiers dominent nettement dans les profils. Un banc de grès très dur, silicifié, est signalé au sommet de la butte de Kaoutchiloum. Par contre les parties supérieures sont caractérisées par la présence d'argile kaolinique tendre. Ces principaux faciès qui opposent une résistance différentielle à l'érosion, vont jouer un rôle déterminant dans l'évolution morphologique des grès du Koutous et la configuration du plateau. Nos propres observations sur le terrain nous ont permis de dresser une coupe schématisant les différents faciès des grès du Koutous (Fig. 4). La résistance différentielle des bancs à l'érosion a déterminé le façonnement de deux niveaux étagés.

Pour déterminer l'âge de ces grès essentiellement constitués d'éléments grossiers FAURE envisage trois hypothèses:

1. Les grès du Koutous sont un équivalent de ceux du Tégama, ce qui signifierait qu'ils dateraient du Crétacé inférieur. En effet les faciès lithologiques rappellent ceux du Tégama observés au Damergou. Mais les formations du Koutous en diffèrent par l'absence d'intercalations montmorillonitiques, de phases calcaires et de feldspaths détritiques frais. Les grès du Koutous semblent avoir connu une altération kaolinisante qui n'a pas sévi au Crétacé inférieur.
2. Les grès du Koutous sont un équivalent latéral du Crétacé supérieur marin (Cénomano-Turonien). Dans cette hypothèse, on passe latéralement, du Damergou au Koutous, d'un faciès marin à un faciès nettement continental.

3. Les grès du Koutous sont un équivalent du Crétacé supérieur et terminal continental (formation de Dambanza supérieur et de Termit). Dans ce cas, ils sont transgressifs sur le socle.

Prenant en compte l'épaisseur de la formation, l'étude des altérations les relations avec les formations des régions voisines, FAURE conclut que les termes inférieurs de cette formation pourraient être un équivalent latéral, grossier de la formation de Farak (Cénomanien inférieur); la partie moyenne pourrait correspondre au Cénomano-Turonien continental et les niveaux les plus élevés au Sénonien et même à l'extrême base du Tertiaire. C'est ainsi qu'il préfère le terme de groupe du Koutous à celui de formation et considère ces grès comme "un ensemble compréhensif d'âge imprécis, mais probablement Crétacé supérieur". Les difficultés rencontrées dans la détermination de l'âge des grès du Koutous sont liées au fait que cette formation est azoïque. Des lames minces réalisées dans ces grès ont permis à FAURE [1966] de retrouver des minéraux de roches comparables à celles qui constituent le socle du Damagaram-Mounio: quartzites, rhyolites, microgranites altérés. L'auteur en conclut que les grès du Koutous sont issus de l'érosion des régions méridionales où le socle constituait un relief beaucoup plus étendu et certainement plus élevé qu'aujourd'hui. Les grès ont été déposés par des cours d'eau à régime torrentiel sur une plate-forme qui subissait simultanément un mouvement négatif. Le contact avec le socle est quelquefois souligné (en particulier à l'est de Zinder, dans les régions de Bargouma, Toumnia et Bourbouroua) par des niveaux de galets dont les éléments atteignent plusieurs dizaines de cm de diamètre. Ces nappes de galets ont plusieurs mètres d'épaisseur (GREIGERT & POUGNET, 1967). Ailleurs, notamment au Damagaram oriental (région de Gazammi), le contact entre socle et grès du Koutous est marqué par des reliques de cuirasse latéritique (FAURE, 1966).

Postérieurement à leur mise en place les grès du Koutous ont subi un mouvement positif alors que s'enfonçait la cuvette tchadienne. Ces mouvements ont eu pour conséquence un affaissement des parties méridionales du socle engendrant une inversion de relief et une intense érosion des grès.

Les formations superficielles.

Le troisième grand ensemble géologique de la région est constitué par des formations superficielles, essentiellement sableuses.

Les sables forment un recouvrement d'épaisseur variable ne laissant affleurer les autres ensembles que de façon sporadique. Les secteurs de grandes épaisseurs de la couverture sableuse sont d'une part l'est où les buttes de grès du Koutous comprises entre Oualléram et Moudoua sont complètement ennoyées et, d'autre part, le sud entre les localités de Moha, Maya, Lassiri et la frontière nigériane. Ces deux grandes zones sont reliées entre elles par une bande qui correspond au couloir séparant les plateaux du Koutous au nord et les massifs du Mounio au Sud. Par ailleurs, du nord du plateau du Koutous, s'avance en direction de l'ouest une autre bande de couverture sableuse épaisse. Ainsi ce plateau est-il pris en écharpe par les épais recouvrements sableux. Ailleurs, les

sables peuvent constituer soit un nappage discontinu (exemple de la plaine au nord de la ligne Birnin Kazoé-Moha), soit continu mais de moindre épaisseur par rapport aux deux principales zones de l'est et du sud. Cette couverture sableuse dont l'épaisseur peut atteindre 60 m, est souvent façonnée en dunes dont la morphologie et les dimensions varient en fonction de paramètres qui seront analysés plus loin. Les dunes ont été façonnées au cours de phases arides du Quaternaire supérieur. Différentes études effectuées au Sahel, de la côte sénégalaise à la cuvette tchadienne ont permis de situer dans le temps, les principales phases arides. Parmi les dernières périodes sèches, deux semblent avoir particulièrement marqué de leur empreinte le façonnement des édifices éoliens au Sahel: la première aurait sévit antérieurement à 50 000 ans ou 65 000 ans B.P., la seconde se serait étendue de 20 000 à 12 000 ans B.P.

Les autres formations superficielles sont beaucoup plus localisées et de faible extension. Il s'agit notamment des cuirasses et grenailles latéritiques qui affleurent, en général, là où la couverture sableuse à été dégagée par érosion éolienne. Elles occupent, au Damagaram occidental et méridional, les zones situées sous le vent de reliefs résiduels. Elles sont présentes dans ces secteurs dénudés en alternance avec d'importantes surfaces recouvertes de croûtes argilo-limoneuses, des surfaces de glaçage, qui imperméabilisent le sol. La plupart de ces secteurs sont considérés comme "alluvions" sur la carte géologique de MIGNON et comme "latérite" par les auteurs de la carte photogéologique (BERARD et TANGAY, 1970) du Damagaram-Mounio et du Koutous. Il faut souligner que ces derniers s'inspirent largement des travaux de MIGNON.

Les cuirasses et grenailles latéritiques recouvrent également les sommets du plateau du Koutous et d'anciens lits de cours d'eau aujourd'hui en inversion de relief. Ces niveaux cuirassés étagés constituent de bons repères pour l'étude de l'évolution géomorphologique.

D'autres vestiges de l'évolution géomorphologique sont les cônes non cuirassés qui se sont développés au pied des massifs de quartzite et du plateau du Koutous. Ces cônes quelquefois recouverts par les dépôts éoliens, relèvent de périodes où la compétence des cours d'eau était beaucoup plus élevée qu'actuellement.

Certains dépôts de pente considérés comme des produits de solifluxion sur les versants du plateau du Koutous, des terrasses récentes dans les vallées des oueds peuvent également avoir pour causes des conditions morphoclimatiques qui sont nettement différentes de celles qui prévalent aujourd'hui.

L'étude de toutes ces formations superficielles devrait permettre de cerner l'évolution géomorphologique de la région.

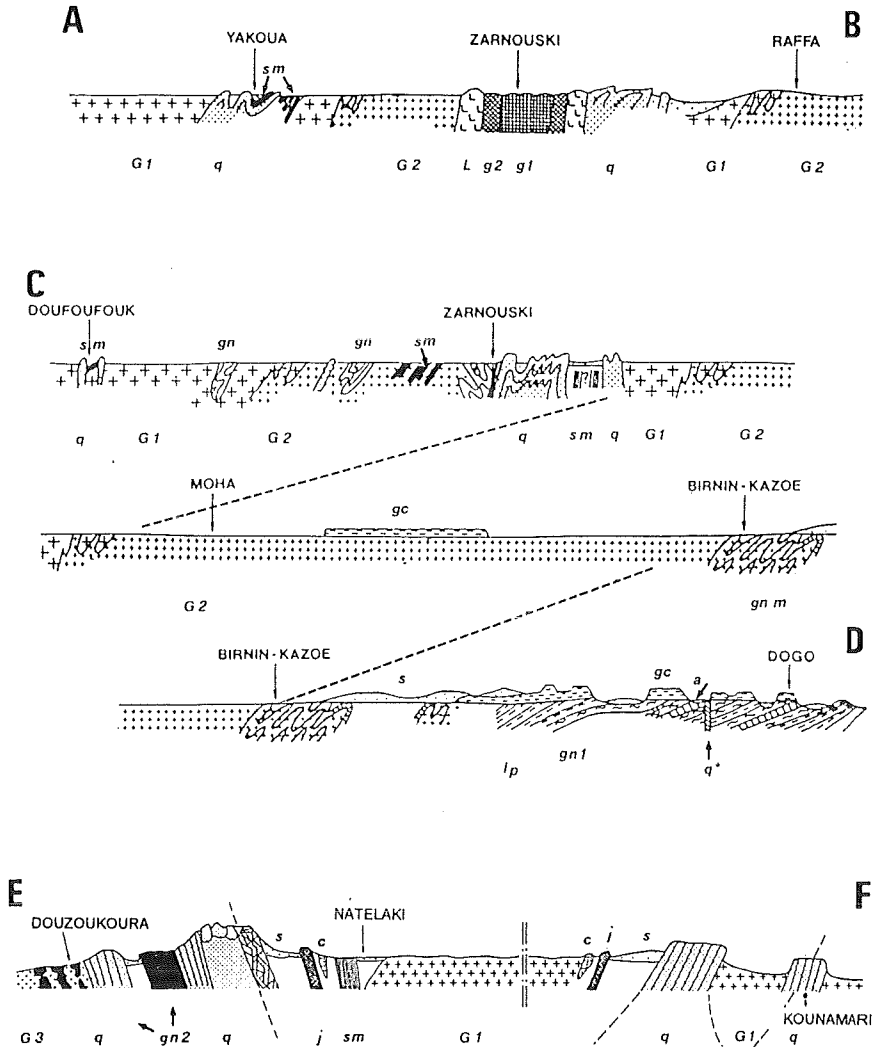


Fig.5. - Coupes geologiques dans la partie nord du Damagaram (tracés sur la figure 1)
Légende: Granites anciens : G1. granite porphyroïde à amphibole/biotite; G2. granite à grain fin; G3. granite alcalin et syenite à quartz
Roches métamorphiques : c. cipolin; gn. gneiss à biotite; gn1. gneiss migmatitique; gn2. gneiss calcique; j. roches jaspoïdes; L. leptynite; q. quartzite; sm. schiste métamorphique (*schist*)
Granites jeunes ; g1. granite alcalin à biotite; g2. microgranite à hedenbergite/hornblende gc. Grès continentaux hamadiens (*continental sandstone)*; s. Couverture sableuse (*sand cover*).

LA STRUCTURE.

Le socle du Damagaram a subi deux principales phases tectoniques. La première qui a affecté les séries cristallophylliennes est une tectonique souple contemporaine de la mise en place des granites. Elle a donné des plis de directions variables qu'on peut observer surtout dans les quartzites. Elle se marque, au Damagaram oriental, par des plis à large rayon de courbure. Les couches sont restées subhorizontales avec un pendage maximum de 45° (fig. 5) Les déformations ont été nettement plus importantes au Damagaram occidental et central. Des plissements intenses se sont produits à différentes échelles allant du centimètre à la centaine de mètres (MIGNON, 1970). Il en est résulté des zones de broyage et des fracturations à différentes échelles. On observe, notamment dans les quartzites des plis à axe vertical ou oblique Les pendages sont généralement compris entre 45 et 90°. Les directions sont variables, mais les plus fréquentes sont NO-SE et NE-SO. Les quartzites forment des barres allongées dans ces deux directions, passant parfois brutalement de l'une à l'autre.

La deuxième phase tectonique, cassante celle-là, a engendré des fractures d'orientation NE-SO (N50 à 60°E) et NO-SE (N140 à 150°E). Ces accidents sont souvent remplis par des quartz bréchoïdes ou des brèches (JOO' & FRANCONI, 1983). Ils ont parfois produits des décrochements. Les accidents orientés N60°E affectent non seulement le socle antécambrien (séries cristallophylliennes et granites "anciens"), mais aussi les granites "jeunes". Ils ont donc connu des rejeux épisodiques. FAURE (1966) a relevé des failles locales dans les grès du Koutous. Ces failles se localisent au voisinage immédiat du socle et correspondent vraisemblablement à des rejeux des accidents qui l'affectent. Nous avons également noté, par interprétation de photographies aériennes, la présence d'importants linéaments orientés NE-SO et NO-SE sur le plateau. Certains de ces linéaments pourraient être des diaclases liées à des rejeux des failles du socle.

Outre ces deux principales phases tectoniques, le Damagaram a connu, à la fin du Tertiaire et au début du Quaternaire, un mouvement positif contemporain de l'enfoncement de la cuvette tchadienne. Ce dernier épisode a joué un rôle important dans la morphogenèse du Damagaram et du Koutous, en particulier par l'intensité de l'érosion qui a affecté les grès d'une part, la réorientation du réseau de drainage en direction du Lac Tchad, d'autre part.

La surface de contact entre les grès du continental hamadien et le socle présente, par ailleurs, certaines particularités. Les grès du Koutous se sont déposés dans un bassin dont les limites méridionales, à l'ouest du plateau, seraient Toufafiram, Yachin Zomo, Dania, Toumnia et Zinder (FAURE, 1966) (voir Fig.21, pour la localisation des villages). Les points où le contact avec le socle est observable sont rares. Ce qui rend ardue l'analyse de la morphologie antérieure au dépôt des grès. Cependant, au moins une observation a été réalisée à quelques 10 km à l'ouest de Zinder, au nord de la localité de Médik. Dans cette région deux formations reposent en discordance: la supérieure, de stratification horizontale a été assimilée aux grès du Koutous, en transgression sur le socle et

ses quartzites avec leur stratification verticale. Une même structure a été observée par FAURE (1966) dans la région de Ouamé (fig.6).

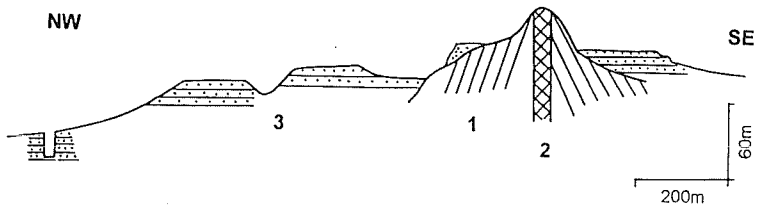


Fig.6. - Disposition schématique des placages gréseux ennoyant la colline de Ouame (d'apres FAURE, 1966)
Légende: 1. quartzites métamorphiques; 2. brèche dans filon de quartz; 3. grès bariolé.
Fig.6. - Contact surface between the hamadien continental sandstones and the foundation rock near Ouamé (after FAURE, 1966)
Legend: 1. metamorphic quartzites; 2. quartz vein with breccia; 3. many-coloured sandstones.

La morphologie du Damagaram avant la sédimentation des grès du Koutous serait donc déjà marquée par une différenciation du relief en collines séparées par de larges zones déprimées où ont commencé à se déposer les grès qui ont ensuite ennoyé ces collines. Selon GREIGERT et POUGNET (1967), les épandages de galets très grossiers qui marqueraient le début de la sédimentation des grès du Koutous, remblaieraient, dans la région de Bourbouroua (25 km N-E de Zinder), une ancienne vallée à orientation N-S. On peut donc penser que les grès du Koutous ont fossilisé un relief préexistant, taillé dans les séries cristallophylliennes.

GARDE (1910), GREIGERT et POUGNET (1967), ainsi que FAURE (1966) admettent que le Continental hamadien s'est déposé, dans la région de Zinder, sur un substratum très aplani, dominé par des inselbergs. Il est fort probable que cette morphologie ait été peu différente du relief actuel, les grès ayant été décapés par l'érosion ultérieure. Les crêtes de quartzite n'auraient subi qu'une très faible dégradation depuis leur intégration dans une surface d'érosion qui les a porté toutes à une altitude assez comparable.On peut alors résumer l'évolution antérieure au dépôt des grès de la façon suivante:

1) mise en place, par intrusion des granites "jeunes" au Permo-Carbonifère,
2) phase d'aplanissement,
3) altération des granitoïdes et autres roches tendres,

4) déblaiement des produits d'altération, mise en relief des barres de quartzite.

MOREL (1984) signale dans l'Aïr une surface d'érosion infra-Crétacé qui aurait mis à jour les complexes annulaires intrusifs dans la série cristallophyllienne. La phase d'aplanissement antérieure aux grès du Koutous pourrait correspondre à cette surface. En dehors des épandages de galets grossiers de la région de Zinder, aucun dépôt corrélatif de cette surface n'a été observé. Par ailleurs, le cailloutis de la région de Zinder contient quelques éléments constitués d'oolithe ferrugineuse qui suggèrent un âge postérieur au Continental Terminal. D'autre part, FAURE mentionne au Damagaram, des reliques de cuirasse latéritique au contact des grès du Continental hamadien et du socle.

L'analyse de l'évolution géomorphologique du Damagaram et du Koutous s'appuiera surtout sur l'étude des formations superficielles. Mais comme on vient de le voir, des aspects structuraux seront évoqués pour expliquer certaines formes, notamment au Koutous.

CHAPITRE II
LES CONDITIONS BIOCLIMATIQUES.

ABSTRACT. The bioclimatic environment.

The studied area lying between 13°10 and 14°40 N shows a precipitation gradient quite steep to the north and more gentle to the east: 590 mm a year at Magaria compared to 470 mm at Zinder (north of Magaria) and 380 mm at Gouré, (east of Zinder). The interannual variations are rather high (Cv: 0.9) with rainfall sometimes quadrupling (210 and 850 mm at Zinder), the rainy season during between a little more than two months and four months. A clear trend towards diminishing annual values has appeared since the 1960-1964 epoch: the annual mean calculated over a five-years span, has gone down from 610 to 310 mm with a little jump between 1975 and 1980.

Maximum temperature can be higher than 40° under shelter and even 50° near the ground during the months preceeding the rainy season (April-May).

Winds also show wide variations as regards their speed (lower between 1970 and 1975, at its highest between 1975 and 1980) and their orientation (the resultant vector veering from the north to the nort-east).

The river system is completely disorganized because of the dune shaped sand cover. No kori *(oueds) water supplied by the moderate relief, is able to flow out of the area. An interdunal flow may momentarily happen and numerous basins turn into ponds or even temporary little lakes, whose existence is attested by the old generation. Those basins are located in the thin sand covered area between Zinder and the Koutous plateau and also to the south of Zinder (Makaroatci, Wacha, Gazafa) The Koroma river, the best supplied of the* kori, *knew some time ago (1958, 1961,1964) mean annual discharges higher than* $1.5 m^3.s^{-1}$. *Since 1975, there has been almost no surface flow in it.*

Local soils belong to the ferruginous tropical soils category and in the north to the reddish brown soils of semi-arid region. On the hills, only lithic soils were able to form.

Natural vegetation belongs to the sahelian domain with its wooded steppe in the south passing progressively into a steppe with thicket in the north: the canopy cover rate is respectively 10% and lower than 5%. Beside Acacia albida, *appear* Balanites aegyptiaca *and* Acacia raddiana. *Slight differences are linked with topography and depth of the ground water. Along the wadies and around the ponds, vegetation density is higher (cover rate of 60 to 80%) with a moist vegetation where doum palm (*Hyphaene thebaica*) is frequent. At the top of the dunes,* Leptadenia pyrotechnica *indicates a soil fertility decrease under the influence of millet cultivation.*

RESUME

Située à une latitude comprise entre 13°10 et 14°40, la région présente un gradient dans le champ des précipitations, assez fort vers le nord et plus faible vers l'est: 590 mm par an à Magaria, contre 470 mm au nord de Zinder et 380 mm à Gouré (à l'est de Zinder). Les variations interannuelles sont assez grandes (Cv: 0.9) avec des précipitations variant du simple au quadruple (210 et 850 mm à Zinder), la saison des pluies ayant une durée variant entre un peu plus de deux mois jusqu'à quatre mois. Une nette tendance à la diminution des montants annuels étant apparue depuis 1960-1965 :

la moyenne annuelle calculée sur des intervalles de cinq ans a diminué de 610 à 310 mm avec un léger sursaut entre 1975 et 1980.

Les températures maximales peuvent dépasser 40° dans les mois qui précèdent la saison des pluies (avril-mai) et 50° à proximité du sol.

Les vents présentent également des variations importantes quant à leur vitesse (faible entre 1970 et 1975, maximales entre 1975 et 1980) et quant à leur direction (vecteur résultant passant du nord au nord-est)

Le réseau hydrographique est complètement désorganisé à cause de la couverture sableuse modelée par les dunes. Aucun des koris *(oueds), alimentés par les reliefs modérés, ne parvient à sortir de la région. Un écoulement interdune peut se produire momentanément et de nombreuses cuvettes peuvent ainsi se muer en mares, voire en lacs temporaires dont les anciens ont quelquefois gardé la mémoire. Ces bassins sont situés dans la zone à faible couverture sableuse entre Zinder et le plateau du Koutous et au sud de Zinder (Makaroatchi, Wacha, Gazafa). La Koroma qui est le* kori *le mieux approvisionné, a connu anciennement (1958,1961,1964) des débits annuels moyens supérieurs à 1,5* $m^3.s^{-1}$. *Depuis 1975, il n'y a pratiquement plus aucun écoulement.*

Les sols appartiennent à la catégorie des sols ferrugineux tropicaux et vers le nord, à celle des sols châtains subarides . Sur les reliefs, seuls des sols lithiques ont pu se développer.

La végétation naturelle de la région appartient presqu'entièrement au domaine sahélien avec une steppe arborée dans le sud qui passe progressivement à une steppe arbustive dans le nord : le taux de couverture des couronnes passe de 10% à moins de 5% et à côté d' Acacia albida, *apparaissent dans le nord* Balanites aegyptiaca *et* Acacia raddiana. *Des nuances existent qui sont liées à la topographie et à la proximité de la nappe phréatique. Le long des oueds et autour des mares, la densité augmente (taux de couverture de 60 à 80%) avec une végétation phréatophile dominée par le palmier doum (*Hyphaene thebaica*). Au sommet des dunes,* Leptadenia pyrotechnica *dénonce la baisse de fertilité sous l'effet de la culture du mil.*

LE CLIMAT

Le Niger, situé au coeur de la zone sahélienne du continent africain est un pays fortement marqué par la continentalité. Les distances par rapport à la mer (700 km du golfe du Bénin, 1200 km de la Méditerranée, 1900 km de la côte atlantique) et sa position en latitude (entre 11°37' et 23°23' de latitude nord) font que les influences maritimes sur son climat le marquent de façon fortement atténuée. Or en Afrique occidentale, le régime des précipitations est déterminé par une alternance saisonnière des influences maritimes et continentales.

La circulation atmosphérique dans la zone sahélienne.

a.- Les hautes pressions subtropicales.

En hiver, le refroidissement du Sahara renforce les cellules de hautes pressions des Açores et de Libye par la formation d'anticyclones pelliculaires autour des noyaux d'origine dynamique (LEROUX, 1983). Les deux centres

d'action sont fréquemment reliés par des dorsales. L'air diverge de ces centres d'action ainsi renforcés, donnant naissance entre autres dans le cas du Niger, à un alizé continental appelé *harmattan*, soufflant du nord-est ou de l'est.

En été, le Sahara reçoit d'énormes apports radiatifs qui donnent naissance, à la latitude des hautes pressions subtropicales, à des basses pressions pelliculaires qui contrarient, au niveau du sol, les mouvements subsidents et donc la puissance des hautes pressions subtropicales.

b.- Les basses pressions intertropicales.

Les basses pressions intertropicales recouvrent la zone comprise entre les hautes pressions subtropicales. Elles doivent leur existence d'abord à leur caractère relatif. Elles apparaissent comme un thalweg (LEROUX, 1983). C'est pour cette raison qu'on les a appelées "marais barométriques". La convergence des flux provenant des anticyclones subtropicaux des deux hémisphères leur confère aussi un caractère dynamique. L'ascendance favorise les masses nuageuses de convection. La rétrocession de la chaleur latente dans les nuages cumuliformes accentue encore ces mouvements ascendants. Les zones dépressionnaires intertropicales sont permanentes. L'axe des basses pressions intertropicales qui relie les centres des dépressions correspond à l'axe de symétrie de la circulation atmosphérique générale. C'est l'Equateur Météorologique (EM) qui divise la basse et moyenne troposphère en deux hémisphères météorologiques. On l'appelle également Zone de Convergence Intertropicale (ZCIT ou CIT). Le Front Intertropical (FIT) est la surface de discontinuité séparant l'air tropical de l'hémisphère boréal relativement sec et l'air tropical de l'hémisphère austral chargé d'humidité par un parcours sur l'océan Atlantique.

Sur les océans, l'Equateur Météorologique se déplace peu en latitude au cours de l'année. Par contre, sur les continents, les variations saisonnières des températures de surface induisent, dans les basses couches de l'atmosphère, un décalage important de l'Equateur Météorologique par rapport à l'Equateur Géographique. Ainsi sur le continent africain, au cours de l'été boréal, l'Equateur Météorologique peut pousser jusque vers 20° de latitude Nord permettant à l'alizé de l'hémisphère austral de pénétrer en coin sous l'alizé boréal. L'alizé de l'hémisphère austral chargé d'humidité, subit en franchissant l'Equateur Géographique, un changement de direction, et souffle alors du sud au sud-ouest. Il s'agit de la mousson dont la principale différence vis-à-vis de l'alizé boréal est son degré d'humidité qui peut être source de précipitations. Mais au Niger la mousson arrive en fin de trajectoire et la pluviosité qu'elle engendre encore devient de plus en plus réduite vers le nord et l'est du pays.

Au cours de l'année la variation alternée de la puissance des hautes pressions subtropicales en fonction du mouvement apparent du soleil se traduit par une translation méridienne de l'Equateur Météorologique dans une direction puis dans l'autre. Ainsi, la trace au sol de l'Equateur Météorologique qui se situe en moyenne vers 7 ou 8° de latitude nord en janvier-février atteint 20° de latitude

nord en juillet. C'est de cette translation que résulte l'alternance des saisons. Pendant la période de l'année au cours de laquelle dominent les influences continentales, c'est à dire de novembre à mai, c'est la saison sèche qui sévit sur l'ensemble du territoire nigérien. Lorsque, de mai-juin à septembre-octobre, à la faveur de l'affaiblissement des hautes pressions subtropicales de l'hémisphère Nord, le flux de mousson envahit l'Afrique occidentale, la saison des pluies est observée avec des quantités d'eau précipitées qui varient dans le temps. Au cours de la saison des pluies, l'abondance et la fréquence des précipitations seront fonction non seulement de l'épaisseur de la couche humide mais aussi des condensations de l'humidité précipitable provoquées au sein des perturbations essentiellement convectives qui sévissent d'ouest en est sur le Sahel occidental.

Les mécanismes de la pluviogenèse.

Les perturbations en Afrique occidentale sont souvent liées aux injections d'air polaire dans la circulation intertropicale. Ces injections d'air extratropical s'effectuent lors de poussées méridionales d'air polaire boréal. Elles renforcent les cellules de hautes pressions dynamiques sur leur façade orientale et peuvent continuer leur trajectoire sous forme de noyaux anticycloniques mobiles. Ceux-ci migrent en direction de l'Equateur météorologique où ils se manifestent sous forme de pulsations périodiques d'importance variable. Lorsque l'injection est faible elle n'engendre qu'une simple ligne, axe d'un thalweg qui modifie à peine le temps (LEROUX, 1983). Par contre, quand l'expulsion est importante et l'écoulement rapide cela aboutit à des contrastes de pression, de vitesse et de température entre air polaire et air équatorial et à la formation de fronts froids dans l'alizé. Les expulsions polaires qui s'infiltrent dans la zone intertropicale par les couloirs entre cellules de hautes pressions permanentes peuvent se manifester tant en hiver qu'en été. On les associe fréquemment à des lignes de grains qui accompagnent de fortes précipitations à caractère convectif très marqué.

a.- Perturbations de saison sèche.

Les manifestations des expulsions polaires semblent maximales au printemps lorsque le facteur thermique continental affaiblit les hautes pressions subtropicales. Cependant, d'octobre à mai-juin les anticyclones mobiles polaires ne peuvent soulever, dans la partie nord de l'Afrique intertropicale à laquelle appartient le Niger, que l'alizé continental sec et le matériel utilisé par les perturbations est du sable et de la poussière. Ainsi la saison sèche est caractérisée par des passages plus ou moins importants de lithométéores, chasse-sable, tempêtes ou, plus rarement, murs de sable (LEROUX, 1983).

La confrontation entre les invasions polaires et les flux tropicaux crée des perturbations à caractère frontal pouvant engendrer des précipitations. Ces invasions polaires détruisent en outre les caractères dynamiques des hautes pressions des couches moyennes, favorisant les mouvements ascendants et donc les possibilités de précipitations. Mais les quantités d'humidité disponible sont trop faibles d'octobre à mai. En outre, les précipitations doivent par ailleurs

traverser d'importantes couches sèches avant d'arriver au sol, ce qui fait qu'elles s'évaporent avant d'y parvenir. Ainsi, durant toute la saison sèche, même les invasions polaires ne donnent lieu qu'exceptionnellement à de très faibles précipitations sur le territoire du Niger.

La période de l'année allant d'octobre à mai-juin est donc caractérisée par l'absence de précipitations du fait de la prépondérance de l'alizé continental issu des hautes pressions de l'hémisphère Nord. Les paysans du Damagaram et du Koutous subdivisent cette période en trois saisons:

- Une première saison allant de la fin septembre à la mi-novembre correspond à la période du retrait du FIT vers le sud. Elle est caractérisée par un temps de plus en plus sec. Les précipitations deviennent rares et, au delà de la première décade du mois d'octobre, il ne pleut pratiquement plus. Les températures diurnes sont relativement élevées alors que les nuits deviennent de plus en plus fraîches, surtout à partir de novembre. C'est la période des récoltes connue sous le nom de *biila* en Kanuri et *kaaka* en Haoussa.
- La deuxième saison correspond aux mois de décembre-janvier-février-mars. Les températures sont de plus en plus basses, surtout la nuit. C'est la période où l'Harmattan souffle de façon quasi permanente apportant la brume sèche et réduisant parfois la visibilité plusieurs jours d'affilée. Elle est appelée *biinem* par les Kanuri et *daari* par les Haoussa. C'est la période véritablement creuse de l'année où la quasi totalité de la population active masculine rurale migre vers les villes et surtout les pays côtiers (Nigeria, Bénin, Ghana, Côte d'Ivoire,. . .) à la recherche d'un travail temporaire.
- La troisième saison, *raani* chez les Haoussa et *bé* en Kanuri, est celle des grandes chaleurs des mois d'avril et mai. Les phénomènes de lithométéore sont moins nombreux qu'au cours de la période précédente. La direction du vent est en outre très variable. Quelques précipitations liées aux invasions polaires peuvent avoir lieu, appelées "pluies des mangues". Au début, celles-ci sont si espacées dans le temps que leur rôle dans la période végétative reste négligeable. Cependant plus on s'approche de la fin de cette période plus l'on s'achemine vers le début de la saison des pluies.

b.- Perturbations en saison des pluies.

Lorsque, à partir de mai-juin, les flux en provenance de l'hémisphère sud pénètrent profondément sur l'Afrique occidentale, les conditions deviennent favorables à la rencontre de masses d'air de caractéristiques différentes, l'une humide, l'autre sèche. L'humidité relative de l'air augmente de façon sensible (Fig.7) et on entre dans la période de préhivernage appelée *bazara* en Haoussa et *diiou* en Kanuri. La saison des pluies, *damana* en Haoussa et *nanguiri* en Kanuri est marquée par le passage de plus en plus fréquent de phénomènes orageux. Les injections polaires entrant en contact avec la structure FIT de l'Equateur Météorologique créent des perturbations qui engendrent non seulement des

lithométéores mais aussi des hydrométéores, lorsqu'elles poursuivent leur parcours au sud du FIT. Ce sont les lignes de grains qui représentent la principale source des précipitations sur tout le territoire nigérien. Les lignes de grains sont des dispositions méridiennes de systèmes pluvio-orageux avançant d'est en ouest (LEROUX, 1983). L'origine de ces pulsations et accélérations serait localisée, selon LEROUX, dans la région d'Egypte-Soudan constamment située sur la façade orientale de la cellule anticyclonique méditerranéo-saharienne et constituant, en période estivale, le débouché privilégié des expulsions polaires.

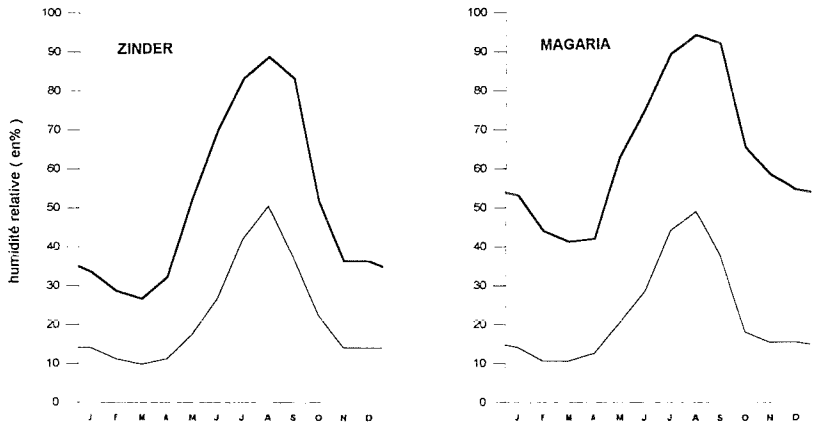


Fig 7 - Evolution au cours de l'année de la moyenne mensuelle de l'humidité relative maximum et minimum à Zinder et à Magaria.
Fig.7. - Evolution along the year of the monthly mean of the maximum and minimum relative humidity at the stations of Zinder and Magaria.

La ligne de grains serait renforcée par la subsidence du flux d'est et alimentée au fur et à mesure de sa progression vers l'ouest par les masses de mousson soulevées par le noyau anticyclonique mobile. L'abondance des précipitations déversées serait fonction de l'épaisseur de la mousson et de la résistance qu'elle oppose au flux d'est.

Les lignes de grains constituent les principales sources des précipitations au Niger, mais elles ne sont pas les seules pourvoyeuses en pluies de la région de Zinder. Lorsque l'Equateur météorologique atteint sa position la plus septentrionale, la thermoconvection peut aussi engendrer des averses orageuses isolées. Au total les manifestations orageuses (liées au passage des lignes de grain et aux averses localisées) génèrent la grande majorité des pluies: 68% des précipitations totales en mai, 77% en juin, 75% en juillet, 55% en août, 65% en septembre et 55% en octobre. Cette situation est comparable à celle de Niamey où 70% des précipitations sont liées aux lignes de grain (LIMOUSIN cité par CHARRE, 1974).

La pluviogenèse peut être également liée, dans la zone intertropicale, à la partie active de l'Equateur météorologique. LEROUX (1983) définit la partie active de l'EM comme la structure ZIC non altérée par les influences du substratum. Cette structure qui existe sur les océans ne se rencontre sur les continents qu'au delà des couches moyennes, en été boréal. Les précipitations qu'elle provoque peuvent durer plusieurs heures.

Les précipitations.

a.- *Les données.*

Un réseau de stations d'observations météorologiques (stations synoptiques, postes climatologiques et postes pluviométriques) relativement dense couvre le secteur d'étude permettant de disposer de données pluviométriques (Fig. 8). Mais les longues séries sont rares. La station de Zinder (deuxième ville du pays), créée en 1905, possède des relevés sur plus de 80 ans.

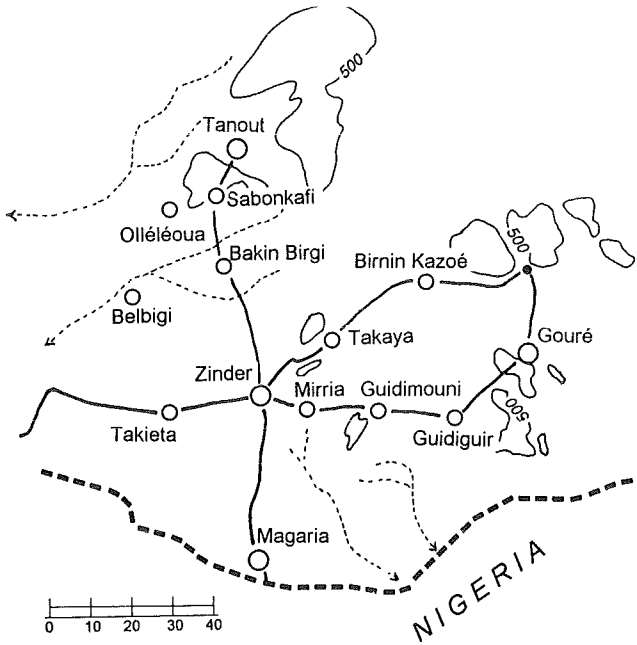


Fig.8. - Localisation des stations climatiques de la région de Zinder.
Fig.8. - Location of the climatic stations in the Zinder area.

Celles de Gouré et Tanout, ouvertes en 1936, et celle de Magaria, créée en 1938, disposent également de séries de plus d'une cinquantaine d'années. Ces quatre stations climatologiques qui encadrent le secteur d'étude d'ouest en est et du nord au sud permettent d'obtenir une bonne image du climat de la région et le gradient pluviométrique en latitude et en longitude. A l'intérieur même de la zone, les

postes de Mirria (1943), de Guidimouni (1955), Olléléoua (1959), Belbégi (1959) et Birnin Kazoé (1959) ont des séries dépassant une trentaine d'années. Les autres postes (Damagaram Takaya et Bakin Birgi, 1978; Guidiguir, 1981; Sabon Kafi 1985) ont des séries trop courtes. En outre, les relevés comportent trop souvent des lacunes.

Quelquefois ces lacunes sont si nombreuses que l'information devient quasiment inexploitable (Birnin Kazoé). En effet, les variations spatio-temporelles des précipitations sont si importantes et les stations fiables si distantes les unes des autres que les interpolations correctes resteront très difficiles à réaliser. Il faut espérer que l'extension récente du réseau puisse être pleinement fonctionnelle pour que des études ultérieures bénéficient d'informations plus denses et plus fiables que les nôtres.

b.- Les régimes pluviométriques.

Les hauteurs d'eau tombées annuellement varient du sud au nord et d'ouest en est. La station de Magaria, la plus méridionale, reçoit en moyenne 575 mm par an (période 1938-1990). Zinder, situé une centaine de km plus au nord, n'en reçoit que 469 mm (moyenne 1905-1990) et Tanout (140 km au nord de Zinder) 260 mm (moyenne 1938-1990), soit un gradient moyen d'environ 1,3 mm par km.

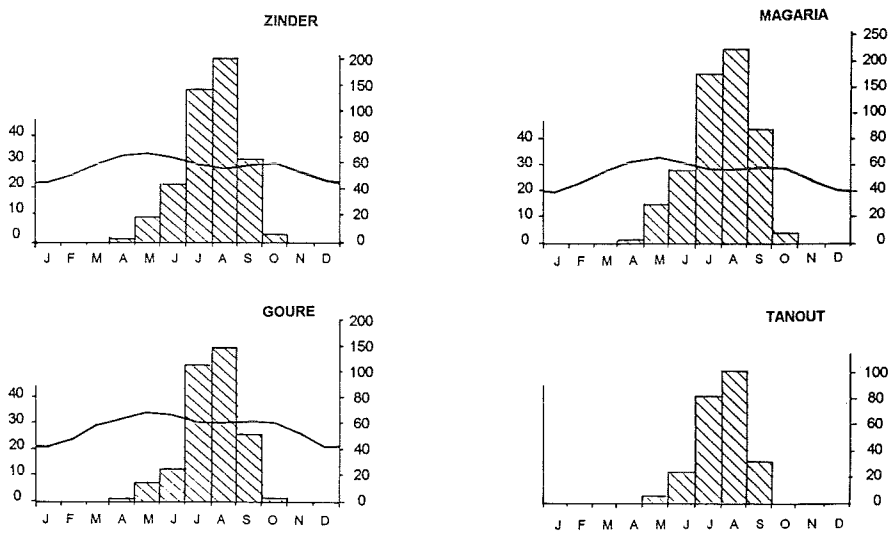


Fig.9. - Diagrammes ombro-thermiques de quatre stations de la région de Zinder (1960-1990).
Fig.9. Ombro-thermic diagrams of four stations of the Zinder area.

Mais la baisse de la pluviosité est plus rapide au nord qu'au sud de Zinder (environ 1 mm/km au sud et 1,5 mm/km au nord). On peut également noter une dégradation de la pluviométrie d'ouest en est. La station de Tessaoua (110 km à l'ouest de Zinder) a une pluviométrie moyenne annuelle de 488 mm contre 475 mm pour Zinder et 350 mm pour Gouré (170 km à l'est de Zinder). Le gradient en longitude, lié à la continentalité croissante, est ici d'environ 0,5 mm par km. Ainsi toute la région d'étude est située en zone sahélienne que l'on définit souvent comme étant encadrée par les isohyètes 750 mm et 150 mm (AUBREVILLE, 1949, GROVE, 1958, LE HOUEROU, 1976). Le sud du Sahel reçoit entre 750 et 400 mm et le nord entre 400 et 150 mm. Les précipitations sont, dans cette zone, concentrées sur trois ou quatre mois, de mai-juin à septembre-octobre (Fig. 9). Les mois de juillet et août, les plus pluvieux, représentent souvent à eux seuls plus de 70% des lames d'eau annuelles (Zinder: 72%, Gouré: 74%, Tanout: 72%, Mirria: 70%, Magaria: 68%) dont plus de 40% pour le seul mois d'août. Cette concentration des précipitations sur trois à quatre mois a pour conséquence une période végétative réduite, de juin à septembre, au cours de laquelle le sol est relativement bien protégé contre l'érosion hydrique et éolienne (grâce à la strate herbacée). A partir du mois d'octobre la végétation annuelle disparaît progressivement, soit par pâturage, soit par nettoyage des champs, mettant le sol à nu. Or l'érosion éolienne ou hydrique devient plus efficace lorsqu'aucune litière ne freine le ruissellement et protège le sol contre la déflation et le remaniement des sables. Ainsi, au début de la saison pluvieuse les lignes de grains sont précédées par des rafales de vent qui soulèvent sable et poussière tant que la couverture végétale herbacée n'est pas suffisante pour inhiber le phénomène.

c.- Caractéristiques des précipitations.

Une des principales caractéristiques des précipitations de la zone sahélienne est leur très grande variabilité dans l'espace et dans le temps. Les lignes de grains concernent en général de vastes territoires, mais les lames d'eau associées à leur passage sont très hétérogènes. Par ailleurs, les orages qui procurent une partie non négligeable des pluies de la région n'intéressent souvent que des territoires limités. Les relevés journaliers des précipitations enregistrées à Zinder, Magaria, Mirria et Gouré pour les années 1973 et 1976 (Fig. 10) mettent en évidence la grande variabilité spatiale et temporelle de la pluviométrie dans le secteur étudié. Des différences très importantes de pluviométrie annuelle entre les stations de Niamey-Ville et de Niamey-Aéroport distantes d'à peine 10 km traduisent de façon éloquente la variabilité spatiale caractéristique du Sahel.

Tab.II. - Exemples de variabilité spatiale de la pluviométrie entre les stations de Niamey-Ville et Niamey-Aéroport.

	1968	1972	1976	1984
Niamey-Ville	447 mm	430 mm	657 mm	319 mm
Niamey-Aéroport	555 mm	343 mm	589 mm	294 mm

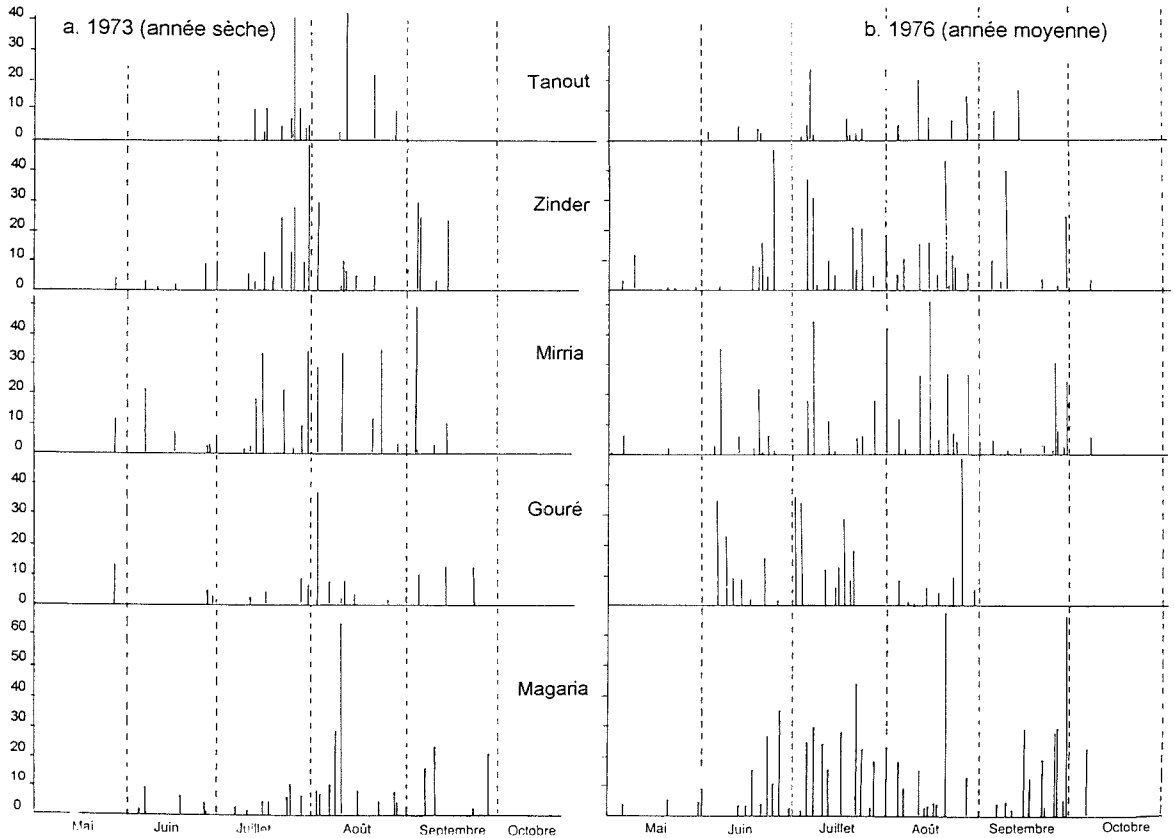


Fig10 - Précipitations journalières enregistrées dans certaines stations de la region de Zinder pour une année seche (1973) et une année normale (1976)

Fig 10 - Daily rainfall observed in the main stations of the Zinder area during a dry year (1973) and an average year (1976)

La variabilité spatiale est encore accrue par la sécheresse qui sévit dans la région depuis plus de 20 ans. C'est un phénomène bien connu des paysans de la région qui organisent d'ailleurs le terroir villageois en tenant compte de cette caractéristique. En effet, ils disposent en général de plusieurs champs dans différentes directions afin de ne pas avoir manqué de travailler sur la parcelle qui reçoit le plus de précipitations.

La variabilité temporelle est beaucoup plus facile à appréhender grâce aux longues séries de données de Zinder, Gouré, Magaria et Tanout. Elle se traduit par un graphe en dents de scie pour chacune des stations (Fig. 11). Les écarts à la moyenne peuvent être vraiment très importants.

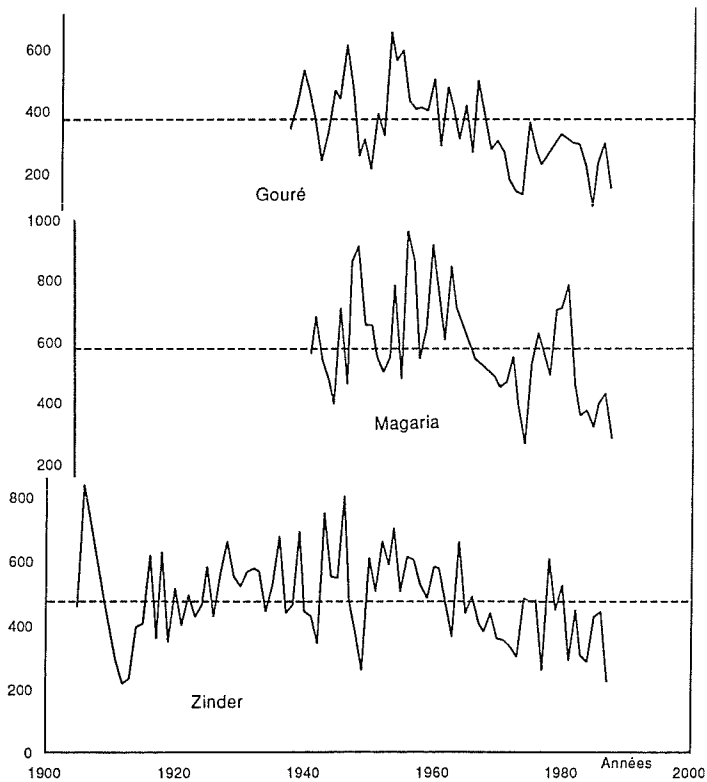


Fig.11. - Evolution des précipitations annuelles à Zinder, Magaria et Gouré. En tireté: la moyenne de chaque station.
Fig.11. - Evolution of the annual rainfall (in mm) at Zinder, Magaria and Gouré stations. Dashed line: the mean of each station.

Les précipitations tombent sous forme d'averses d'intensité élevée. L'intensité moyenne des précipitations (hauteur moyenne/durée moyenne) est, à Zinder, de 4,5 mm/h. Elle est de 3,8 mm/h à Niamey. Elle varie peu d'un mois à l'autre (Tab III). L'érosivité des précipitations demeure donc quasiment la même tout au long de la saison humide, seule la variation des autres paramètres (pente, couverture végétale, structure du sol) interviennent pour la contrarier.

Tab.III. - Durée et intensité moyennes mensuelles des précipitations à Zinder et Niamey (Les chiffres entre parenthèses se rapportent aux données de Niamey). Source: DELORME (1963, in CHARRE, 1974).

	M	A	M	J	J	A	S	O	N	Ann
D (h)	(1)	1 (6)	13 (18)	13 (20)	26 (41)	50 (61)	24 (37)	4 (7)	(1)	131 (193)
I (mm/h)			4,1 (3,2)	3,9 (4)	4,4 (4)	5,2 (3,8)	4,3 (3,1)			4,5 (3,8)

Les maximums des lames d'eau quotidiennes peuvent dépasser 100 mm (GRIFFITHS 1972). Nous n'avons pas pu disposer de données sur les intensités instantanées à Zinder. Par contre HOOGMOED (1981, 1986) signale pour la station de Niamey des intensités maximales de:

188 mm/h (pour 6 minutes) en 1963.
231 mm/h (pour 6 minutes) en 1970.
150 mm/h (pour 6 minutes) en 1971.
253 mm/h (pour 6 minutes) en 1972.
et même 386 mm/h en 1977.

Les intensités moyennes étant plus élevées à Zinder qu'à Niamey, on peut dès lors penser que des valeurs d'intensité instantanée maximale similaires à celles de la capitale peuvent être enregistrées au Damagaram.

d.- Sécheresse et évolution récente de la pluviométrie.

Depuis le début des années 70 la pluviométrie connaît une dégradation progressive (Fig. 11). Pour la station de Zinder considérée comme référence, jusqu'en 1966 et à l'exception de la période 1910-1915 qui a été particulièrement sèche, les précipitations annuelles ont été globalement supérieures à la moyenne (calculée sur les données de 1905 à 1987) (Fig. 11). Depuis 1967 les totaux pluviaux annuels restent largement en deçà de cette moyenne. Les impacts de quelques années légèrement excédentaires (1974, 1976, 1979, 1980) ne suffisent pas à gommer les effets cumulatifs des périodes de grande sécheresse de 1967 à 1973, de 1977, de 1984-1985. Sur la figure 12 est représentée l'évolution des précipitations moyennes quinquennales mesurées dans les principales stations de la région de Zinder de 1950 à 1989. La dégradation de la pluviométrie y apparaît

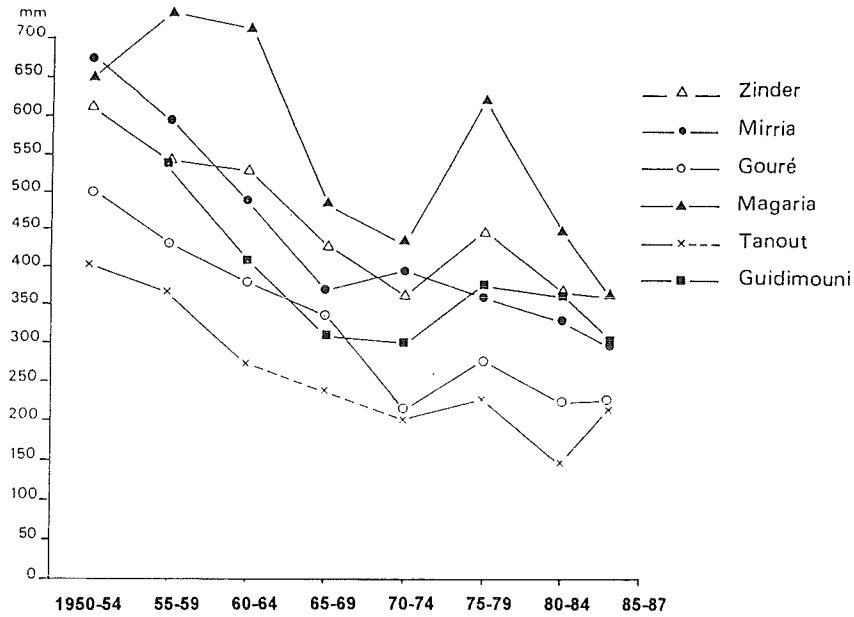


Fig.12. - Evolution des precipitations quinquennales moyennes dans différentes stations de la région de Zinder. Pour la station de Tanout, les observations sont incomplètes.
Fig.12. - Evolution of the five-year mean rainfall in some stations of the Zinder area.

de façon très nette. La baisse de la moyenne quinquennale entre la période 1950-1954 et la période 1985-1989 varie de 40 à plus de 55% (Tab. IV).

Tab.IV. - Comparaison des précipitations moyennes quinquennales des périodes 1950-1954 et 1985-1989 pour les principales stations de la région de Zinder.

Stations	Pluviométrie moyenne 1950-1954	Pluviométrie moyenne 1984-1989	Baisse de la pluviométrie
Gouré	505 mm	227 mm	55 %
Guidimouni	527 mm (1955-1959)	312 mm	41 %
Magaria	650 mm	364 mm	44 %
Mirria	673 mm	298 mm	56 %
Tanout	404 mm	215 mm	47 %
Zinder	611 mm	362 mm	41 %

Pour préciser la tendance actuelle de l'évolution de la pluviométrie nous avons appliqué un test de Kendall sur les données annuelles des 5 principales

stations de la région (Zinder, Magaria, Mirria, Gouré et Tanout). Les relevés comportant des lacunes, nous avons dû calculer des estimées à partir de régressions établies entre les stations prises deux à deux. La matrice de corrélations des 5 stations (Tab. V) a permis de choisir, pour chaque lacune, la meilleure corrélation pour calculer la valeur estimée.

Tab.V. - Matrice de corrélation entre les données pluviométriques des 5 stations principales de la région de Zinder.

	Zinder	Magaria	Mirria	Gouré	Tanout
Zinder	1				
Magaria	0,70	1			
Mirria	0,70	0,52	1		
Gouré	0,81	0,71	0,80	1	
Tanout	0,69	0,54	0,58	0,76	1

Le test a été appliqué sur les séries complétées. Les données utilisées couvrent la période allant de 1943, année d'ouverture de la station de Mirria, la série la plus courte, à 1987. Quarante cinq années ont donc été prises en compte pour cette analyse des tendances de la pluviométrie annuelle. Les résultats pour Zinder sont représentés à la figure 13. Appliqué aux autres stations, le test confirme la tendance à une nette diminution.

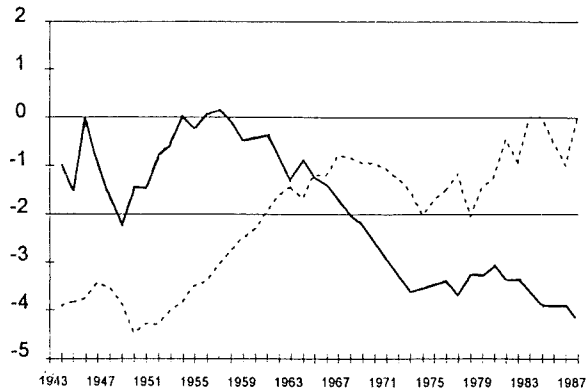


Fig.13. - Test de tendance de Kendall appliqué aux observations des précipitations à la station de Zinder (période 1943-1987). En trait gras interrompu: u(t); en trait fin interrompu: -u'(t).
Fig.13. - Kendall's trend test applied to rainfall at Zinder station: Bold dashed line: u(t); fine dashed line: -u'(t).

Le point de croisement des deux courbes u(t) et -u'(t) marque le début de la tendance. Lorsque les courbes restent écartées l'une de l'autre jusqu'à la fin de la série on peut dire que, dans la limite de la série de données disponibles, la tendance se maintient (SNEYERS, 1975). La tendance à la sécheresse commence donc au milieu des années 60.

Dès 1965, on a enregistré un léger déficit pluviométrique qui, dans l'ensemble de la région, s'est soldé par une disette appelée *Dan nana* du nom d'une nouvelle mesure de capacité introduite à cette époque pour la vente des céréales. C'est après cette disette qu'est arrivée la grande sécheresse de 1972-73 dont les conséquences furent extrêmement dramatiques pour les populations du Sahel. Cependant le déficit pluviométrique n'a pas atteint le niveau de 1984 qui engendra en 1985 la famine connue sous le nom de *Banga-banga*, c'est à dire qui n'a épargné aucune région. Au Sahel, les sécheresses sont un phénomène climatique dont il a toujours fallu tenir compte. Comme elles entraînent systématiquement des famines, celles qui se sont succédées depuis le début du siècle sont restées dans la mémoire collective des paysans. Les plus souvent citées sont celle de 1910-1915 appelée *Maï bahou* en pays haoussa, et *Kagalé kori* en Kanuri (soit la courte tige, le mil n'ayant pu se développer faute de précipitations suffisantes) et celle entre 1945 et 1950 connue sous le nom de *Darmé wando* (c'est à dire bien serrer sa ceinture pour résister à la faim). De nombreux auteurs font état de crises climatiques cycliques (ROGNON, 1991) mais restent prudents quant à la périodicité du phénomène. Après la sécheresse de 1972-73 nombreux ont été ceux qui ont considéré comme cause principale la croissance démographique et ses conséquences: le défrichement de nouvelles terres, l'augmentation du cheptel, les besoins énergétiques etc. Si la participation de l'homme est indéniable dans la dégradation des paysages sahéliens, force est de reconnaître que la sécheresse actuelle ayant pour corollaire la désertification, relève davantage de processus planétaires ("Global Change") dont on n'a pas encore déterminé tous les mécanismes.

La sécheresse actuelle se démarque de celles qui l'ont précédée par sa durée (plus de 20 ans maintenant, quoique certains auteurs pensent qu'elle aurait pris fin en 1985) (FAURE et GAC, 1981; GAC et FAURE, 1987; MAINGUET, 1990). Quelques années un peu plus humides que les autres, à la fin de la décennie 1980-1990 (ce fut aussi le cas en 1970-1980) ne donnent pas suffisamment de recul pour considérer la sécheresse comme révolue. La problématique posée par la persistance du phénomène est liée à la recherche d'un autre mode de gestion des terroirs qui tienne compte de l'évolution catastrophique actuelle et dont les effets paraissent irrémédiables, tout au moins à brève échéance. Pour apporter quelques éléments de solution au problème ainsi posé, il y a lieu d'améliorer la connaissance et les réactions des milieux les plus sensibles pour éventuellement y prendre des mesures appropriées. C'est en ce sens qu'une étude par télédétection des processus de désertification pourrait aider à la prise de décision.

Les températures.

Des données de température sont disponibles à Zinder, Magaria et Gouré. Seule la station de Zinder offre des relevés fiables et étendus sur une longue période (depuis 1951). Pour les stations de Magaria et Gouré les enregistrements ont commencé en 1957, mais de longues lacunes existent dans les séries de données (aucun relevé à Magaria en 1967, 1968, 1969, 1978 et à Gouré de 1979 à 1982 ainsi que de nombreuses données manquantes pour la plupart des années antérieures à 1980). Seules les dernières années -les plus complètes- ont dès lors été prises en compte (Tab. VI).

Tab.VI. - Températures minimum et maximum moyennes mensuelles (en °C) à Zinder, Magaria et Gouré (Tmn = moyenne des minimums; Tmx = moyenne des maximums; A = amplitude).

	Jan	Fév	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil	Août	Sept	Oct	Nov	Dec
Zinder												
Tmn	14,5	17,2	21,4	24,8	26,2	25,3	23,5	22,5	23,0	22,5	18,6	15,3
Tmx	29,7	33,0	36,8	39,7	40,0	38,1	34,2	32,4	34,9	36,9	33,8	30,4
A	15,2	15,8	15,4	14,9	13,8	12,8	10,7	9,9	11,9	14,4	15,2	15,1
Magaria												
Tmn	10,2	13,0	18,1	21,9	25,0	24,8	23,0	22,3	22,1	19,5	14,2	11,3
Tmx	28,5	32,7	36,8	39,8	40,7	37,7	34,1	33,6	35,6	37,3	33,9	29,7
A	18,3	19,7	18,7	17,9	15,7	12,9	11,1	11,3	13,5	17,8	19,7	18,4
Gouré												
Tmn	13,6	15,6	21,5	24,0	26,8	26,7	24,5	24,2	24,2	23,2	18,5	14,1
Tmx	28,6	31,4	36,6	38,3	41,1	39,5	36,1	35,5	36,8	36,9	33,3	27,4
A	15,0	15,8	15,1	14,3	14,3	12,8	11,6	11,3	12,6	13,7	14,8	13,3

Le régime thermique est caractérisé par des températures moyennes mensuelles élevées, supérieures à 20°, avec deux maximums, l'un en mai, l'autre en octobre. Ces deux maximums sont séparés par un minimum principal observé en janvier correspondant à l'hiver boréal et un minimum secondaire observé en août et lié à la saison pluvieuse (Fig. 14). A Zinder les températures moyennes mensuelles varient de 22,1°C au mois de janvier à 33,1°C au mois de mai, soit une amplitude thermique annuelle de 11°. Les moyennes des températures maximales sont égales ou légèrement supérieures à 40°C (Zinder: 40°C; Magaria: 40,7°C; Gouré: 41,1°C). Les minimums les plus bas sont observés en janvier (Zinder: 14,5°C; Magaria: 10,2°C; Gouré: 13,6°C).

Pendant les deux mois de décembre et janvier les nuits sont fraîches, notamment dans la partie sud où on peut relever des températures nocturnes de 6°C et même quelquefois plus basses (minimum absolu de 4°C à Zinder) (GRIFFITHS, 1972). Les amplitudes thermiques moyennes mensuelles sont très élevées surtout en décembre, janvier, février et mars qui sont considérés comme les mois les plus froids de l'année. Par contre, au mois de mai surtout, les

journées sont torrides, lorsque les températures atteignent et dépassent les 40°C à l'ombre. Le sol et l'air sont surchauffés. La figure 13 tirée de DUBIEF (1959) donne la courbe des températures relevées au sol à Zinder.

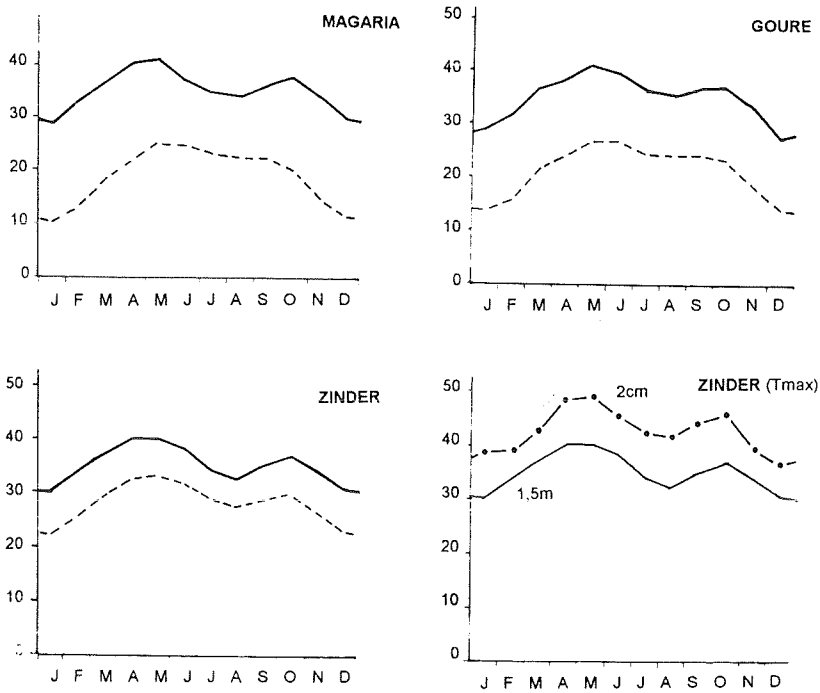


Fig.14. - Evolution au cours de l'annee de la moyenne mensuelle des temperatures maximum et minimum pour les stations de Magaria, Gouré et Zinder.Les températures maximum à 2 cm du sol (d'après DUBIEF, 1959) ont été comparées à celles sous abri pour la station de Zinder.
Fig.14. - Evolution during the year of the monthly mean maximum and minimum temperatures for some stations of the Zinder area. Maximum temperature at 2 cm above the ground (after DUBIEF, 1959) is compared with the maximum temperature under shelter at Zinder.

Contrairement à une certaine idée très répandue qui veut que les amplitudes croissent du sud vers le nord du pays, c'est la station de Magaria -la plus méridionale- qui enregistre les amplitudes moyennes mensuelles les plus élevées. Celles-ci ont une incidence sur l'altération des roches qui sont alternativement exposées aux nuits froides et aux journées chaudes. Par ailleurs, lorsque surviennent les pluies brutales de la saison humide, les roches restées pendant plusieurs semaines exposées aux grandes chaleurs sont soumises, du moins en surface, à un refroidissement assez brutal qui peut entraîner des phénomènes de thermoclastie. Ces processus contribuent sans doute au débitage des roches et à leur désagrégation granulaire. Mais ils ne jouent qu'un rôle mineur dans l'évolution morphologique étant donné que les principaux affleurements de roches cohérentes semblent figés depuis très longtemps.

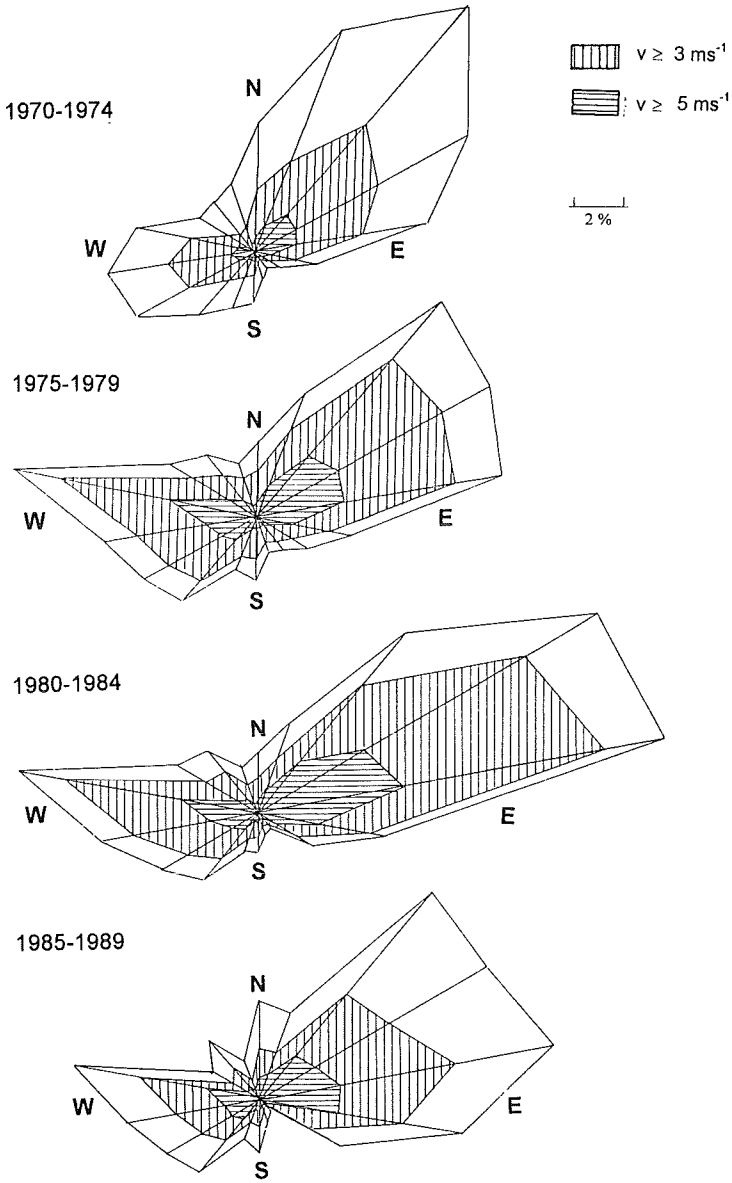


Fig. 15 - Rose des vents à Zinder pour des périodes quinquennales (secteurs de 20°).
Fig. 15 - Compass card of Zinder station for four five-year periods.

Les vents.

a.- Caractéristiques générales.

Comme pour les températures, les données utilisables ne sont disponibles que pour la ville de Zinder. Le régime des vents est marqué par les alizés continentaux soufflant de NE à E et la mousson soufflant du SW à W. L'alizé boréal s'impose de façon quasi exclusive en saison sèche, soit d'octobre à mars-avril. La mousson domine pendant la saison humide, soit de mai-juin à septembre-octobre. Cette prépondérance des deux régimes éoliens se marque nettement sur la rose des vents à Zinder (Fig. 15). Les vitesses moyennes mensuelles des vents ne dépassent guère 5 m/s (Fig. 16). Cette faiblesse relative des vents est soulignée par divers auteurs ayant travaillé au Sahel (COUREL, 1977, 1984; BARBEY, 1982). Cependant ces vitesses moyennes sont suffisantes pour engendrer déflation, érosion éolienne et remaniements des sables dunaires.

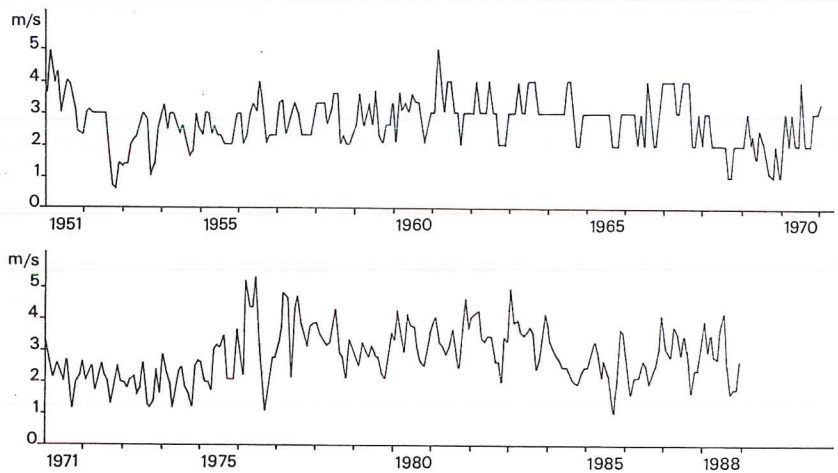


Fig.16. - Evolution de la vitesse mensuelle moyenne du vent à Zinder (1951-1988). Entre 1960 et 1970, des valeurs discrètes ont seules été communiquées.
Fig.16. - Evolution of annual mean of wind speed at Zinder station. Only discrete values between 1960 and 1970.

b.- *Le rôle morphogénique des vents.*

Les vents interviennent de diverses manières dans la morphogenèse: vannage et déflation de particules fines, abrasion et corrasion des roches cohérentes grâce aux particules qu'ils transportent engendrant polissages et cannelures. Mais le rôle le plus spectaculaire est sans doute le façonnement de modelés dunaires résultant du transport et du dépôt de particules généralement sableuses. Ce rôle morphogénique exige une vitesse limite au dessous de laquelle

il devient inopérant. Pour BAGNOLD (1954) un vent peut être considéré comme efficace, c'est-à-dire susceptible de déplacer des particules d'un diamètre égal à 200 mm, lorsqu'il atteint une vitesse de 5 m/s. Selon DUBIEF (1951), un vent est efficace dès qu'il atteint une vitesse de 3 m/s car il peut déplacer des particules de 160 mm de diamètre. Il faut souligner ici que le mode granulométrique des sables éolisés se situe en général autour de cette dimension. Pour DUBIEF (cité par COUREL & CHAMARD, 1987), l'efficacité éolienne qui dépend de la vitesse, est également liée à la turbulence qui est fonction de la rugosité de la surface et de la température du sol. Ainsi un vent turbulent d'une vitesse de 3,5 m/s est capable de déplacer des particules sableuses alors qu'un vent non turbulent de 7 m/s est inefficace (DUBIEF, 1954). MAINGUET et CALLOT (1978) fixent la vitesse éolienne minimale pour le déplacement des sables à 7 m/s. Cependant les particules considérées par ces auteurs ont des diamètres de 300 mm. En définitive, c'est essentiellement la taille des particules prises en considération qui est à l'origine des divergences entre les constatations des différents auteurs. Pour tenir compte de tous les vents susceptibles de participer à la remobilisation actuelle des sables, la vitesse de 3 m/s a été considérée -dans ce travail- comme vitesse minimale d'efficacité.

Cependant la proportion des vents de vitesse égale ou supérieure à 5 m/s sera distinguée des autres, car ces vents sont certainement encore plus efficaces. Cela permettra par ailleurs, de faire d'éventuelles comparaisons avec les études ayant adopté ce seuil comme vitesse minimale.

Selon BAGNOLD (1954) le volume de sable déplacé varie en fonction du nombre d'observations et du cube de la vitesse du vent en un lieu donné: $Pe = N*V^3$, où Pe est le potentiel théorique de transport éolien, N le nombre d'observations et V la vitesse moyenne de l'ensemble des vents mesurés. Ainsi, pour de très faibles augmentations de la vitesse du vent, l'augmentation du volume de sable déplacé sera importante.

Les relevés journaliers (8 relevés par jour) de la vitesse et de la direction des vents (station de Zinder) ont été analysés sur toute la période allant de 1970 à 1989 (Fig. 15). La fréquence des vents selon des classes de direction de 20° en 20° est donnée au tableau VII.

Les directions prépondérantes sont respectivement: 2, 4 et 6 en 1970-1974; 4, 6, 8, 10 et 28 en 1975-1979; 4, 6, 8, 26 et 28 en 1980-1984 et 4, 6, 8, 28 en 1985-1989. Les directions NNE à ENE totalisent 36,72% des relevés en 1970-1974; 35% en 1975-1979; 42,33% en 1980-1984; 35% en 1985-1989. Les directions WSW à W concernent 15% des relevés en 1970-1974; 20% en 1975-1979; 19,38% en 1980-1984 et 16% en 1985-1989. Ces directions correspondent respectivement aux directions de l'Harmattan, alizé de saison sèche, et de la mousson, alizé de la saison des pluies. Les proportions des vents efficaces par rapport aux relevés par saison sont présentées sur le tableau VIII.

Tab.VII. - Fréquences des vents (en %) par periodes quinquennales en fonction de leurs directions (en dizaines de degrés N vers E.S).

Direction	1970-1974	1975-1979	1980-1984	1985-1989	Total
2	8,9	5	3,46	3,4	5,2
4	12,17	10,56	8,76	10,14	10,4
6	9,15	10	14,68	9,9	10,94
8	6,5	9,27	15,43	11,26	10,62
10	2,35	3,64	4,8	7,73	4,62
12	1,12	2,3	2,39	3,5	2,32
14	0,7	1,65	0,77	0,58	0,93
16	1	1,45	0,85	0,87	1,05
18	1,87	2,33	1,48	2	1,92
20	2,22	2,17	1,49	1,62	1,88
22	3,16	4,25	3,25	3,5	3,53
24	4,97	4,88	4,2	4	4,5
26	5,54	5,68	6,08	5	5,58
28	4,48	9,2	9,1	7	7,44
30	2,4	3,74	3,53	2	2,93
32	2,4	3	3,09	2,9	2,85
34	2,7	2,14	1,71	1,5	2
36	5,07	2,82	2,28	3,7	3,46
Total	76,7	84	87,35	80,6	82,16
Calme	23,3	16	12,65	19,4	17,84

Tab.VIII. - Répartitions quinquennales des vents efficaces par saison.

		1970-1974	1975-1979	1980-1984	1985-1989
Saison sèche	V≥ 5 m/s	12,8 %	25,8 %	28,5 %	22,5 %
	V≥ 3 m/s	40,25 %	61,9 %	68,72 %	49,36 %
Saison humide	V≥ 5 m/s	8,8 %	25,6 %	22 %	19,44 %
	V≥ 3 m/s	37,05 %	67,68 %	62,76 %	45,32 %

Les occurrences de vent efficace (de vitesse supérieure à 3 m/s) augmentent de façon assez régulière de 1970-74 à 1980-84 avant de connaître une légère baisse en 1984-89. Cette tendance se retrouve également dans les manifestations éoliennes considérées de façon globale. Ainsi les vents calmes représentaient 23,3% des relevés en 1970-74; 16% en 1975-79; 12,7% en 1980-84 et 19,4% en 1985-89. Les vents efficaces de saison humide correspondent, en majorité, aux rafales qui précèdent, en début d'hivernage, les lignes de grains, soulevant des masses importantes de sable et de poussière. Ces manifestations

éoliennes peuvent constituer plus de 80% des vents efficaces de la saison des pluies.

L'accroissement de la fréquence des manifestations éoliennes en général et des vents efficaces en particulier se solde par des processus de déflation, d'érosion éolienne et de remaniements de sable de plus en plus intenses. La résultante des vents efficaces est un vecteur dont la direction correspond au sens de la mobilisation du sable et dont la longueur est proportionnelle au déplacement virtuel. Elle est construite en mettant bout à bout les vecteurs correspondant aux valeurs des vents efficaces provenant de toutes les directions (Fig.17). Seuls les vents les plus efficaces ($V \geq 5$ m/s) ont été pris en compte.

Au cours des 4 périodes quinquennales considérées, la mobilisation des sables a donc dû se faire selon des directions assez différentes. Elle semble avoir connu une progression régulière jusqu'en 1980-1984 puis avoir décliné en 1985-1989 en relation sans doute avec une légère hausse de la pluviosité qui a fait présumer que la sécheresse se terminait. Cependant, comme mentionné plus haut, il est encore trop tôt pour tirer de telles conclusions. Le calcul de la direction moyenne vectorielle du déplacement du sable pourrait contribuer à mieux organiser un éventuel programme de fixation des dunes dans la région concernée.

VEGETATION ET SOLS

La végétation

Le secteur de Zinder fait partie, du point de vue géobotanique, de la zone soudano-zambézienne qui se subdivise en domaines sahélien et soudanien (PEYRE DE FABREIGUES, 1980). Le domaine soudanien n'y est représenté que dans la partie sud, soit dans la région de Magaria. Le domaine sahélien qui couvre la quasi-totalité du secteur d'étude comprend, dans sa partie nord, une steppe arbustive qui passe progressivement, vers le sud, à une steppe arborée et à une savane arborée-arbustive. Les variations de densité et de hauteur de la végétation ligneuse sont fonction non seulement de la latitude, mais également du substrat et du degré d'anthropisation des milieux concernés. Dans la partie sud, la végétation ligneuse a un taux de couverture par les couronnes qui est d'environ 10%. Cette végétation ligneuse est composée surtout de peuplements d'*Acacia albida* associés à quelques grands arbres tels *Tamarindus indica, Adansonia digitata* et *Ziziphus spina christi* ou *Ziziphus mauritania*. Lorsque l'anthropisation n'a pas éliminé les strates inférieures on trouve entre les arbres une végétation assez fournie d'arbustes et de graminées annuelles où domine *Cenchrus biflorus*. Mais la plupart du temps les paysans ont nettoyé arbustes et végétation herbacée et il ne subsiste que les grands arbres dont la densité n'est pas suffisante pour freiner les processus éoliens et hydriques. Toutefois, si l'association qui vient d'être décrite constitue la principale formation végétale de la partie sud du secteur

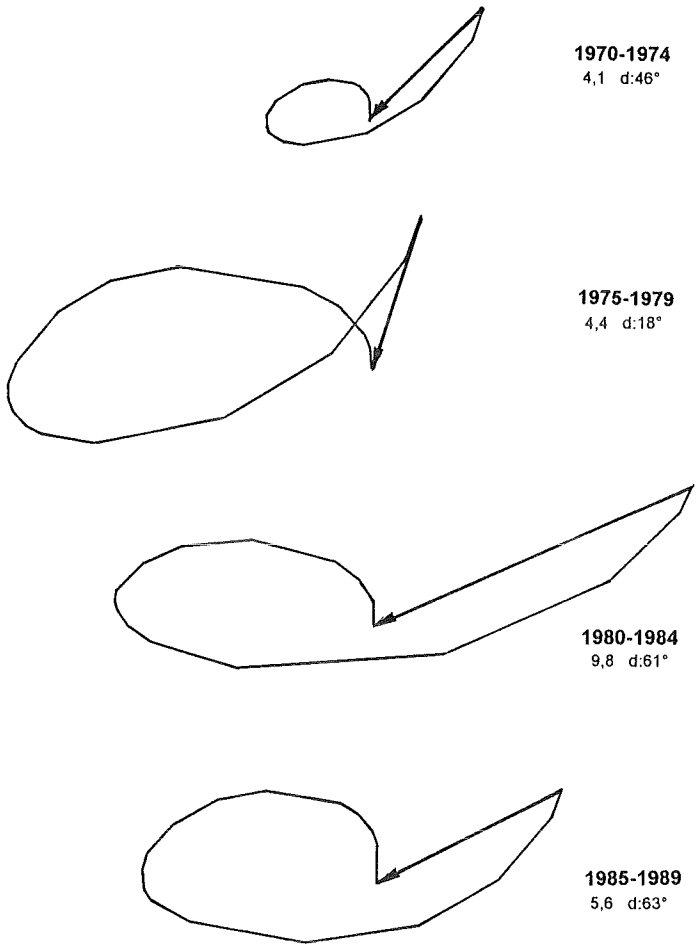


Fig.17.- Résultante des vents à Zinder calculee pour des périodes de cinq ans et en négligeant les vents de vitesse inférieure à 5 $m.s^{-1}$. Chaque résultante est caractérisée par sa dimension (l'unité utilisée est le % de fréquence) et son orientation

Fig.17 - Resultant vector of the wind at Zinder station for five years spans neglecting winds with a speed below 5 $m\ s^{-1}$. The resultant vector is characterised by its length (unit used: % of frequency) and its orientation.

d'étude, des nuances existent, liées à la topographie et à la proximité de la nappe phréatique. Ainsi dans les lits des oueds et autour des mares et des dépressions, la

densité de la couverture végétale peut atteindre 60 à 80%. Dans les dépressions interdunaires et les lits des oueds pousse une végétation phréatophile de palmiers doum (*Hyphaene thebaïca*), palmiers rôniers (*Borassus flabellifer*), de baobab (*Adansonia digitata*) et de palmiers dattiers constituant soit de véritables forêts galeries soit des oasis. Par contre, les sommets des dunes sont souvent colonisés par *Leptadenia pyrotechnica*, arbustes indicateurs de la dégradation des paysages et de la baisse de la fertilité des sols. Dans certains secteurs de la zone sud une nette opposition existe entre crêtes dunaires et dépressions (Fig.18).

Dans les secteurs à faible couverture sédimentaire dominent l'*Acacia senegal* et l'*Acacia seyal*. Lorsque les sédiments ont été complètement éliminés, amenant à l'affleurement glaçages anciens ou cuirasse et grenailles latéritiques, ces espèces sont éliminées au profit de *Boscia senegalensis* qui, du fait de racines profondes (BERNUS, 1972; WHITE, 1986), résiste mieux aux conditions de forte aridité qui caractérisent ces milieux. La densité de la couverture végétale tombe alors à des taux dépassant rarement 1%.

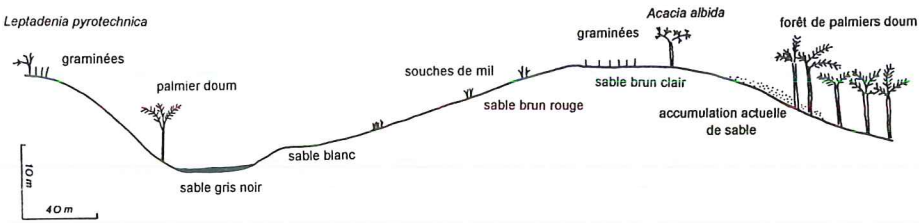


Fig.18. - Répartition de la végétation en fonction des facettes morphologiques d'une dune transversale (secteur de Rawayou, à 49 km au sud de Zinder).
Fig.18. - Vegetation types along a cross profile through a transverse dune (Rawayou area, 49 km south of Zinder). Legend: graminae, doum palm, dark grey sand, white sand, millet stump, red brown sand, light brown sand, present-day sand deposit, doum palm grove.

Sur les massifs de quartzite pousse également une végétation extrêmement ténue d'*Acacia seyal* et quelquefois de *Comifora africana* dont la taille ne dépasse guère 1,5 m.

Les bords des mares temporaires sont colonisés par des peuplements denses, quasi exclusifs d'*Acacia nilotica*.

Au fur et à mesure que l'on va vers le nord du secteur d'étude, la couverture végétale se dégrade. Le taux de couverture des couronnes ne dépasse guère 5%. Il est même souvent inférieur à cette valeur, sauf dans les vallées des koris (oueds) ou les dépressions interdunaires. Sur les sommets des dunes subsistent encore quelques exemplaires d'*Acacias albida*, mais les espèces les plus représentées sont *Balanites aegytiaca* et *Acacia raddiana*. Ces deux

dernières espèces constituent souvent des peuplements relativement denses dans les dépressions interdunaires et les vallées des oueds, remplaçant ainsi les forêts galeries à *Hyphaene thebaïca* et *Adansonia digitata* des régions sud.

Dans les secteurs à couverture sableuse discontinue du nord, la végétation ligneuse a souvent été détruite. En effet, dans cette région, les dépôts éoliens modelés en dunes, en dôme ou en dunes paraboliques offrent les sols les plus favorables à la culture du mil. Le reste du paysage possède de moindres capacités de conservation d'humidité; ce qui est déterminant dans le choix des terrains de culture dans un secteur où la pluviosité est extrêmement capricieuse. Aussi, les champs se situent-ils de façon préférentielle sur les dunes où toute autre végétation a pratiquement été éliminée. Dans ces secteurs, la couverture végétale se limite à quelques bosquets de *Combretum micrantum* et *de Guiera senegalensis* dans les creux des dunes paraboliques, réceptacles des eaux de ruissellement en saison humide. Ailleurs, sur les grès subaffleurants, la seule végétation qui se maintient est *Boscia senegalensis* quelquefois mêlé de *Combretum micrantum, Comiphora africana* et *Euphorbia balsamifera.*

Sur le plateau du Koutous des formations végétales arbustives forment une brousse tigrée aujourd'hui fortement dégradée. Les espèces les plus fréquentes sont *Cadaba farinosa, Grewia bicolor.* Mais dans certaines anfractuosités de la roche poussent également *Comifora africana, Bauhinia rufescens* et *Salvadora persica.*

Au total, le taux de couverture végétale reste très faible, en dehors de quelques sites privilégiés, et ce, même dans la partie sud du secteur d'étude, où la pluviométrie est relativement meilleure. La densité se dégrade donc de façon très sensible, lorsqu'on va du sud vers le nord et d'ouest en est, en relation avec le gradient pluviométrique. Cette baisse de la densité de la couverture végétale va de pair avec un appauvrissement floristique. La sécheresse qui persiste dans la région depuis plus de vingt ans et l'anthropisation de plus en plus poussée ont considérablement réduit la densité de la couverture végétale et, par conséquent son rôle protecteur. Les sols de plus en plus dénudés sont ainsi soumis à l'érosion et à la déflation éoliennes qui sont de plus en plus efficaces.

Les sols.

Les sols de la région de Zinder se sont essentiellement formés sur un matériau sableux d'origine éolienne. Ils appartiennent à deux groupes qui couvrent la quasi-totalité des régions agricoles du Niger: les sols brun rouge et les sols ferrugineux non ou peu lessivés.

Les premiers qui couvrent les parties est et nord-est du secteur étudié font partie des sols subarides. Ils se caractérisent par un faible développement des profils. Ceux-ci comportent un horizon A relativement épais (50 cm), brunifié par la pénétration de la matière organique et un horizon B rubéfié par les oxydes de

fer (MICHEL, 1980; GAVAUD, 1968). C'est de cette succession d'horizons bien distincts que leur vient leur dénomination de sols brun rouge. Ce sont des sols neutres, rubéfiés mais non lessivés (GAVAUD, 1968).

Les sols ferrugineux tropicaux non ou peu lessivés sont des sols de zones plus humides, où la minéralisation est relativement plus rapide. Ils couvrent le Damagaram occidental. Vers le sud, dans la vallée de la Koroma et dans la région des mares permanentes et semi-permanentes de Gazafa, ils s'associent à des sols hydromorphes et halomorphes. L'évaporation des eaux des cuvettes interdunaires donnent lieu à la concentration de sels quelquefois exploités par les populations riveraines. L'horizon A est généralement plus épais que celui des sols brun rouge et l'horizon B plus enrichi en éléments fins. Cependant ces sols ont souvent été fragilisés par l'intensité des activités agricoles. En effet, les sols ferrugineux tropicaux correspondent, dans tout le Niger en général et dans la région de Zinder en particulier, aux secteurs à forte densité humaine. En outre, sols brun-rouge et sols ferrugineux tropicaux sont en général pauvres en plasma. Leur texture est surtout sableuse, d'où une grande susceptibilité à l'érosion éolienne et/ou hydrique.

Les chaînes de sols se caractérisent par un assombrissement relatif du profil lorsqu'on va des sites de sommet de dune à ceux de bas de pente (GAVAUD, 1967). Les dépressions interdunaires, lieu de convergence des écoulements superficiels et hypodermiques, concentrent l'humidité et donc la végétation. La fourniture en matière organique y est plus abondante et les horizons peuvent avoir des teintes allant du gris clair au gris foncé. Ces teintes ne sont pas le seul fait de la présence de la matière organique, mais elles sont également liées à l'hydromorphie dont la profondeur varie avec la latitude et la saison. Les cuvettes du sud-est conservent une humidité subaffleurante même en saison sèche. Mais au fur et à mesure que l'on va vers le nord, l'eau stagnant de moins en moins longtemps dans les dépressions, les marques d'hydromorphie disparaissent.

On retiendra des sols de la région de Zinder qu'ils sont surtout sableux; ce qui leur confère une grande perméabilité mais également une forte susceptibilité à l'érosion.

L'HYDROLOGIE

Situés à la limite des bassins des Iullemmeden et du Tchad, le Damagaram et le Koutous sont des régions très éloignées des principaux cours d'eau qui drainent l'un ou l'autre de ces bassins. La position en latitude ne favorise pas non plus la formation de cours d'eau importants. Ce sont des régions endoréiques où le réseau hydrographique comprend néanmoins un chevelu assez dense de koris (oueds) qui descendent des principaux massifs rocheux, donnant naissance quelquefois à un réseau hiérarchisé, et à un ensemble de mares permanentes ou semi-permanentes.

Les koris.

Les koris sont des cours d'eau à écoulement épisodique. Leur réseau est dense surtout autour des reliefs de quartzite ou de grès sur les versants desquels les oueds prennent naissance. Le réseau est également dense dans les zones à faible couverture sédimentaire où certains oueds naissent et disparaissent sans atteindre une rivière d'ordre supérieur ou une dépression.

Le régime hydrologique de ces cours d'eau est fortement lié aux précipitations. Lorsque celles-ci sont abondantes, les crues sont brutales et dévastatrices pour les cultures, notamment au sortir des zones à fort relief. Les oueds charrient alors une eau boueuse à compétence élevée. Mais ces cours d'eau s'essoufflent très vite car les pentes sont très faibles sur les glacis qui entourent les massifs. Les oueds déposent alors leur charge sous forme de cônes de déjection plus ou moins étalés. Il se forme ainsi autour des principaux reliefs une auréole de cônes plus ou moins coalescents. Le volume de ces cônes témoigne de la vigueur de l'érosion hydrique qui, lors des précipitations abondantes, opère, surtout en début de saison humide, une ablation notable des horizons supérieurs des sols. Les oueds font en général des parcours de quelques kilomètres à quelques dizaines de kilomètres au plus, avant de déboucher dans des dépressions fermées transformées en mares temporaires ou semi-permanentes. Celles-ci se localisent dans les secteurs à couverture sédimentaire faible ou nulle qui apparaissent comme les points bas de la topographie. Les mares se situent également à la bordure de ces zones de déflation, là où des cordons dunaires font barrage à l'écoulement. Il se forme au pied de ces cordons des retenues collinaires qui constituent un chapelet de mares depuis le sud du Koutous jusqu'au Damagaram occidental: Maja, Douay, Kalkaloua, Lassiri, Chia, Kanya.

La faiblesse des pentes dans les secteurs de déflation est telle que lorsque le réseau est hiérarchisé, la vallée du collecteur principal s'étale, transformant en zones marécageuses certains tronçons du cours d'eau.

La densité du réseau hydrographique et l'étalement des vallées dans les secteurs de déflation soulignent deux caractéristiques principales des cours d'eau de la région:

1° Les oueds prennent naissance dans les secteurs où l'infiltration est freinée voire inhibée par un glaçage superficiel qui favorise le ruissellement. Les altérites du socle subaffleurant enrichies par des apports latéraux de sédiments fins ont permis le façonnement de croûtes argilo-limoneuses qui bloquent l'infiltration des eaux.

2° Les faibles pentes des glacis ne sont pas propices à l'incision. Les entailles, lorsqu'elles existent, ne dépassent guère 1 m à 1,5 m de profondeur. Au contraire, les eaux s'étalent, formant les zones marécageuses mentionnées plus haut. De pareilles zones existent au Damagaram occidental (plaines de Zermou et de Gafati).

Ces caractéristiques semblent également liées à la faible capacité érosive des oueds actuels. Lorsqu'on s'éloigne des zones à fort relief, les plus petits massifs dunaires constituent des obstacles infranchissables qui obligent les oueds à changer de direction ou à faire de larges détours. Dans les zones à couverture sableuse épaisse, le réseau de koris devient plus discontinu. Les écoulements concentrés ne s'effectuent plus que dans les dépressions interdunaires qui, lorsqu'elles sont longues de plusieurs kilomètres, fonctionnent comme de véritables cours d'eau. Pendant les périodes pluvieuses du Quaternaire supérieur, certaines dépressions ont été parcourues par des écoulements très importants qui ont façonné de larges vallées à fond plat. Ces vallées (il en existe entre Guidimouni et Guidiguir et au sud de Gazafa), malgré leurs dimensions, se perdent dans des épandages après quelques dizaines de kilomètres d'un parcours marqué par de nombreux changements de direction. Cependant le tracé de tous les cours d'eau n'est pas marqué par des déviations dues au modelé dunaire. La Koroma et son principal affluent, le Zermou appelé Korin Dada près de la confluence, ne semblent pas avoir été affectés par les barrages des édifices éoliens. Deux raisons peuvent être évoquées pour expliquer cela:

-L'écoulement pendant la dernière période humide a été si important que les bouchons constitués au cours des phases sèches ont été dégagés.

-Les oueds n'ont jamais été oblitérés par les dépôts éoliens.

La deuxième hypothèse est peu vraisemblable lorsqu'on voit l'ensablement des cuvettes et cours d'eau aujourd'hui et lorsqu'on sait (MICHEL, 1973; TRICART, 1960; BLANCK, 1968) que des grands fleuves sahéliens comme le Sénégal et le Niger ont été barrés ou déviés au cours de la grande phase aride ogolienne (20.000 à 12.000 ans B.P.). Aussi, peut-on penser que la Koroma et son affluent qui sont antérieurs aux dépôts éoliens, ont connu des périodes d'érosion intense qui ont permis de déblayer les vallées. Nous reviendrons sur cet aspect dans la troisième partie consacrée à l'étude des terrasses.

La vallée de la Koroma

a.- Caractères généraux.

Le principal cours d'eau de la région est la Koroma qui draine un bassin versant de 750 km² (SIRCOULON, 1976) constitué en grande partie de secteurs couverts par les dunes du Damagaram occidental et méridional. Ce bassin versant comporte également de vastes zones de déflation où la couverture sédimentaire est faible ou nulle. Malgré son importance, le cours d'eau se comporte comme les autres oueds du secteur d'étude. Sa vallée se perd au nord-ouest de la localité de Malaoua avant la frontière nigériane, après un parcours de 155 km. La Koroma est constituée par un certain nombre de tronçons rectilignes orientés SW-NE et NW-SE. Ce tracé se calque sur des linéaments détectés sur photographies aériennes et images satellitaires et interprétés comme fractures du socle (KARIMOUNE & OZER,1995).

La pente de la Koroma est relativement forte sur ses 50 premiers kilomètres (Fig. 19) et la vallée reste étroite. Elle est encore encaissée à

Koutchika (8°58' E et 13°22' N) à environ 70 km de la source. Mais après cette localité, les pentes étant très faibles, la vallée s'élargit et le chenal qui était unique se subdivise en plusieurs éléments donnant une rivière à tresse.

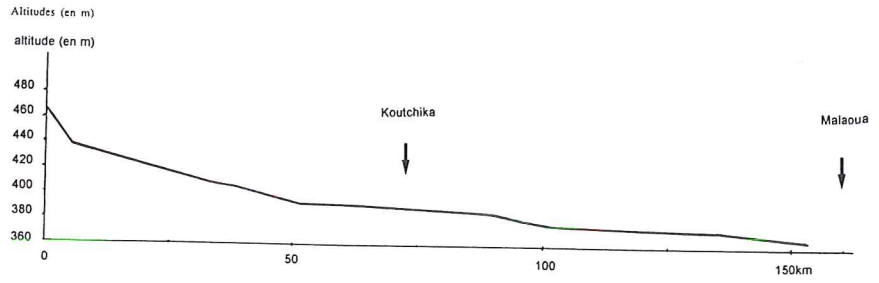


Fig.19. - Profil en long de la Koroma (d'après la carte topographique au 1/200.000e).
Fig.19. - Longitudinal profile of the Koroma river (after the 1 200 000 topographical map).

b.-.Le régime hydrologique.

Une station dotée d'un limnigraphe, installée par l'ORSTOM à Koutchika depuis 1956 a permis de suivre l'évolution du régime hydrologique de la Koroma. Les mesures comportent toutefois de nombreuses lacunes. Il faut signaler que des modifications dans l'appareillage et l'emplacement des mesures sont intervenues en 1978-79, suite à la démolition et au remplacement par un nouveau pont de l'ancien ouvrage contre lequel étaient installés l'échelle et le limnigraphe. Malgré ces inconvénients on peut apprécier l'évolution du module des écoulements de la Koroma qui traduit bien leur dégradation et, au delà, celle de la pluviosité dans la région de Zinder.

Tab.IX. - Modules annuels de la Koroma à Koutchika (période 1958-1980).

Année	Module (m^3/s)	Année	Module (m^3/s)
1958	2.29	1970	0,1
1959		1971	0,13
1960		1972	0,02
1961	>2.29	1973	0
1962	1.41	1974	0,13
1963	0.94	1975	
1964	.76	1976	
1965		1977	
1966		1978	
1967		1979	0
1968	0,43	1980	0,069
1969	0,18		

Source: SIRCOULON (1976) et Division Départementale de l'Hydraulique, Zinder (Niger)

Les débits sont faibles et même nuls. Les maximums, enregistrés entre 1961 et 1968, sont compris entre 16 et 20 m^3/s. Depuis le début des années 70 les maximums sont inférieurs à 1 m^3/s et pour de nombreuses années l'écoulement est nul. Il semble qu'il n'y ait plus d'écoulement du tout depuis le début des années 80.

Les hydrogrammes de 1968-69, 1970-71 et 1980-81 (Fig. 20) mettent en évidence la modification des modes d'écoulement et l'amenuisement de la période des hautes eaux.

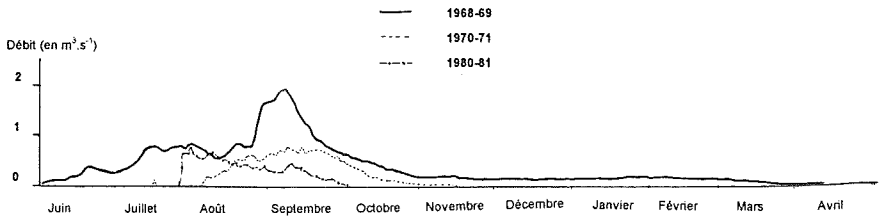


Fig.20. - Hydrogrammes de la Koroma à Koutchika.
Fig.20. - Some annual hydrograms of the Koroma at Koutchika.

En 1968-69, les effets de la sécheresse qui débute ne se font pas encore sentir. La Koroma a ses hautes eaux en septembre, c'est-à-dire avec un mois de retard par rapport à la période de pluviosité maximum. Avant les crues de septembre on enregistre de nombreuses pulsations qui peuvent être interprétées comme des apports ponctuels de l'une des deux branches qui composent la Koroma en amont de la station de Koutchika. Ces apports seraient liés à des précipitations importantes localisées sur le bassin versant. Les crues observées avant la période des hautes eaux peuvent également révéler des apports de secteurs à fort coefficient de ruissellement comme les zones de déflation. La contribution de ces surfaces imperméables peut représenter la quasi-totalité de l'écoulement de l'hydrogramme des petits bassins versants (RODIER, 1989).

Par contre, le retard de la principale période de crue par rapport au mois le plus pluvieux procède du rôle d'éponge que jouent les formations sableuses qui recouvrent la majeure partie du bassin versant. A partir de la deuxième décade du mois de septembre commence la décrue qui s'étale jusqu'à fin octobre. Ensuite, c'est la période des basses eaux qui se poursuit jusqu'à la fin de la saison sèche, les étiages les plus sévères se situant en avril et mai, avec arrêt total de l'écoulement.

En 1970-71, la période des hautes eaux se situe toujours en septembre et elle est précédée par des pulsations observées au mois d'août. Cependant la crue principale et les pulsations citées ci-avant sont nettement plus faibles qu'en 1968-1969. Par ailleurs, l'écoulement ne commence qu'en août pour s'achever dès la

mi-novembre. Pourtant, l'écart entre les précipitations annuelles de 1968 et celles de 1970 n'est pas énorme:

Tab.X. - Précipitations tombées à Zinder et à Magaria en 1968 et en 1970.

	1968	1970
Zinder	375,7 mm	354,7 mm
Magaria	479,5 mm	463,8 mm

La différence tient au fait que plusieurs années relativement humides précèdent l'hydrogramme de 1968-69 qui n'est donc pas (ou peu) affecté par la sécheresse qui est à ses débuts. En 1970, la sécheresse est installée depuis trois ou quatre ans et a fortement réduit les réserves du sol. A cet amenuisement des réserves du sol s'ajoute la baisse de la pluviosité et donc des possibilités de recharge des nappes. La pluviométrie moyenne des trois années qui précèdent chacun des deux hydrogrammes traduit la différence d'alimentation et explique le comportement hydrologique du cours d'eau en 1968-69 et en 1970-71.

Tab.XI. - Moyenne pluviométrique à Zinder et Magaria pour les trois années à relevés complets précédant l'année d'établissement de l'hydrogramme.

	Pluviométrie moyenne (période 1967-1969)	Pluviométrie moyenne (période 1969-1971)
Zinder	422,4 mm	388,8 mm
Magaria	550 mm	462 mm

Le déficit est plus sévère (près de 90 mm) pour la station de Magaria, la plus méridionale et la plus arrosée. C'est sans doute ce déficit qui a pesé dans l'alimentation de l'écoulement de 1970-71.

L'hydrogramme de 1980-81 qui intervient après une série d'années sans écoulement, est très différent des deux précédents. La crue se situe en fin juillet. La montée des eaux est brutale et souligne l'amplification des processus de ruissellement au détriment de l'infiltration. Après la crue de fin juillet, malgré quelques remontées des eaux en août et septembre, liées sans doute à des précipitations abondantes mais localisées, le débit diminue régulièrement jusqu'à la cessation totale des écoulements, dès le début du mois d'octobre. Bien que la pluviométrie de l'année 1980 ait été bonne (524,1 mm à Zinder et 779,8 mm à Magaria), la crue a à peine atteint le niveau de 1970-71 avec une durée beaucoup plus réduite. En outre on a enregistré seulement 68 jours d'écoulement en 1980-81 contre 103 jours en 1970-71.

Le comportement hydrologique de la Koroma met donc en évidence l'évolution morpho-bio-climatique de la région. La sécheresse qui sévit au Sahel depuis plus de vingt ans a pour conséquences entre autres:

- l'amenuisement, voire la disparition des nappes phréatiques, la recharge n'étant plus assurée par des pluies suffisantes.
- la réduction de la couverture végétale qui ne joue plus son rôle de frein au ruissellement.
- le ruissellement est au contraire accentué par les encroûtements superficiels; ce qui donne lieu à des crues brutales qui provoquent le ravinement dans les terrains meubles.

Les mares.

Les mares et lacs permanents ou semi-permanents constituent la troisième composante du réseau hydrographique du Damagaram et du Koutous. Ils peuvent être subdivisés en deux catégories:

- Les lacs et mares qui se forment dans les secteurs à faible couverture sédimentaire.
- Les cuvettes localisées dans les dépressions interdunaires.

Les premiers, qui recueillent les eaux des oueds qui descendent des massifs rocheux environnants, comportent les lacs les plus étendus (Guidimouni, Gazafa, Falki, Gayi, Gouské, Babanko). Quelques-uns se sont formés à la limite sud de la grande aire de déflation localisée sous le vent du plateau du Koutous, là où le modelé dunaire fait obstacle à l'écoulement superficiel. Les autres se situent sous le vent des massifs de quartzite du Damagaram méridional. Ces mares et lacs sont alimentés non seulement par l'écoulement superficiel mais également par le sous-écoulement. Ils sont en général peu profonds (la profondeur maximale est de 3,5 m en période de remplissage au lac de Gouské près de Gayi). Leur extension est fonction de la pluviométrie annuelle.

Lorsque plusieurs années relativement humides se succèdent, certaines mares peuvent être pérennes. Aujourd'hui, leur remplissage est davantage lié à l'écoulement superficiel et il ne reflète pas une pluviosité élevée. Ainsi, lors de la campagne de terrain de 1993 nous avons pu constater que les mares de Gouské et Babanko qui drainent une vaste aire de déflation à fort coefficient de ruissellement, étaient remplies alors que le principal lac de la région, le lac de Guidimouni, était presque à sec. Celui-ci, entouré de toutes parts par de grandes dunes, semblerait donc plus dépendant du sous-écoulement.

La deuxième catégorie de mares doit également son existence au sous-écoulement et à la remontée de la nappe. Ces mares se localisent dans la partie sud-est du secteur d'étude, entre Guidimouni et Guidiguir au nord et la frontière nigériane au sud. C'est la zone la plus basse, vers laquelle se fait le drainage. D'innombrables mares interdunaires sont représentées dans cette région sur la carte topographique au 1:200 000 établie par l'IGN en 1963 et sur la carte

géologique au 1:200 000 de MIGNON (1970). Les formations sableuses et les alluvions des oueds abritent une nappe dont le mur est constitué par les altérites du socle sous-jacent (BOUREIMA, 1978) et dont le toit varie en fonction de l'alimentation en eau (au cours de la saison des pluies) et de l'évaporation. Celle-ci atteint des valeurs de 2400 mm/an dans la région. Le cumul des déficits pluviométriques depuis le début des années 70 a fait considérablement baisser le niveau des nappes. La grande majorité des mares et des cuvettes interdunaires a donc disparu. Les paysans qui pratiquent des cultures de contre saison dans ces cuvettes doivent creuser des puisards de plus en plus profonds (1,5 m en janvier 1991 à Aoujé au nord de Hamdara, mais 7 à 10 m à l'amont du lac de Gouské en mars 1993 et également 7 à 10 m dans les alluvions de la Koroma à Koutchika et dans celles du kori de Guidimouni en janvier 1990).

La sécheresse qui a engendré la modification du régime hydrologique des cours d'eau, a également transformé celui des mares et des nappes superficielles. Le niveau de ces dernières ayant fortement baissé, il faudrait une importante série d'années humides pour permettre leur recharge. Le développement spectaculaire des cultures de contre saison dans les cuvettes depuis le début des années 80 pompe une partie non négligeable de ces nappes (il n'en existe pas à notre connaissance d'estimation chiffrée) et ne facilite pas leur reconstitution.

Les mares ont été affectées différemment selon qu'elles se localisent dans des aires étendues de déflation ou dans des dépressions interdunaires. Celles des dépressions interdunaires ont connu la même évolution que les aquifères dont elles sont dépendantes. Les autres ont un remplissage qui est fonction des eaux ruissellées sur les aires qu'elles drainent, leur évolution au cours de l'année étant liée à l'évaporation et à l'usage qu'en font les hommes et les animaux.

DEUXIEME PARTIE

LES FORMES DE TERRAIN
The landforms

Les études géomorphologiques consacrées au Damagaram et au Koutous sont rares pour ne pas dire inexistantes. URVOY (1933, 1935), DRESCH et ROUGERIE (1960) donnent des descriptions succinctes des formes de relief de la région dans des articles consacrés souvent à l'ensemble du territoire nigérien. D'importants travaux de sédimentologie, de palynologie, de paléolimnologie, de stratigraphie et de géomorphologie ont été réalisés dans la cuvette tchadienne, notamment par SERVANT (1973), SERVANT-VILDARY (1978), DURAND *et al.* (1979, 1980, 1981, 1982, 1984), MALEY (1980, 1982), dans l'Aïr par VOGT et BLACK (1963), MOREL (1980, 1981, 1983, 1984). De nombreuses recherches ont été effectuées par des équipes allemandes (JÄKEL, 1977; HÖVERMAN, 1967) dans le Tibesti et le Sahara nigérien. Elles intéressent d'ailleurs de plus en plus le Sahel et en particulier le Manga, le Damagaram-Mounio et le Koutous dans le cadre d'études sur les fluctuations climatiques et le problème de différenciation dans les générations de dunes (MENSCHING, 1979; VÖLKEL, 1989; VÖLKEL et GRUNERT, 1990). Il faut enfin signaler les nombreux travaux de MAINGUET et collaborateurs (1976, 1979, 1982, 1983, 1984,) portant sur les ergs du Niger oriental (Fachi-Bilma et Haoussa) recouvrant des aspects de géomorphologie et télédétection. Mais les études de base restent les travaux de FAURE, déjà évoqués auxquels s'ajoutent ceux de PIRARD (1964, 1966), ces derniers davantage consacrés au Manga et à la cuvette tchadienne. La géomorphologie du Damagaram-Mounio a donc été abordée par divers auteurs ayant souvent des préoccupations différentes. Mais aucune étude régionale n'a, à notre connaissance, été menée dans la région. La présente étude s'appuie sur l'interprétation de photographies aériennes et les observations de terrain que nous avons réalisées au cours de trois campagnes menées en 1990-91, 1991-92 et en 1993.

Les modelés associés à une nature lithologique déterminée sont bien différenciés. Les reliefs sur formations du socle sont fortement influencés par la structure plissée et la résistance différentielle des roches à l'érosion. Les plissements ont été plus intenses au Damagaram occidental où les axes sont verticaux ou subverticaux. Au fur et à mesure qu'on s'éloigne de cette région, les plis deviennent de moins en moins resserrés, aboutissant, au Damagaram oriental, à des ondulations dont le pendage ne dépasse pas 45°. Les formes les plus fréquentes sur les formations du socle sont des crêtes allongées ou des collines isolées (Fig.21). Ce modelé occupe les parties les plus élevées (de 450m à plus de 650m) du Damagaram occidental (Fig.22).

Les grès continentaux hamadiens montrent des formes structurales subhorizontales sur les versants et dans les vallées du plateau des Koutous, entre 500 et plus de 600m (Fig. 21 et Fig. 27). Dans le Nord du Damagaram, ils forment des placages sur le socle ancien et se montrent très discrets dans la topographie.

Enfin les sables sont surtout façonnés en différents systèmes dunaires dont la morphologie et la taille semblent déterminées par leur localisation par rapport aux reliefs sur les deux autres formations géologiques et également par les remaniements ultérieurs. Ils occupent en ordre principal les zones basses du Damagaram (entre 370 et 450m) où les *koris* tentent quelquefois de s'installer. Les sables envahissent également les parties basses des zones en relief (Damagaram occidental, ainsi que les piémonts et vallées du plateau du Koutous) (Fig.21, 22 et 27).

CHAPITRE III
RELIEF SUR LES ROCHES DU SOCLE.

ABSTRACT. The landforms on rock foundation

The flat landforms of the Damagaram area are only interrupted by metamorphic quartzite hills. With their vertical beds, those hills rise abruptly in the landscape. Outside the area around the "young" granite massifs of Zinder and Tchouni-Zarniski where they also appear, the quartzite hills actually constitute the skeleton of the low dividing ridge of the Damagaram area, more than 550 m high and stretching from Ouamé to Illéla (respectively some 43 km to the NE and 50 km to the SE from Zinder).

The granites principally outcrop along a SW-NE axis perpendicular to the Damagaram low ridge. Granitic rocks whether "young" or "ancient" stand out in the landscape by the core boulders or even tors inherited from a woolsacks weathering. Landforms of the foundation rocks are thus only exposed parts of the unweathered substratum by removal of the saprolite and this, not after but probably before the deposition of the Koutous sandstones. The Dogo and Guidiguir basin on either side of the dividing ridge have been dug out in an easily weathered rock, perhaps granite as suggested by cross-section C-D on the fig.5.

At the foot of the quartzite hills, stepped rock fans are sometimes present beside eolian sand veneer. They give evidence of an ancient pedimentation process and of a progressive erosion of the saprolite at least in its last phases. Datation of those rock fans can be attempted with the help of lateritic duricrusts characteristics (see ch. VI).

RESUME

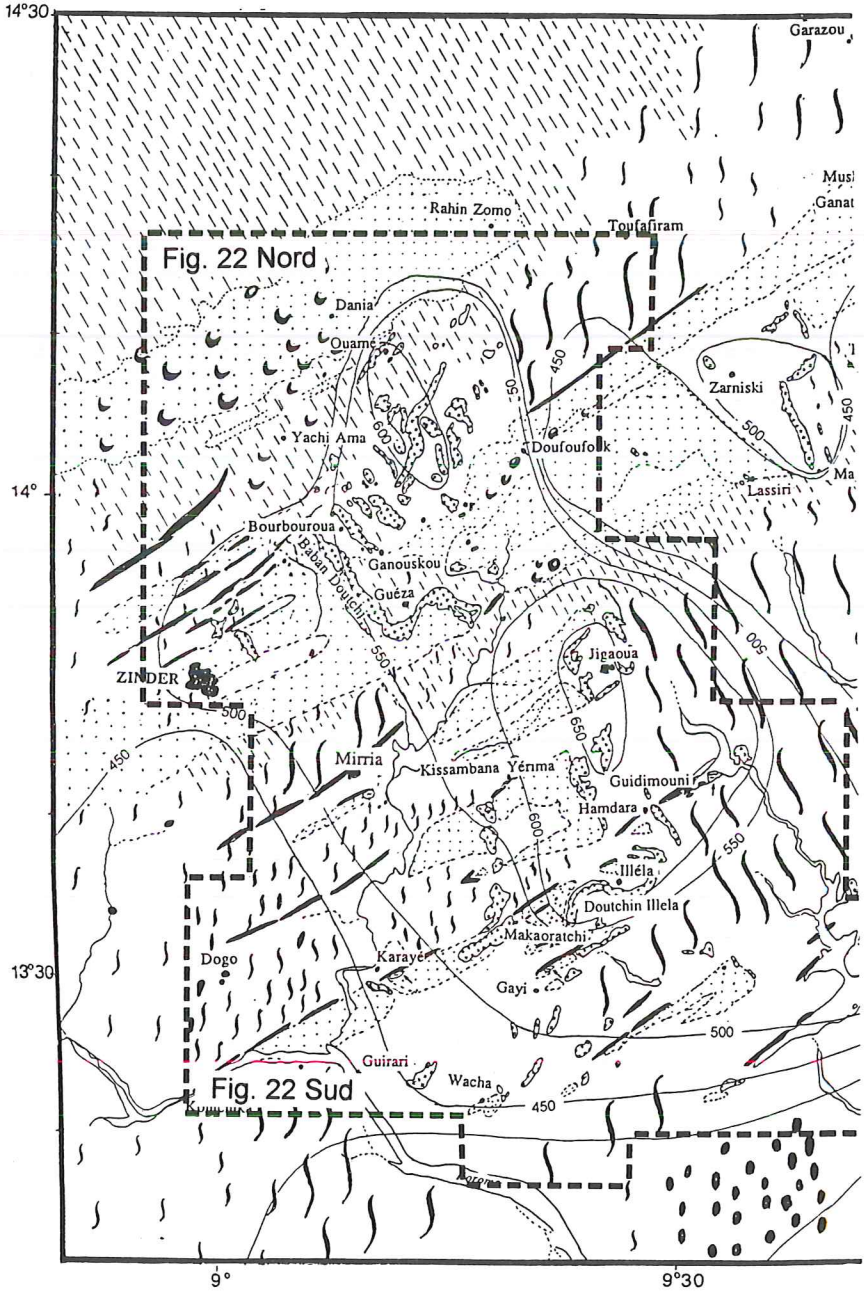
Les formes adoucies du Damagaram ne sont pratiquement interrompues que par les collines de quartzite métamorphique. Avec leurs bancs redressés, celles-ci s'élèvent de façon abrupte dans le paysage. Hormis les abords des massifs de granite "jeune" de Zinder et de Tchouni-Zaniski où elles sont également présentes, les collines quartzitiques constituent l'articulation de la dorsale du Damagaram qui, avec ses altitudes supérieures à 550 m, s'étend d'Ouamé à Illéla (respectivement à quelque 43 km au NE et 50 km au SE de Zinder).

Les granites affleurent principalement selon un axe SW-NE perpendiculaire à la dorsale du Damagaram. Les roches granitiques "jeunes" ou "anciennes" se signalent dans les paysage par des amas de blocs, voire des tors, hérités d'une altération en boules. Le relief du socle est donc uniquement dû à la dénudation de parties non altérées du substratum, vraisemblablement dès avant le dépôt des grès continentaux hamadiens. Les dépressions de Dogo et de Guidiguir, situées de part et d'autre de la dor-sale ont probablement été creusées dans une roche qui s'altère aisément, du granite (?) comme le suggère la coupe C-D de la fig. 5.

Au pied des collines de quartzite, apparaissent quelquefois, à côté des placages de sable éolien, des cônes rocheux étagés, derniers vestiges d'une pédimentation, qui témoignent de la progressivité de l'ablation des altérites, dans leurs dernières phases du moins. Les cuirasses latéritiques qui couvrent ces cônes rocheux sont susceptibles d'apporter des éléments de datation (ch. VI)

Fig.21.- Carte géomorphologique simplifiée du Damagaram et du sud du plateau du Koutous. Les isohypses sont ici des courbes de forme très généralisée qui ne prennent pas en compte le relief des collines quartzitiques. Pour plus de détails, voir figure 22 et 27 délimitées sur ce document.

Fig.21.- Simplified geomorphological map of the Damagaram and the southern part of the Koutous plateau. Contour lines are oversimplified so as the quartzitic hills topography does not appear. For more details, see Fig.22 and Fig.27 sketched on this map.



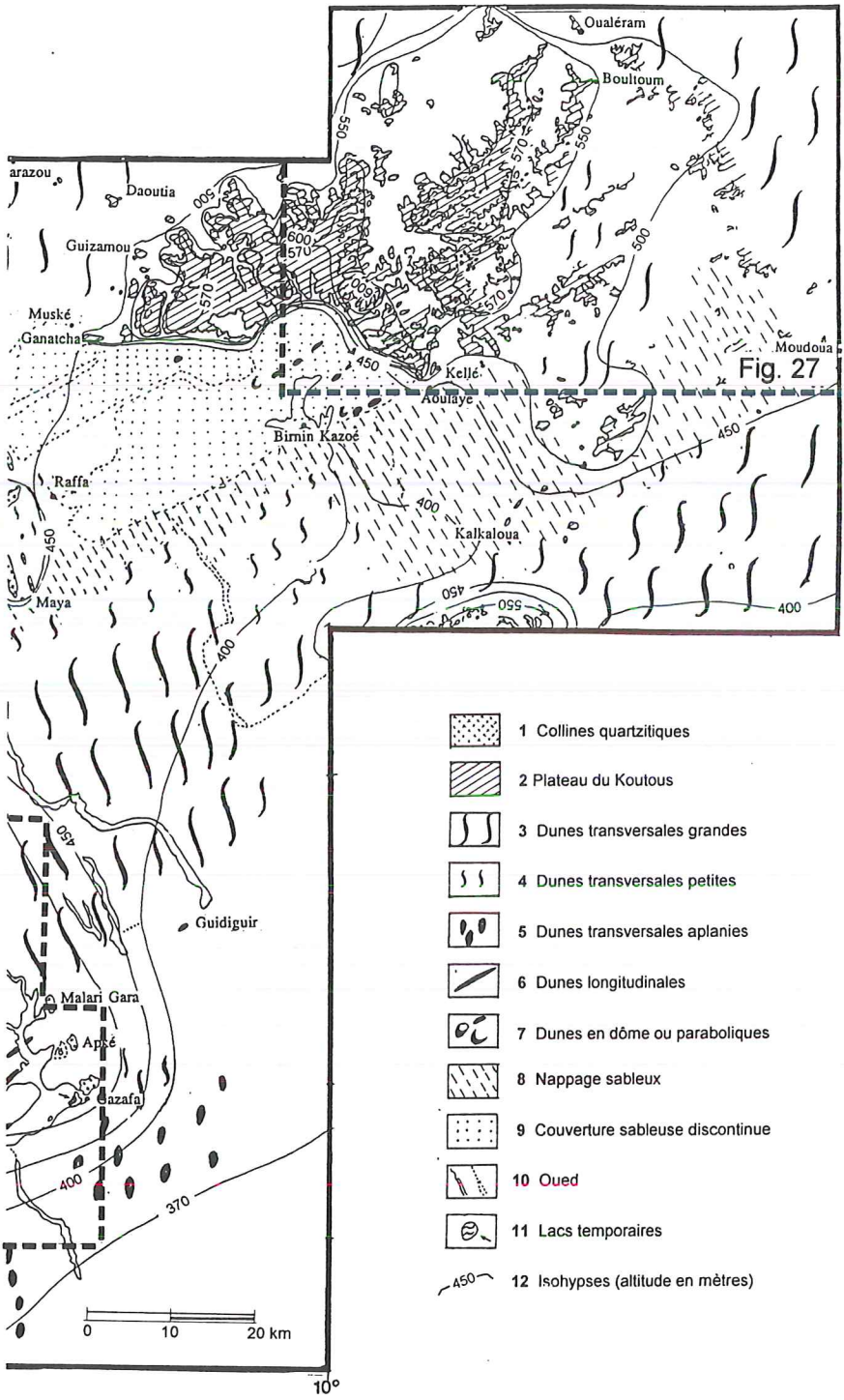

Oualéram
Boultoum
arazou
Daoutia
Guizamou
Muské
Ganatcha
Moudoua
Fig. 27
Kellé
Aoulaye
Birnin Kazoé
Raffa
Kalkaloua
Maya
Guidiguir
Malari Gara
Apté
Gazafa
0
10
20 km
10°
1 Collines quartzitiques
2 Plateau du Koutous
3 Dunes transversales grandes
4 Dunes transversales petites
5 Dunes transversales aplanies
6 Dunes longitudinales
7 Dunes en dôme ou paraboliques
8 Nappage sableux
9 Couverture sableuse discontinue
10 Oued
11 Lacs temporaires
12 Isohypses (altitude en mètres)

Fig.22. A.- Detailed geomorphological map of the Western Damagaram. A.- Northern part. Legend: 1. quartzitic hills (quartz vein); 2. continental sandstone outcrops; 3. other outcrops; 4. stone veneer; 5. lateritic duricrust; 6. longitudinal dunes, well preserved (a) or degraded (b); 7. parabolic dunes; 8. passage-ways between transverse dunes: 9. sand cover without structure; 10. thin sand cover; 11. ancient sand fans; 12. recent sand fans; 13. pediments eroded in a sand cover and present-day sandy fans; 14. wind striae; 15. temporary ponds and lakes; 16.present-day lake beaches; 17. episodic flow; 18. gullies; 19. fault or lineament.

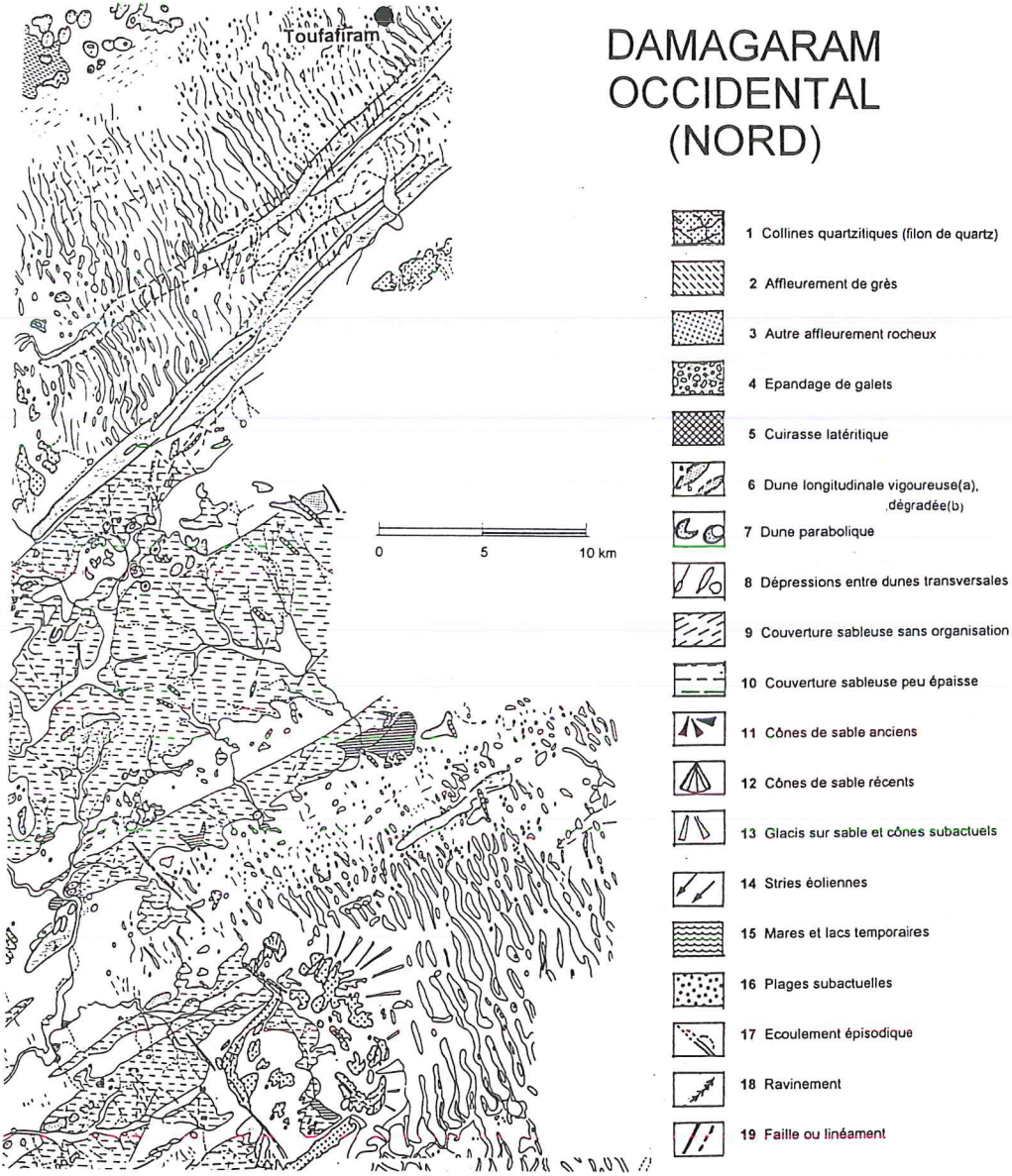


Fig.22. A.- Carte géomorphologique détaillée du Damagaram Occidental. A.- Partie Nord.

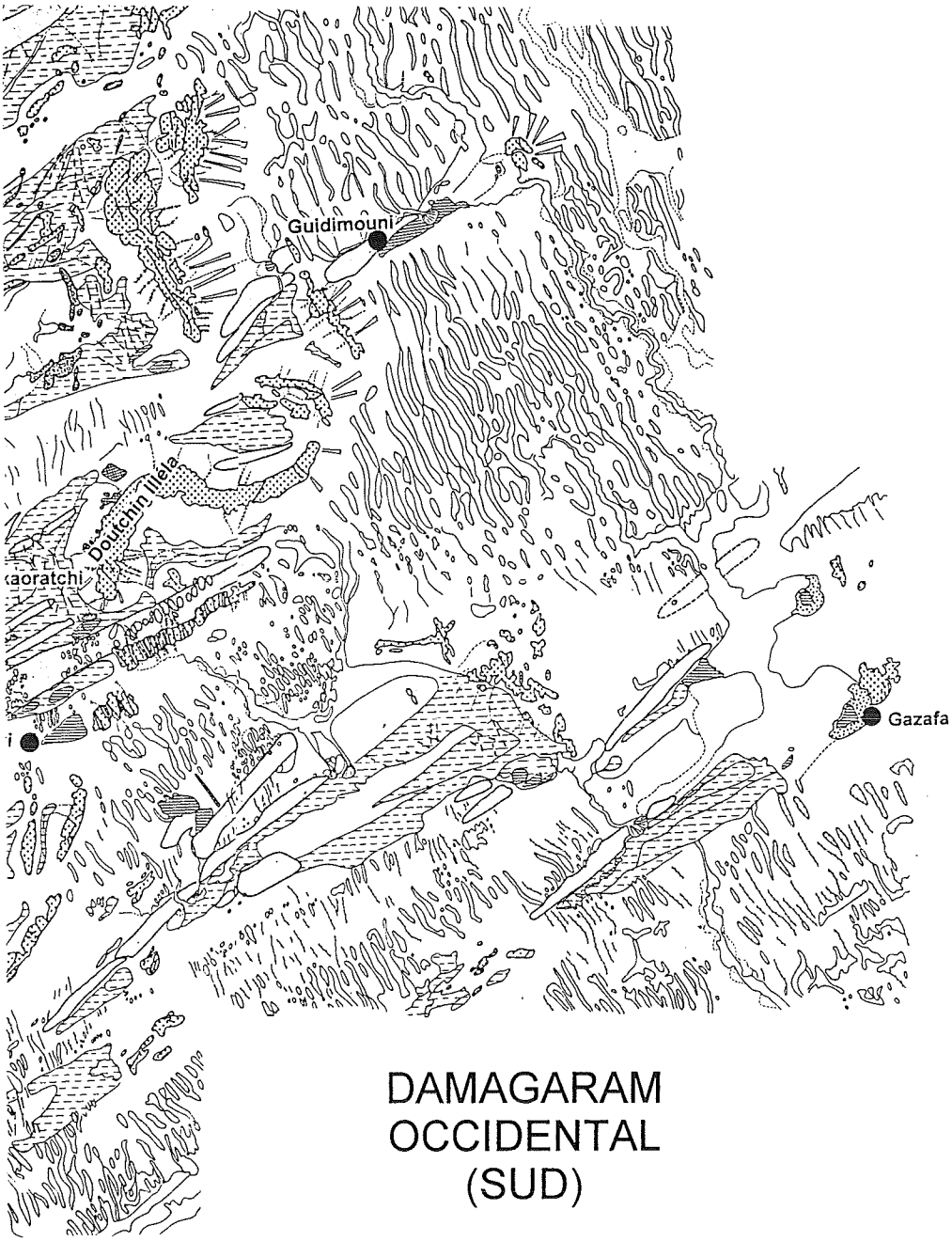


Fig 22 B - Detailed geomorphological map of the Western Damagaram B Southern part
Legend see Fig.22 A

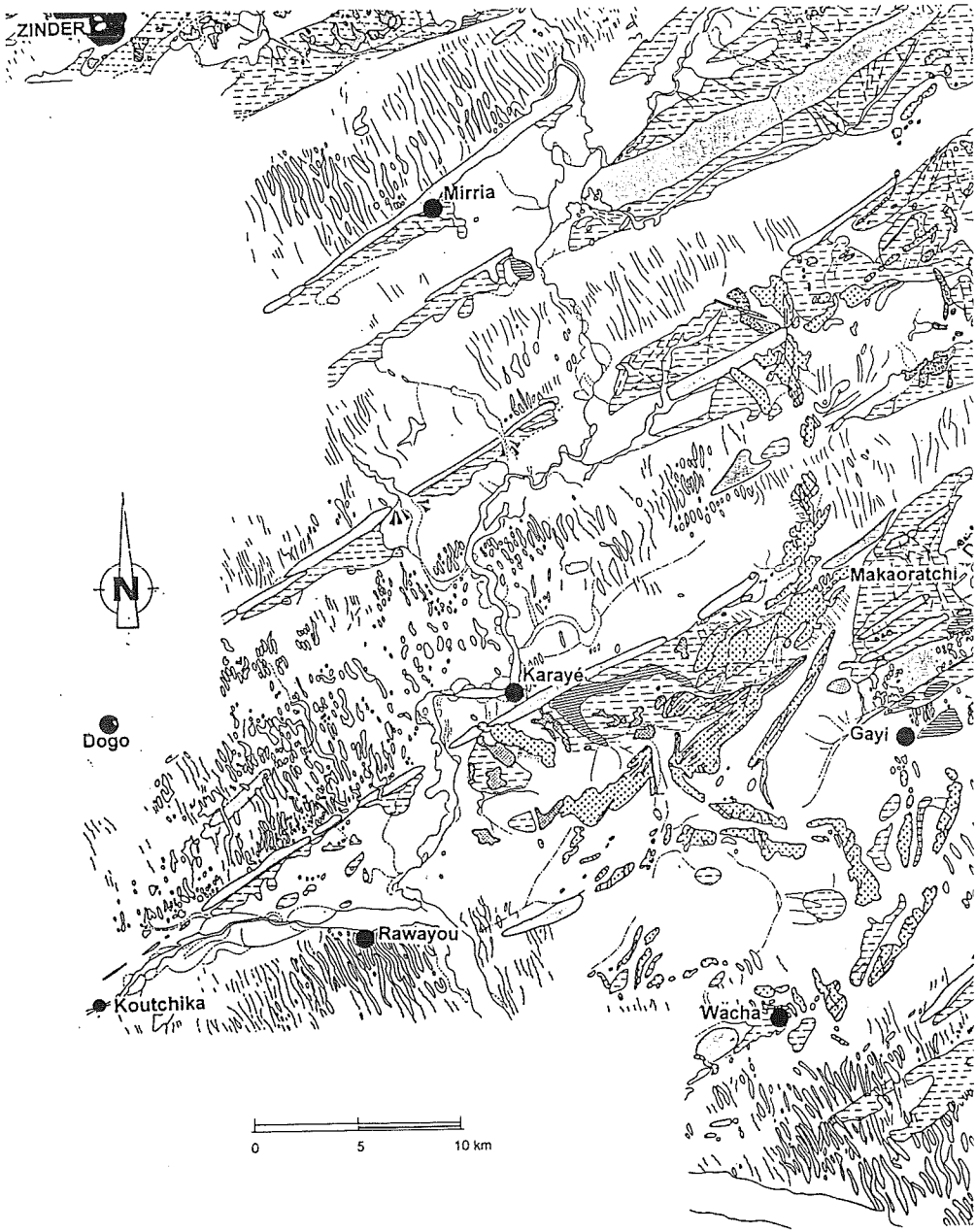


Fig.22. B. - Carte géomorphologique détaillée du Damagaram Occidental. B.- Partie Sud.
Légende: voir Fig. 22 A.

Les roches du socle précambrien et les granites "jeunes" sont les formations les plus anciennes de la région. Elles ont eu une longue évolution et ont sans doute été exposées à plusieurs phases de météorisation qui ont fortement dégradé les roches les moins résistantes. Le modelé du socle traduit cette résistance différentielle et l'ancienneté des processus. On pourra distinguer le modelé des séries cristallophylliennes et celui des roches granitoïdes.

MODELÉ DES SERIES CRISTALLOPHYLLIENNES.

Parmi les séries cristallophylliennes, seuls les quartzites donnent des reliefs bien marqués dans la région.. Dans les échelles de résistance établies par divers auteurs pour le monde tropical les quartzites sont en effet classés parmi les roches les plus résistantes (MICHEL, 1973). Mais les variations de faciès et les différences d'épaisseur des bancs introduisent des nuances dans la résistance face à l'érosion, nuances exploitées par les agents de météorisation.

Les formes les plus caractéristiques sont des barres allongées ou des collines alignées NE-SW ou NW-SE (Fig.23), c'est-à-dire correspondant aux deux principales directions du socle. C'est qu'avant tout, les reliefs des séries cristallophylliennes, en particulier ceux des roches quartzitiques, sont déterminés par les caractéristiques structurales. Ils résultent de la structure plissée à axe subvertical qui a affecté ces roches. Les altitudes sensiblement égales, comprises

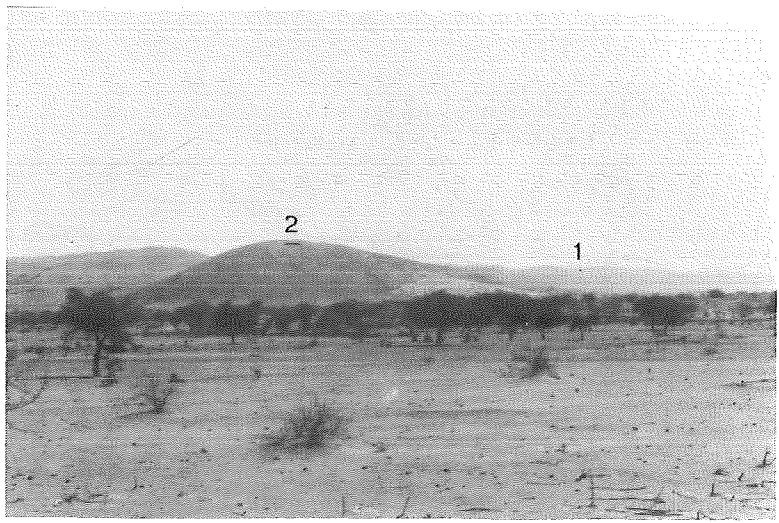


Fig.23. - Colline arrondie (2) et crête (1) sur quartzite. A noter, le cône de sable éolien du versant orienté vers le NE.
Fig.23. - Well rounded hill (2) and crest (1) on quartzitic rocks. Note the aeolian sand fan at the foot of hill facing NE.

entre 550 et 650 m, laissent penser, que les roches du socle du Damagaram ont pu être tronquées par une surface d'érosion. Les roches les moins résistantes ont été ultérieurement déblayées laissant en relief les bancs de quartzite. Ceux-ci ont une morphologie qui est fonction de leur faciès et de leur épaisseur. Les massifs les moins réduits, dont l'altitude est de 600 à 650 m, se localisent dans les parties centrale et septentrionale du secteur étudié, dans les régions de Guéza, Jigaoua, Illéla et de Ouamé (fig. 21).

Les sommets s'alignent selon un axe NW-SE correspondant à l'une des deux principales direction du socle. Les massifs ont en général un sommet relativement plan faisant apparaître des litages. Ceux-ci sont bien visibles sur les photographies aériennes au sommet du Baban Doutchi (secteur de Guéza) qui a une forme en "J" renversé ou celui du Doutchin Illéla (secteur d'Illéla) ayant la forme d'un "S" allongé (Fig.24).

Fig.24. - Colline quartzitique arquée près de Doutchin Illéla, soulignant un plissement. Noter la stratification redresée des bancs.
Fig.24. - Curved quartzitic hill near Doutchin Illela underlining folds. Note the vertical stratification of the beds.

Ces deux barres ainsi que les autres massifs culminant dans la région sont constitués par des bancs épais de quartzite de la Formation III et semblent n'avoir subi qu'une faible dégradation depuis que leur sommet a été tranché par un niveau d'érosion. C'est sans doute pour cette raison que la structure fine n'est pas

masquée par les altérites. A partir des massifs de la partie centrale et septentrionale, les altitudes décroissent dans toutes les directions, le relèvement se faisant seulement au Koutous, vers le NE et au Mounio, vers le SE. Lorsque les quartzites sont moins épais et qu'ils alternent avec des couches de moindre résistance, des grès-quartzites ou des grès peu consolidés par exemple, l'érosion différentielle dégage une succession de crêtes et de couloirs semblable au relief de type appalachien comme c'est le cas entre les localités de Karayé et Makaoratchi (fig. 25). L'alternance de crêtes effilées et de larges zones déprimées résulte également de la mise en évidence des quartz filoniens et de brèches silicifiées, tous deux très résistants qui restent en relief alors que les formations encaissantes, souvent des roches granitoïdes, sont facilement érodées.

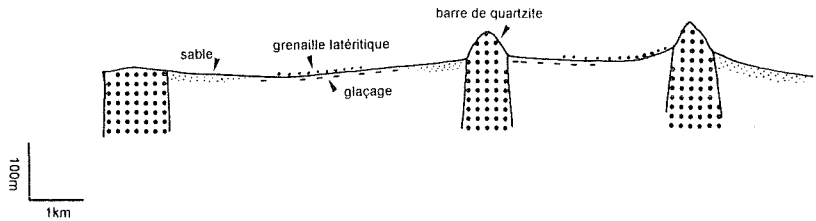


Fig.25 - Coupe à travers la colline quartzitique de Doutchin Illéla (fig.24)
Légende: 1. banc de quartzite, 2. épandage de grenaille latéritique; 3. glaçage. 4. recouvrement sableux.

Fig.25 - Cross section through the quartzitic hill of Doutchin Illéla (fig.24)
Legend: 1. quartzitic beds; 2. veneer of lateritic concretions; 3. soil glazing. 4. sand cover.

Lorsqu'on quitte le secteur des reliefs d'altitude, les barres de quartzite, même constituées de bancs épais, sont moins bien conservées et l'aspect plan des surfaces sommitales cède la place à des formes plus déchiquetées.

La désagrégation des barres de quartzite dépend également de l'importance de la tectonisation. Les massifs les plus intensément fracturés sont plus facilement réduits par l'érosion. Ainsi le Doutchin Illéla peu affecté par les cassures domine les massifs environnants très fracturés (fig. 21). Cette tectonisation se traduit par le débitage des bancs de quartzite en blocs de tailles diverses (en général de plusieurs décimètres à plus d'un mètre). Ces blocs et les divers produits issus de la météorisation des quartzites recouvrent le sommet et les versants des massifs leur donnant un aspect chaotique. Certains filons de quartz ayant subi de fortes tensions lors de leur mise en place ont également cet aspect chaotique (exemple du dyke à caractère mylonitique situé à quelques km à l'est de Kissambana Yérima et recoupé par la route nationale Zinder-Gouré).

Les reliefs décrits ci-dessus correspondent aux quartzites massifs ou aux bancs de quartzite pur de la formation III alternant avec des bancs de roches moins résistantes ainsi qu'aux filons de quartz. Aux quartzites grumeleux de la

formation IV sont associées des formes plus molles, des collines aux versants convexes, recouverts de débris beaucoup plus fins que dans les cas précédents. Ces débris souvent ferruginisés ne laissent que très rarement transparaître la roche saine. De fait, celle-ci est fort altérée comme on peut l'observer dans les carrières ouvertes aux flancs des collines de Hamdara et de Guidimouni. C'est cette altérabilité qui explique que les quartzites grumeleux ne constituent qu'une succession de collines assez éloignées les unes des autres quoique formant un alignement qui épouse bien l'une des directions du socle (Gazafa-Apké-Malari Gara-Guidimouni ou Maya-Zarniski) (fig. 21). Les altitudes deviennent plus modestes (autour de 500 m).

Les autres formations cristallophylliennes n'interviennent que de façon négligeable dans la morphologie du Damagaram. Les gneiss migmatitiques de la formation I émergent à peine des sables dunaires sous forme de boules ou dos de baleine et s'apparentent en cela aux granites "jeunes" ou "anciens". Les gneiss calciques des formations III et IV, les conglomérats métamorphiques, dont les affleurements sont d'extension limitée n'apparaissent également que sous forme de boules que l'on peut observer, notamment sur la route Zinder-Dogo (pour les gneiss) et le long de la piste Makaoratchi-Wacha (pour les conglomérats).

LES ROCHES GRANITOÏDES.

Granites "jeunes" et "anciens" du Damagaram revêtent les mêmes aspects morphologiques. Tous donnent des boules de plus ou moins grande taille, soit isolées soit empilées en tors. Cependant les granites "jeunes" du massif de Zinder ou ceux de Tchouni-Zarniski donnent une densité de boules nettement plus élevée. Il ne faut pas perdre de vue que ces granites se sont mis en place il y a 295 à 310 Ma, alors qu'il est attribué aux granites "anciens" un âge antécambrien. Les granites de Zinder à gros grains forment souvent des boules de très grandes tailles (2 à 3 m de hauteur) qui évoluent par desquamation d'écailles pluricentimétriques à décimétriques et par désagrégation granulaire. La désagrégation granulaire aboutit à la formation d'une arène de sable grossiers autour des boules. C'est un phénomène fréquent qui résulterait de la thermoclastie (TRICART, 1969) quelquefois précédée d'une altération chimique.

Chaos de blocs et tors de grande taille caractérisent également la morphologie du granite porphyrique de Zermou et celle du granite tardi-tectonique de Bourbouroua. On peut observer ces boules dans la zone déprimée de Bourbouroua (Fig.26), entre les barres de quartzite, et dans la région de Doufoufouk. Le granite à grains fins de Moha, par contre, n'offre à l'observation que quelques rares boules chaotiques. Ce granite qui se serait mis en place aux dépens du granite porphyrique semble donc se comporter comme une roche moins résistante que ce dernier. Selon BIROT (1951), en climat tropical sec, dans l'échelle de dureté des roches cristallines, les porphyres viennent en tête suivis par les granites à grains fins qui eux-mêmes sont plus résistants que les granites ordinaires. Le degré de résistance des roches cristallines serait liée à la vitesse

d'absorption de l'eau, les plus résistantes étant celles que l'eau pénètre difficilement. La différenciation dans le comportement des deux principaux soubassements granitiques du Damagaram (granite porphyrique de Zermou et granite à grains fins de Moha) pourrait dériver de cette différence dans la porosité.

Les autres types de granite d'extension spatiale limitée donnent soit des amas de boules (granite à tourmaline de Dakoussa et aplo-granite de Tyanza-Gafati, granite alcalin de Kanya-Kandari), soit des reliefs ruiniformes (granite à biotite de Zinder).

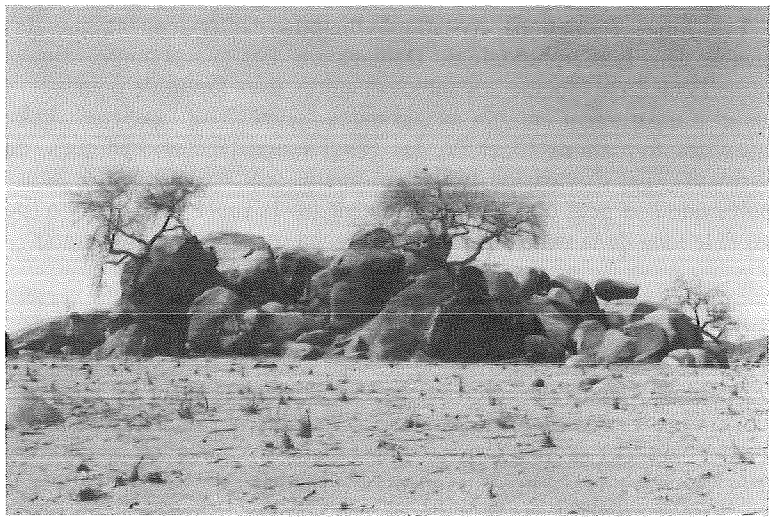


Fig.26. - Tor granitique non loin de Bourboura (25 km au NE de Zinder).
Fig.26. - Granitic tor near the village of Bourboura (25 km at the NE of Zinder).

En conclusion, n'étaient les roches quartzitiques, le relief du Damagaram Occidental serait assez monotone. La ligne horizontale et des formes très molles y sont jalonnées par quelques buttes de roche fraîche exhumées d'un manteau d'altération par des ablations successives

Lorsqu'elles sont présentes, les collines quartzitiques (Fig.21 et 22), articulent et cloisonnent le paysage. Leur altitude relative est de quelques dizaines de mètres et malgré leur faible largeur, un écoulement concentré a pu s'y organiser et imposer en piémont ses formes propres. Des cônes rocheux taillés dans la roche altérée et couverts de débris grossiers de quartzite constituent une alternative aux placages éoliens (Fig.23) qui adoucissent le contact entre les collines et la plaine environnante.

Les cônes rocheux sont étagés et montrent que le dégagement de la base de la colline du manteau d'altération encaissant, s'est effectué en plusieurs étapes. Ces cônes rocheux sont couverts de cuirasses latéritiques qui ont protégé partiellement les formes et fourni un élément de datation (ch. VI).

CHAPITRE IV
LE PLATEAU DU KOUTOUS ET SES ABORDS

ABSTRACT. The Koutous plateau and the surrounding area

Though situated at a same altitude as the quartzite stiffened ridge of the Damagaram area, the Koutous plateau has kept many more traces of the different stages of differential erosion of its rocks, i.e. its standstone bedrock. Many weathering-resistant banks support shoulders and benches in the slopes or even a very wide structural surface such as the one on silicified fine sandstones in the middle of the Hamadian series. The summit surface is not a true structural surface but an erosion level hardened by lateritic duricrust and iron-impregnated sandstone, the iron purchased by ferruginous oolitic beds (of the Continental Terminal?) now widely eroded. Afterwards the iron-rich erosion surface behaves as hard beds.

Below this summit surface, a pediment is particularly well preserved as well as some very ancient fluviatile deposits. Datation of the lateritic duricrusts preserving them from erosion will be interesting (ch. VI).

RESUME

Situé à une altitude fort comparable à celle de la dorsale bardée de quartzite, le plateau des Koutous a gardé, grâce aux indurations ferrugineuses, plus de vestiges des différents stades du dégagement de son substratum, en l'occurence, des couches de grès qui le constituent. Plusieurs niveaux résistants marquent les versants d'épaulements, de replats voire même d'une surface structurale très étendue, comme c'est le cas pour les grès fins silicifiés situés au milieu de la série. La surface sommitale n'est pas une surface structurale à proprement parler: l'abondance des sels de fer hérités d'une couche d'oolithes ferrugineuses dont il ne reste aujourd'hui que des lambeaux (base du Continental Terminal?) a favorisé la formation d'une importante cuirasse latéritique et l'imprégnation des grès sous-jacents qui, par la suite ont constitué un entablement très résistant.

En contrebas de cette surface sommitale, un glacis d'érosion a été particulièrement bien conservé ainsi que quelques dépôts fluviatiles anciens. Une datation des cuirasses qui les préservent sera envisagée ultérieurement (ch. VI).

ASPECTS GENERAUX.

Les grès du Koutous forment un domaine géologique qui s'étend sur environ 200 km de long et 40 km de large, au nord et au nord-est du Damagaram. Le principal relief formé par ces grès est le plateau du Koutous situé à environ 140 km au nord-est de Zinder (fig. 21). Ailleurs, sur de vastes superficies, les formations du Koutous ont été décapées par une érosion qui aurait enlevé, selon FAURE (1966), environ 150 m de sédiments. Seules quelques buttes éparses subsistent au nord de Gouré, au nord et à l'ouest de Zinder, témoignant de l'ancienne extension du bassin dans lequel se sont déposés les grès.

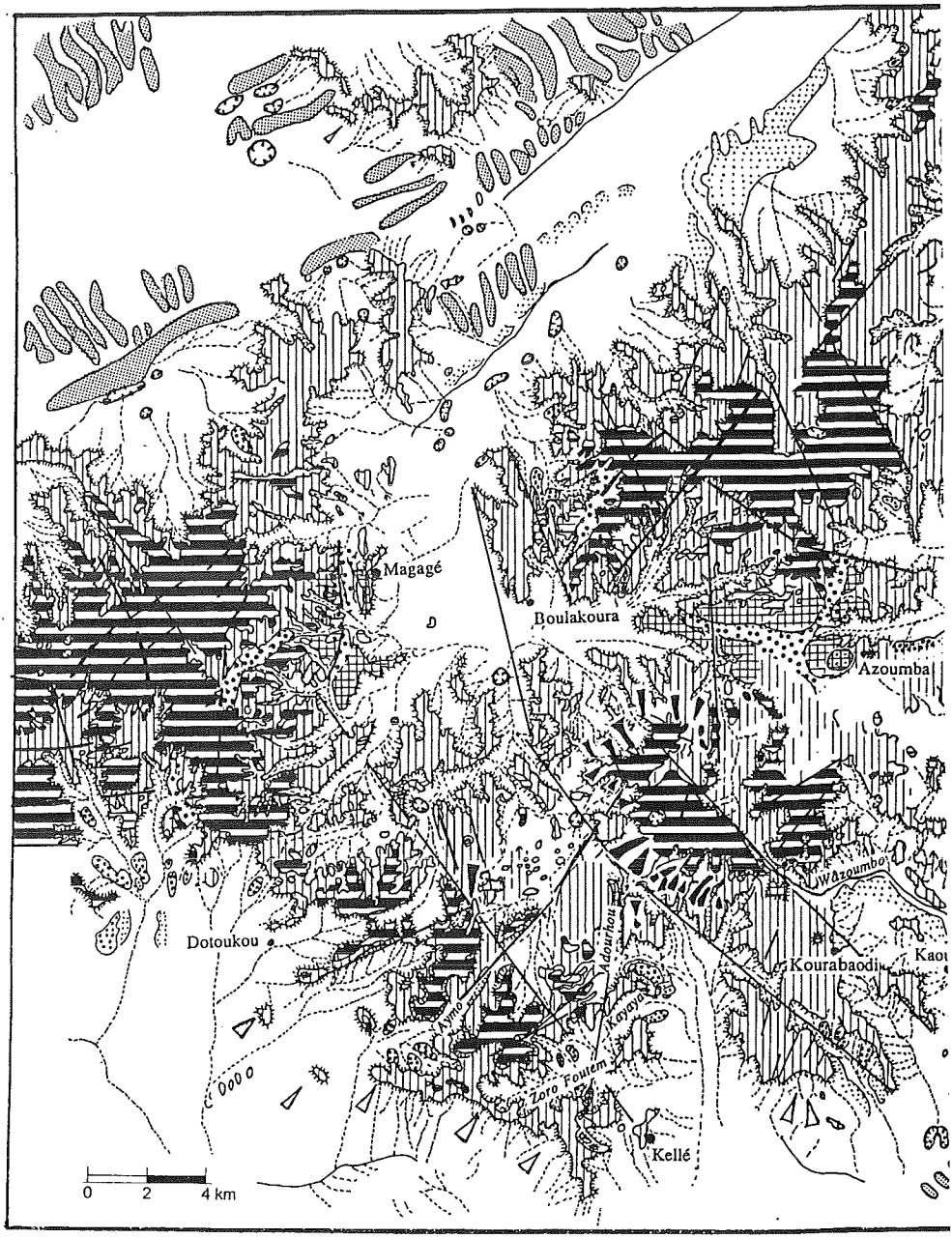


Fig. 27.- Geomorphological map of the Koutous plateau.
Legend: 1. summit surface with a lateritic duricrust; 2. upper structural surface; 3. principal structural surface; 4. conglomerate terrace deposits; 5. rock fan covered (a) or not (b) by a lateritic duricrust; 6. hanging valley; 7. transverse dune; 8. longitudinal dune; 9. pediment-like dune and sandy fan; 10. closed depression ; 11. aeolian striae; 12. valley with intermittent flow; 13. lineament; 14. cliff

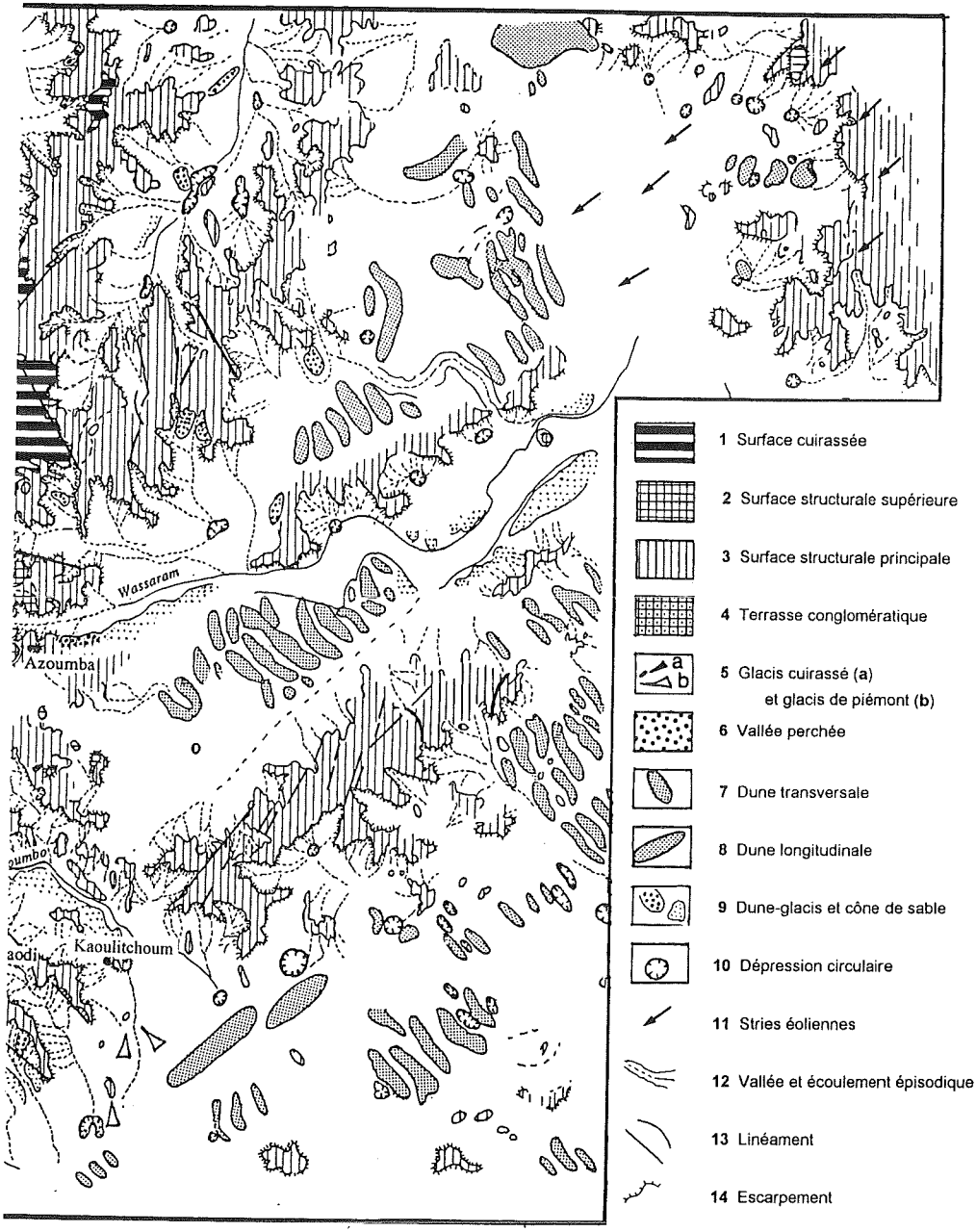


Fig.27.- Carte géomorphologique du plateau du Koutous.

Le plateau est grossièrement inscrit dans un triangle d'une soixantaine de km de côté, dont les sommets sont Ganatcha à l'ouest, Moudoua à l'est et Oualéram au nord (fig. 21). Il est profondément entaillé par des vallées anciennes dont le drainage s'effectuait essentiellement vers le nord et le nord-est, en direction du bassin de Termit. Mais d'autres vallées s'en échappent également en direction du sud, vers la zone des mares de Kalkaloua et au delà, vers le sud-ouest, en direction de la zone des mares permanentes et semi-permanentes de Gazafa.

Le plateau lui-même se présente comme un lacis d'interfluves entre de larges et profondes vallées qui, aujourd'hui, sont partiellement colmatées par les sables éoliens qui sont quelquefois modelés en dunes (exemple de la vallée de Wasséram au nord de Kaoutchiloum) (fig. 27). De sorte qu'à l'est de la piste Gouré-Termit par Kaoutchiloum et Boultoum, le morcellement du plateau est tel et l'ennoyage par les sables éoliens si important que seules quelques buttes émergent. Ce secteur n'a été prospecté que sur photographies aériennes. A l'ouest de la piste, entre Kaoutchiloum à l'est et Ganatcha à l'ouest, le plateau forme un ensemble unique, quoique profondément laniéré par les vallées fossiles. Cet ensemble et les buttes-témoins du sud et de l'ouest (Aoulaye, près de Kellé, Gotgodé non loin de Gamou, Ganatcha, Daoutia, Garazou, etc. à l'ouest: fig. 21), forment des plateaux structuraux subhorizontaux, les grès du Koutous ayant été peu affectés par les mouvements tectoniques. Ces plateaux dominent de 100 à 150 m les régions basses voisines situées au sud et à l'ouest. La surface supérieure est une surface d'érosion constituée par une ferruginisation. Un niveau de grès particulièrement résistant détermine un replat structural à quelque cinquante mètres plus bas

Fig.28.-a. Rebord du plateau du Koutous près de Kellé : surface sommitale couverte d'une cuirasse latéritique (1) et surface structurale (2); en contrehaut et en contrebas de cette dernière, replats structuraux. Versant de Richter, contact avec fond de vallée sableux.

b. Butte de Kourabaodi (NW de Kaoutchiloum): surface sommitale cuirassée (1) non horizontale; versant de Richter; placage sableux partiellement taillé en pédiment avec épandage superficiel d'éléments grossiers (cuirasse et grès).

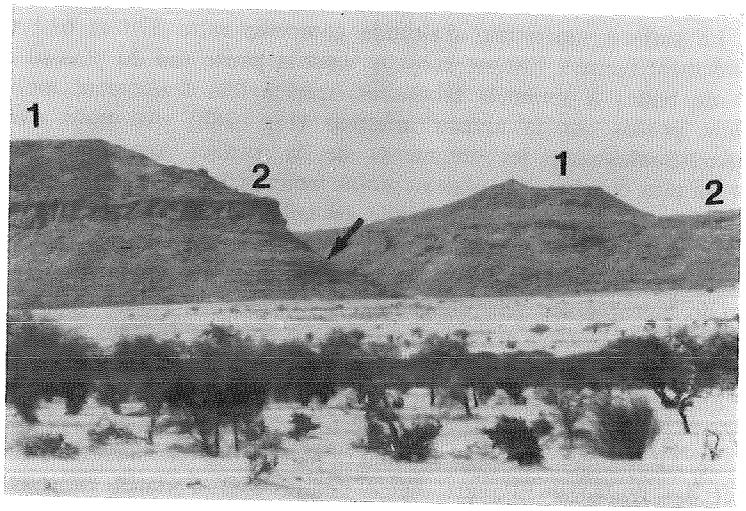
c. Butte-témoin d'Aoulaye (W de Kellé) et rebord du plateau formé ici par la surface structurale sur grès fin siliceux (2); couverture sableuse avec pédiments au pied de la falaise.

Fig.28.- a. Edge of the Koutous plateau near Kellé : upper surface covered by lateritic duricrust (1); structural surface on silicified fine sandstones (2). A little above and below this surface, shoulders on weathering-resistant sandstones. Richter's slope; knick point at the contact between the slope and the sand covered valley bottom.

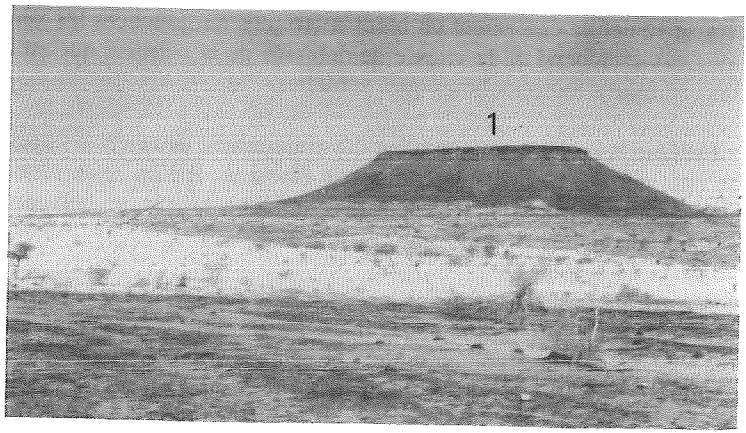
b. Hill of Kourabaodi (NW of Kaoutchiloum) : inclined upper surface covered with lateritic duricrust (1); Richter's slope; pediment developed on aeolian sand deposit covered with coarse veneer of laterite and sandstones.

c. Outlier hill of Aoulaye (W of Kellé) and the edge of the principal structural surface developed on silicified fine sandstones (2); sand cover forming partly a pediment.

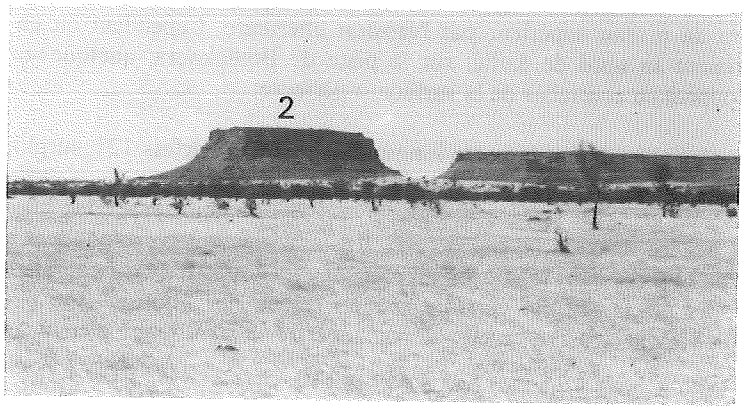
a



b



c



LA SURFACE SUPERIEURE

La surface supérieure, d'altitude comprise entre 570 et 612 m, a été profondément incisée. Elle ne subsiste dans la partie sud du plateau que sous forme de buttes à sommets tabulaires, quelquefois légèrement inclinés, qui semblent posées sur le niveau inférieur (Fig. 28b). Au nord d'une ligne Dotoukou-Boulakoura, les fragments de la surface sommitale deviennent nettement plus étendus et le plateau moins laniéré (fig. 21 et 27). L'originalité de cette surface réside dans le fait qu'elle est taillée dans des bancs de grès ayant subi une altération kaolinisante. Ces bancs de grès de couleur blanche et jaune ou rouge argileux, quelquefois beige, sont peu résistants. Ils sont restés en relief sous forme de buttes grâce aux chapeaux de cuirasse latéritique d'une épaisseur pouvant aller jusqu'à 1,5 à 2 m. (Fig. 28b). La cuirasse dont les différents faciès seront analysés au chap. III, est souvent démantelée et libère des gravillons et blocs qui recouvrent partiellement la partie dégradée de la surface supérieure. Elle n'est véritablement compacte que sur les rebords des buttes où elle forme une corniche. Au sommet, elle cède souvent la place à des recouvrements de produits fins et des glaçages. Elle est même défoncée en certains endroits donnant naissance à de petites cuvettes qui se transforment en mares, en saison humide. La cuirasse se débite également en blocs métriques qui jonchent les versants. Le recul de ceux-ci dépend de la vitesse de débitage de la cuirasse qui est très lente dans les conditions morphoclimatiques actuelles.

Lorsque la cuirasse sommitale a été entièrement décapée, les grès argileux sous-jacents ont été facilement réduits par l'érosion. Il n'en reste alors que des amoncellements de blocs hétérométriques qui constituent un pavage plus ou moins important au dessus du niveau résistant.

A partir de la surface supérieure des glacis cuirassés se sont développés en direction d'anciens axes de drainage. Il en existe entre Kourabaodi et Kridol à environ 3 km au NO de Kaoutchiloum. On peut en observer également à environ 7 km au nord de Kellé, à l'est de la piste Kellé-Boulakoura. Ces glacis anciens ont eux-mêmes été disséqués et il n'en reste le plus souvent qu'une succession de buttes à sommet incliné (fig. 29 et 30) Ils ont la plupart du temps été détachés du versant du niveau supérieur par l'érosion ultérieure. Cependant on en observe, notamment au nord de Kellé, sur la piste de Boulakoura, quelques-uns qui se développent en contrebas de la surface supérieure.

Ces glacis, dont la pente longitudinale atteint parfois 12°, surplombent un replat ne comportant qu'une très mince couche de sables grossiers et de cailloux et blocs de grès. La surface des glacis apparaît comme suspendue au-dessus du replat dégagé dans un niveau de grès fins silicifiés qui correspondent au niveau résistant observé dans le versant du plateau. Ainsi, postérieurement à leur mise en place, les glacis ont été entaillés par un réseau de vallons. Cette phase a été essentiellement érosive, aucun dépôt superficiel significatif n'étant associé au replat.

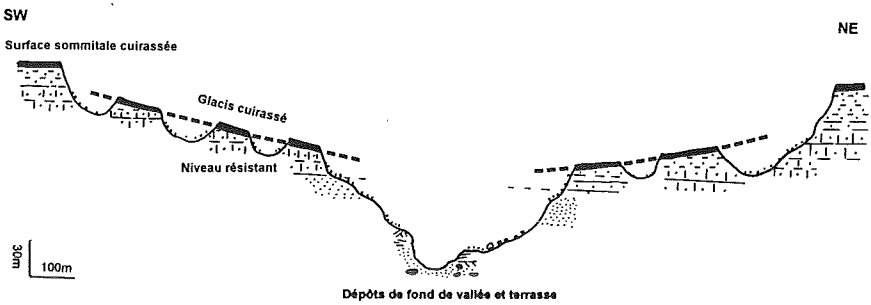


Fig.29.- Glacis développé directement en contrebas de la surface sommitale cuirassée (N de Kourabaodi, dans vallée de la Wâzoumbo.
Fig.29.- Pediment developed directly below the summit surface covered with lateritic duricrust (N of Kourabaodi, in the Wâzoumbo valley).

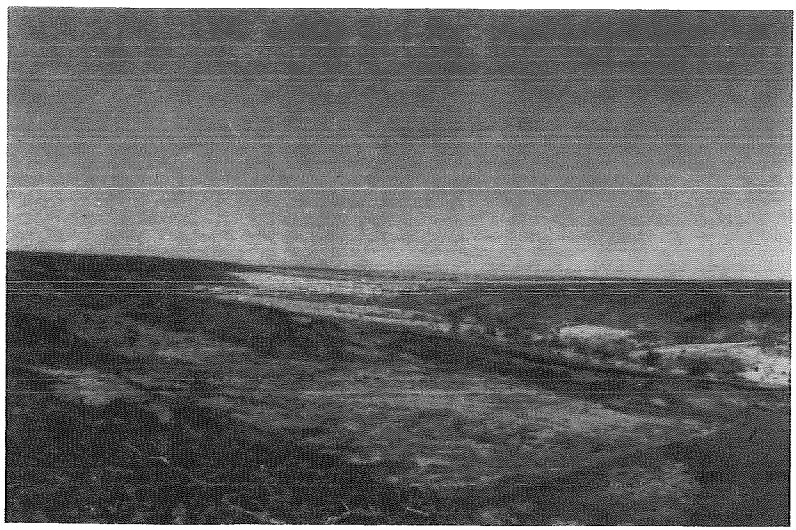


Fig.30.- Surface sommitale du Koutous, glacis cuirasé de la Wâzoumbo (Fig.29), placages sableux, traces d'érosion ultérieure.
Fig.30.- Summit surface and pediment of the Wâzoumbo valley. Both of them are covered with lateritic duricrust. Important sand cover, recent erosion forms in he Koutous sandstones (in the foreground).

Quelquefois, un niveau intermédiaire sert de raccord entre la partie supérieure du plateau et le replat correspondant au grand niveau résistant. Ainsi, aux environs de la localité de Azoumba (environ 12 km au nord-ouest de Kaoutchiloum), la surface supérieure est représentée par une butte au pied de laquelle est bâti le village. A environ 1 km à l'ouest de cette butte on peut observer un replat correspondant à une terrasse conglomératique démantelée. Les éléments de cette terrasse dont les plus gros peuvent avoir des dimensions supérieures à 20 cm, comprennent des blocs de grès, mais aussi des galets bien émoussés et corrodés après cimentation par les oxydes de fer. Nous reviendrons sur les caractéristiques de cette cuirasse au chapitre consacré à l'étude des terrasses anciennes.

La butte du village d'Azoumba domine la terrasse d'une vingtaine de mètres. Quelques 25 m au-dessous du niveau de la terrasse se trouve un autre replat large d'une soixantaine de mètres, une sorte de trottoir recouvert par une mince couche sédimentaire (quelques centimètres à moins de 50 cm) constituée de sables grossiers, de gravillons et graviers de quartz mal roulés, de gravillons ferrugineux, de débris de roche gréseuse altérée ainsi que de blocs de conglomérats issus du démantèlement de la terrasse(fig.31). La roche en place est ici aussi le grès fin très résistant correspondant au grand niveau résistant.

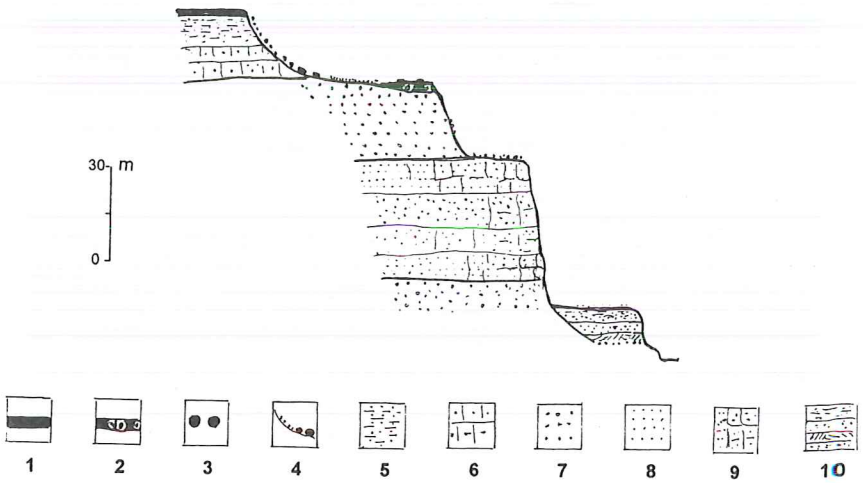


Fig.31. - Terrasse très ancienne en contrebas de la surface sommitale dans la région d'Azoumbo.
Légende: 1. cuirasse sommitale; 2. cuirasse conglomératique de terrasse; 3. bloc de cuirasse; 4. éboulis; 5. grès argileux; 6. grès altéré; 7. grès grossier; 8. grès fin; 9. diaclases; 10. terrasse sableuse.
Fig.31. - Very ancient terrace deposit just below the summit surface in the Azoumbo area.
Legend: 1. upper surface with lateritic cover; 2. conglomerate terrace deposits; 3. lateritic blocks; 4. fallen rocks; 5. clayey sandstones; 6. weathered s.; 7. coarse s.; 8. fine s.; 9. diaclases; 10. sandy terrace deposits.

Sur la carte photogéologique au 1:50.000 du Damagaram et du Koutous, BERARD et TANGAY (1970) ont interprété comme terrasse à galets d'oolithes l'ensemble de la surface supérieure et des niveaux dérivés. Cette interprétation inspirée des travaux de FAURE apparaît comme une extension abusive du terme de terrasse à toute la superficie indurée. Celle-ci fort variée correspond à différents niveaux géomorphologiques. FAURE signale, au sommet du plateau du Koutous, des terrasses à galets d'oolithes. Mais leur extension, quoique peu précise, n'atteint pas celle que leur donnent les auteurs de la carte photogéologique.

LE VERSANT ET LE NIVEAU RESISTANT PRINCIPAL

Lorsqu'il n'y a ni niveau intermédiaire, ni glacis, les versants qui font le raccord entre la surface supérieure et le niveau résistant ont un commandement d'environ 50 m. Ils conservent en général dans leur partie supérieure une petite corniche. Celle-ci surplombe une deuxième facette (la plus développée) dont la pente reste encore élevée. Cette facette est recouverte d'une fine pellicule de gravillons et cailloux ferrugineux issus de la désagrégation de la cuirasse sommitale. La base du versant est souvent masquée par des éboulis et/ou des sables éoliens. Cependant quelquefois, autour d'une butte, la fine pellicule de débris de cuirasse a été nettoyée par l'érosion. On peut alors observer des grès grossiers roses ou blanchâtres moins altérés que ceux qui constituent la couche sous-jacente à la cuirasse. Ces grès sont eux-mêmes nettement moins résistants que ceux sur lesquels ils reposent, les grès fins compacts du niveau résistant avec lequel le contact se fait de façon assez brutale.

Le niveau résistant qui, dans le versant du plateau, se situe à une altitude de 550 à 570 m, est constitué par des grès fins silicifiés. Il donne au plateau son extension maximum et sa configuration. Ces grès en gros bancs sont de couleur violette localement rose ou ocre, légèrement imprégnés d'oxydes de fer. Ils soutiennent une surface subhorizontale assez semblable à la surface sommitale. Un léger nappage de sables éoliens la recouvre permettant aux paysans d'y pratiquer la culture du mil. Le recouvrement éolien est souvent remplacé, notamment sur le rebord du plateau, par des blocs de grès altérés et des sables grossiers issus de la désagrégation granulaire qui affecte la roche. Il semble, en effet, que le principal mode d'altération des grès du Koutous soit la désagrégation granulaire. Le matériau soumis aux fortes variations thermiques de fin de saison chaude/début saison humide et aux alternances humectation/dessiccation de saison humide se fragilise et se désagrège lorsque surviennent de fortes averses. Les grès altérés, de couleur blanchâtre, sont souvent friables. En outre la texture essentiellement grossière des grès du Koutous, les tubulures et les fissures de la roche favorisent l'infiltration, la dissolution du ciment des grains et la circulation souterraine des eaux. Une autre transformation des grès est la formation d'enduits ferrugineux sur les parois des tubulures, à l'intérieur de marmites d'origine fluviatile ou de gnammas Mais c'est là une forme d'évolution ancienne et qui

procède de climats plus humides que l'actuel, les enduits observés étant en général des héritages.

La surface structurale correpondant au niveau résistant comporte de nombreuses formes circulaires qui sont, en fait, de petites cuvettes correspondant quelquefois à des têtes de vallées, comme c'est le cas au NW de Kourabaodi, sur les bords du Wâzoumbo. Ces formes sont souvent exploitées par les populations comme réservoirs à eau pendant et en fin de saison pluvieuse. Elles pourraient résulter de la dissolution de la silice responsable de formes pseudo-karstiques dans les grès (SPÖNHOLZ, 1989). De nombreuses cavernes décrites par WILLEMS *et al.* (1993) dans la région de Niamey au contact du Continental terminal avec le socle seraient également des formes liées à la dissolution de la silice. Celle-ci affecte également, comme nous le verrons dans l'étude des cuirasses, les quartz enchâssés dans les enduits des cuirasses ferrugineuses récoltés au sommet du plateau du Koutous. C'est un phénomène qui, lorsqu'il se développe sur des temps géologiques suffisamment longs, pourrait engendrer la fragilisation des grès et donc favoriser la formation de dolines et autres formes karstiques. Cependant la forme généralement circulaire des cuvettes implique la concentration du phénomène en des sites particuliers, le long de diaclases et de fractures courbes par exemple. Nous n'avons pas observé de telles dispositions structurales sur le terrain. Les grottes et cavernes existent non seulement sur le sommet du plateau, mais également sur les versants où elles n'ont plus la forme circulaire. Elles se développent souvent en contrebas de bancs de grès résistants. Les ouvertures sont alors étroites, mais l'intérieur est large. Le creusement de ces grottes relève, nous semble-t-il, de processus de dissolution à partir des joints décrits plus haut. Les diaclases et fractures de la roche servent de points de faiblesse (Fig.32) par où s'amorce le processus en guidant l'infiltration des eaux.

Les buttes qui, au sud et à l'ouest du plateau, sont distantes de celui-ci de quelques kilomètres voire de quelques dizaines de kilomètres, sont toutes chapeautéess par l'épais banc de grès fins résistants. Lorsque ce banc a été décapé par l'érosion, ces reliefs prennent l'aspect de pitons au sommet effilé ou arrondi, telles les buttes de Karzoumba à l'est de Kellé , de M'Déno à l'ouest de Goubdi et de Muské à 5 km au nord-ouest de Ganatcha. Par contre lorsque le banc de grès quartzite n'a pas été démantelé, le sommet des buttes reste tabulaire (Aoulaye, Gotgodé, Garazou, Daoutcha) (Fig.28c). Ici aussi la surface sommitale peut comporter des alvéoles pouvant servir de réservoir d'eau.

C'est dans le niveau résistant de grès fin silicifié qu'ont été taillées les vallées qui ont profondément disséqué le plateau du Koutous. Ces vallées sont en général fortement encaissées, et ce même lorsqu'elles sont larges comme celles des deux anciens cours d'eau des secteurs de Boulakoura et de Boultoum, qui drainaient le plateau en direction du bassin de Termit (fig. 21). Celles qui se dirigent vers le sud sont souvent étroites prenant l'aspect de véritables gorges: vallée d'Adourhou au nord de Kellé, celles de Aymo et de Boulzaram qui servent de voie de passage entre la plaine de Birnin Kazoé d'une part et le centre et le nord du plateau d'autre part. Ces vallées ont des versants subverticaux qui

peuvent avoir près d'une centaine de mètres de hauteur, sauf dans les parties amont où le colmatage éolien n'a pas été entièrement dégagé. Cette morphologie en gorges pourrait appuyer, en rapport d'autres observations, une évolution de type karstique du plateau du Koutous. Cependant l'examen des photographies aériennes et des images satellitaires permet de se rendre compte que les tracés de ces vallées coïncident avec des linéaments de directions NW-SE à NNW-SSE et NE-SW, c'est à dire correspondant aux deux directions principales qui affectent le socle. Ces linéaments pourraient être en rapport avec des réactivations des failles du socle consécutives au mouvement positif subi par la région au moment de l'enfoncement de la cuvette tchadienne (FAURE, 1966). Ce mouvement a pu provoquer des fractures exploitées par le réseau hydrograhique qui s'est enfoncé de plusieurs dizaines de mètres. On peut noter d'ailleurs, dans la région d'Azoumba, un décalage latéral de blocs qui pourrait être mis en relation avec les mouvements épéirogéniques qui ont pu affecter la région (fig. 21). Sur les versants, des réseaux de diaclases perpendiculaires découpent, notamment dans les blancs les plus résistants, des blocs parallélipédiques qui, lorsqu'ils basculent, viennent alimenter les éboulis de bas de pente. Ce diaclasage pourrait également être en relation avec la fracturation des grès du plateau suite aux rejeux des failles du socle. Mais les deux types d'évolution - pseudo-karstique et tectonique - ont pu s'associer dans le temps.

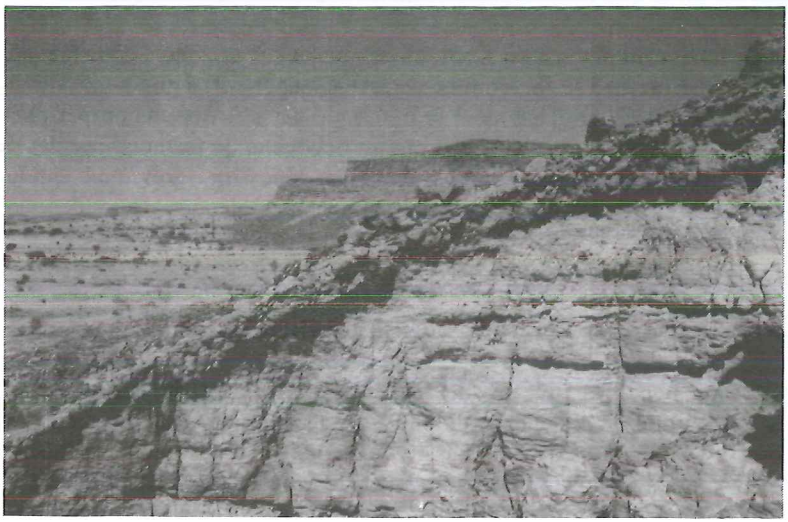


Fig.32. - Versant recouvert de dépôts de pente faits d'éléments grossiers dans une matrice de limon et d'argile (mis en place par un procédé semblable à la solifluxion). A l'avant-plan, encoche prolongée par des parties caverneuses, formées par suffosion. A l'arrière-plan, rebord de la surface structurale principale, versants de Richter également couverts de débris grossiers; au delà, dunes.

Fig.32. - Slope covered with a coarse veneer in a matrix made of loam and clay (transported by a solifluction- like process). In the foreground, a notch extended by a piping-made cave. In the background, the edge of the principal structural surface, Richter's slopes also with coarse veneer; behind those slopes pediment-shaped sand deposits.

La surface structurale des grès fins silicifiés est limitée vers le sud et l'ouest par une falaise qui domine les plaines environnantes d'une centaine de mètres. Cette falaise comporte deux facettes principales: la partie supérieure est une corniche d'une dizaine de mètres de hauteur, quelquefois plus. Sous la corniche se développe un versant dont la pente atteint 27° (versant de pente de Richter) (Fig.28 et 32). L'érosion différentielle y a dégagé des petits ressauts correspondant aux bancs les plus résistants. Ce versant est souvent recouvert d'une pellicule superficielle épaisse de 50 cm environ, constituée de débris de roche de tailles diverses, allant du sable grossier aux blocs de plusieurs dizaines de cm de diamètre. Cet ensemble hétérométrique est pris dans un liant limono-argileux de couleur rose (Fig.32). Ce sont là des dépôts de solifluxion mis en place lors d'une phase humide ayant succédé au façonnement des versants du plateau. La dissolution du ciment, la désagrégation granulaire des grès grossiers accroissent la porosité de la roche, facilitant la circulation des eaux et le développement de phénomènes de suffosion. Les soutirages ont été suivis par des effondrements de pans entiers de versants. Des alvéoles résultant d'effondrement de versants ont été observés en divers points de la falaise du Koutous, en particulier aux environs de Kellé et de Goubdi (Fig. 32). Les traces d'écoulement relevées dans ces alvéoles indiquent qu'elles évoluent par sapement et éboulement des parois. Les produits fins issus du démantèlement des éboulis sont évacués par un réseau hydrographique tantôt souterrain tantôt subaérien.

La falaise du plateau du Koutous débouche sur un glacis dont la pente est de 2 à 3%. Le raccord se fait comme au niveau supérieur, à angle vif (fig. 4). Le passage de la falaise au glacis peut être marqué par une dépression périphérique peu profonde parcourue par un oued ou, au débouché de torrents, par des cônes surbaissés constitués d'amas de cailloux et blocs de grès mal émoussés. Quelquefois ces cônes ont été fossilisés par des dépôts de sables éoliens ultérieurs.

LES ETAPES DE L'EVOLUTION MORPHOSTRUCTURALE.

L'étagement des niveaux décrits ci-dessus permet de dégager certaines étapes de l'évolution géomorphologique du plateau du Kotous. Les grès du Koutous se sont déposés dans un bassin qui semble avoir largement débordé vers le sud les massifs actuels du Damagaram et du Mounio (GREIGERT et POUGNET, 1967). A la fin du Tertiaire ou au début Quaternaire, le Damagaram et le Koutous auraient subi un soulèvement relatif engendrant une inversion de relief (FAURE, 1966). Ce soulèvement semble s'être effectué en deux étapes. Les différentes phases de l'évolution géomorphologique peuvent être résumées comme suit:

Les grès ont subi, à une période qui reste à déterminer, mais qui est antérieure au soulèvement le plus important de la région, une phase d'altération de type kaolinique suivie de la formation d'une cuirasse latéritique. Cette évolution souligne le passage d'un climat humide à des conditions plus sèches,

celles-ci ayant eu pour conséquence l'induration de la partie supérieure des couches altérées. La cuirasse recouvrait une surface légèrement ondulée, les reliques du niveau supérieur étant légèrement inclinées en diverses directions. Cette surface a été incisée par un réseau hydrographique, donnant lieu à un premier niveau de terrasse. Celui-ci a remanié des débris de la cuirasse provenant du niveau supérieur. Dans un même temps, des glacis ont été façonnés qui remanient également des débris de la cuirasse du niveau supérieur. Une première phase érosive est donc intervenue, avec des précipitations suffisamment abondantes pour permettre la migration du fer non seulement dans les cours d'eau mais également sur les glacis. Cette migration a d'abord concerné la grenaille latéritique et des débris de la cuirasse sommitale. La circulation, à travers les dépôts, de solutions riches en oxydes de fer a, ensuite, favorisé la cimentation des éléments. Un climat de type soudanien a souvent été évoqué pour expliquer ce genre d'évolution (MAIGNIEN, 1958, MICHEL, 1973).

Une autre phase d'érosion intense a succédé à l'élaboration des terrasses et glacis. C'est celle qui correspond au dégagement de la surface structurale des grès silicifiés. Le réseau hydrographique s'est d'abord enfoncé d'une vingtaine de mètres suite, sans doute, à un premier soulèvement de la région. En effet les blocs déplacés du secteur de Azoumba correspondent au niveau intermédiaire. Des effets similaires n'ont pas été relevés ailleurs. En outre, le déblayage quasi intégral des sédiments sus-jacents à la surface des grès silicifiés a dû s'effectuer dans des conditions topographiques favorables, c'est-à-dire surélevées par rapport aux zones environnantes. La fracturation des grès s'est surimposée à des roches déjà fortement altérées. La macroporosité d'une cuirasse peu épaisse, la texture des grès du niveau supérieur ont pu favoriser les phénomènes d'infiltration des eaux, de désagrégation granulaire de la roche et de soutirage qui ont sans doute affaibli toute l'assise au-dessus des grès silicifiés. Celle-ci a donc été facilement démantelée et déblayée par l'érosion qui n'a été limitée que par ce banc de grès. C'est seulement après cette phase que le soulèvement le plus important a eu lieu, entraînant une nouvelle phase de fracturation des grès du plateau et un enfoncement du réseau hydrographique sur près d'une centaine de mètres. C'est la phase érosive la plus sévère puisqu'elle a engendré une ablation de terrains d'une épaisseur équivalente à l'enfoncement des cours d'eau. En effet, nous avons vu que les falaises du Koutous qui limitent le plateau vers le sud ont une dénivellation de près de 100 m. Les sédiments enlevés de la partie sud du plateau ont été déposés soit dans la cuvette tchadienne où ils constituent le groupe du Tchad (FAURE, 1966; PIRARD, 1964, 1966), soit dans la partie sud-ouest du secteur d'étude où on leur donne le nom de grès de Malaoua (PIRARD, 1964, 1966). Selon FAURE (1966), une épaisseur totale de 300 m de sédiments aurait ainsi été érodée des grès du Koutous et déposée dans la cuvette tchadienne. Cependant, il faut noter que pour cet auteur, l'érosion a encore été plus importante car la base du Continental Terminal recouvrait également le Koutous et aurait donc été décapée lors de la première phase de creusement. Cette opinion repose sur le fait que des oolithes ferrugineuses caractéristiques de Continental Terminal et principalement de la base de celui-ci ont été retrouvés dans les diverses cuirasses. Il est donc fort possible que les niveaux oolithiques de la base

du Continental Terminal reposent - en continuité de sédimentation (?) - sur les grès du Koutous.

Simultanément et postérieurement à l'encaissement du réseau hydrographique, un régime à précipitations abondantes mais localisées a dû conférer aux cours d'eau un écoulement torrentiel. Ces cours d'eau à compétence élevée évacuent à l'extérieur du plateau des cailloux et des blocs de grès préparés par les fracturations consécutives au soulèvement de la région. Ils ont déposé leur charge au débouché du plateau sous forme de cônes surbaissés. Les précipitations ont été également suffisantes pour provoquer des phénomènes de solifluxion sur les versants du Koutous. Il n'y a toutefois pas eu de remobilisation importante des oxydes de fer. En effet on ne relève plus de formation de cuirasse ferrugineuse depuis le niveau de la première terrasse et des glacis perchés. Ceci traduit une évolution du climatique vers l'aridification qui ira s'accentuant jusqu'à l'installation momentanée de conditions franchement désertiques qui présideront à l'élaboration de modelés dunaires au Quaternaire.

CHAPITRE V
LE MODELE DUNAIRE.

ABSTRACT. The dunes shaping

The dunes of the Damagaram area and the lowlands around the Koutous plateau belong to many varieties one may relate to three great types: longitudinal, transverse and parabolic dunes.

Longitudinal dunes are rather ancient since they are overlaid by sands of the transverse dunes and with traces of reworking at their summit. Oriented NE-SW, i.e.keeping with present-day winds, they often make up large chains of twenty or so kilometres with a height sometimes of more than 20 m. Most of them are situated in the western Damagaram but their detailed location is rather irregular: they are formed in the lee side of passages in the dividing ridge of the quartzite hills or also behind isolated quartzite hills in the south of the same dividing ridge (Gazafa area). Longitudinal dunes are asymmetrical with a slope to the SE, overhanging a moist basin with the shape of an elongated triangle indicating the direction of the eroding wind. Weathering can carry on its work in those basins and winds may carry out the weathered products. The glacis-like dunes are elongated aeolian deposits at the foot of the Koutous plateau. Their thickness may reach 40 m.

Traverse dunes are more widely spread out than the longitudinal ones, principaly east of the Damagaram dividing ridge and all around the Koutous plateau. In a direction perpendicular to the first one, their dimensions are often not so large: 500 m wide and not more than 5 km long. Their height varies from one area to the other between 10 and 20 m. In more humid southern areas, their landform are nowadays deteriorated (South of Gazafa area). Transverse dunes are also asymmetrical: a slope of 3-4 % windwards, 10-15 % leewards. Big transverse dunes are well formed on the windside of important obstacles (Damagaram dividing ridge, Koutous plateau) while the little ones are situated downwind of the passages in those obstacles. In the passage-ways between dunes, intermittent waterflows and ponds have not occurred anymore since 1975.

Parabolic dunes have an U form with aperture windwards and sides made of little ridges where the sands eroded in the central part are accumulating. An evolution series comprises dome and parabolic dunes. Those dunes are inclined to agglomerate with some interactions. Dimension varies even within the same agglomeration: width oscillates from 200 to 800 m. They are confined to the north of Zinder in the area where sands are thin and the climate a little drier. Parabolic dunes come from a new erosion on sandy soils with discontinuous vegetation cover. This mechanism does still work nowadays very locally.

With a few exceptions, all the dunes of the Damagaram are inherited from more arid climatic phases. On the other hand, they wear remnants of ancient soils: red or ochreous yellow soils. Only faint soil colours are found on parabolic dunes whereas soils of pediment-like dunes are always red.

RESUME

Les dunes du Damagaram et du Koutous présentent une grande variété que l'on peut rapporter à trois grands types: les dunes longitudinales, transversales et paraboliques.

Les dunes longitudinales sont assez anciennes puisque recouvertes par le matériel des dunes transversales et portant en leur sommet des traces de remaniement. De direction NE-SW, c'est-à-dire en harmonie avec les vents actuels, elles forment souvent de longues chaînes de plusieurs dizaines de kilomètres. Leur hauteur peut dépasser 20 m. La plupart d'entr'elles sont situées dans le Damagaram occidental mais leur répartition de détail est assez irrégulière: elles sont développées sous le vent de couloirs dans la dorsale des collines quartzitiques ou encore derrière les buttes quartzitiques isolées dans le sud de cette dorsale (secteur de Gazafa). Les dunes longitudinales ont asymétriques avec un versant raide vers le SE, surplombant une dépression humide en forme de triangle allongé indiquant la direction du vent qui l'a sculptée. L'altération peut y continuer son oeuvre et une phase d'éolisation en évacuer les produits. Les dunes-glacis sont, en fait, des dépôts éoliens de formes allongées qui se sont déposés au pied du plateau des Koutous. Leur épaisseur peu atteindre 40 m

Les dunes transversales sont plus largement développées que les précédentes, principalement à l'est de la dorsale du Damagaram et autour du Koutous. De direction perpendiculaire aux premières, leurs dimensions sont souvent plus modestes: une longueur n'excédant pas 5 km, une largeur 500 m. Leur hauteur varie régionalement (Fig 21) entre 10 et 20 m. Dans le Sud plus humide, leur forme est actuellement dégradée (S de Gazafa). Les dunes transversales sont asymétriques: 3-4 % dans le versant au vent, 10-15 % sur l'autre. Les grandes dunes transversales se sont développées au vent des grands obstacles (dorsale du Damagaram et plateau du Koutous) tandis que la petites se trouvent en aval des percées dans ces obstacles. Les sillons interdunaires accueillent un écoulement liquide et des mares temporaires qui n'ont plus été fonctionnels depuis 1975.

Les dunes paraboliques ont une forme en U dont l'ouverture accueille les vents dominants et les branches sont des bourrelets dus à l'accumulation des produits érodés dans la partie centrale. Une série évolutive passe des dunes en dôme aux dunes paraboliques. Ces dunes ont tendance à se grouper en excerçant des interactions entre elles. Leur dimension est très variable même au sein du même groupe: la largeur oscille entre 200 et 800 m. Elles sont cantonnées au nord de Zinder dans une zone où les sables sont peu épais et le climat plus sec. Elles sont nées d'une reprise d'érosion sur un sol sableux où la couverture végétale est discontinue. Le mécanisme fonctionne encore très localement à l'heure actuelle.

A quelques exceptions près, les dunes du Damagaram sont toute héritées de phases plus arides. Elles portent d'ailleurs l'empreinte de sols plus ou moins anciens: sols rouges sur certaines, ocre jaune sur d'autres. Les sols peu colorés se rencontrent essentiellement sur les dunes paraboliques et les dunes-glacis ont toujours un sol rouge.

LES TYPES DE DUNES.

De nombreuses études ont été consacrées depuis la fin du siècle dernier aux processus éoliens et aux constructions qu'ils engendrent (CORNISCH, 1887; UDDEN, 1898; BOURCART, 1928; AUFRERE, 1931; BAGNOLD, 1941, 1951; CAPOT-REY, 1947, 1970; ALIMEN, 1957; MONOD, 1958; CHAVAILLON, 1964; etc.). Ainsi les dunes du Sahara et de ses marges, de l'Arabie, des Etats-Unis, de l'Australie, du désert indo-pakistanais, ont fait l'objet de divers travaux de géomorphologie. Des classifications basées sur des critères morphologiques ont été proposées. Selon McKEE (1978) trois critères peuvent servir à la classification

des dunes: la forme du corps de la dune, la localisation et le nombre de versants d'éboulis. Ces critères permettent de distinguer un nombre limité de dunes de base. Mais on peut avoir un grand nombre de combinaisons possibles entre ces éléments fondamentaux. Les types simples dépendent de l'environnement du dépôt, de la force et de la direction des vents, de l'alimentation en sable, de la distance par rapport aux sources, de la couverture végétale, des barrières naturelles (massifs rocheux, étendues d'eau et autres rugosités de la surface du sol). Les diverses associations de ces facteurs déterminent le mode de mise en place des diverses formes de base qui donnent naissance aux champs de dunes.

Les formes élémentaires de dunes.

a.- Barkhanes et chaînes barkhaniques.

Les formes élémentaires les plus connues sont les dunes en croissant appelées barkhanes (Fig. 33a). Elles se caractérisent par un versant au vent convexe et un versant sous le vent concave. La pente du versant sous le vent est abrupte et les sédiments qui parviennent au sommet de l'édifice ne pouvant tenir en équilibre, descendent jusqu'au bas-versant par éboulis ou par reptation. Les barkhanes peuvent être isolées ou coalescentes. Dans ce dernier cas elles constituent des alignements subparallèles appelés chaînes barkhaniques (Fig. 33b) (McKEE utilise le terme de barkhanoïde) ou dunes transversales (Fig. 33c). Ces dunes se caractérisent par un versant d'éboulis unique, localisé sous le vent d'un régime éolien unidirectionnel. Les barkhanes sont considérées comme des formes de migration et se situent dans des zones d'apport ou d'exportation en cours des sables.

b.- Les dunes en dômes ou en tas.

Une autre forme élémentaire est la dune en dôme qui a une forme circulaire ou elliptique et ne comporte pas de versant d'éboulis (Fig. 33d). Cet édifice est quelquefois appelé dune en tas (AUFRERE, 1931), ou dune plate (BOURCART, 1928).

c.- Les dunes paraboliques.

Un troisième type de dune est constitué par les édifices paraboliques qui ont une forme grossièrement en U ou en V (Fig. 33e). Ces dunes peuvent avoir une ou plusieurs pentes d'éboulis dans une ou plusieurs directions. La mobilisation du sable intéresse davantage la partie centrale de la dune qui, de ce fait, migre plus vite que les parties latérales. Le surcreusement de la partie centrale par rapport aux ailes aboutit au façonnement d'un édifice en croissant dont le creux est orienté dans la direction du vent, contrairement à la barkhane dont la concavité se localise sous le vent de la dune.

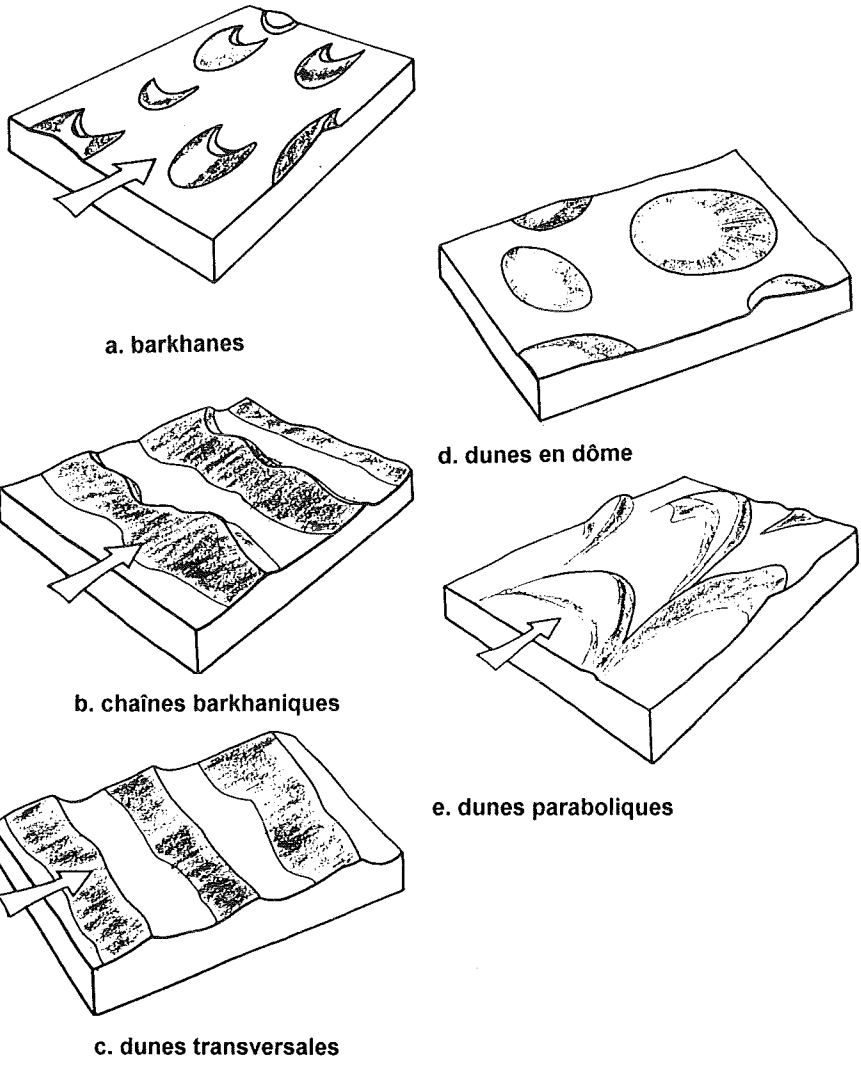


Fig.37.- Bloc-diagramme montrant la relation géométrique entre dunes transversales et dunes longitudinales dans le Damagaram.
Fig.37.- Block-diagram showing geometric connection betwen transverse and longitudinal dunes.
Legend : longitudinal dune, wadi, sand sheet, transverse dune, saprolite.

d.- Les dunes longitudinales.

Le type de dune le plus controversé est la dune longitudinale. On classe dans cette catégorie les dunes longitudinales proprement dites (MAINGUET, 1983) et des édifices linéaires appelés sifs (ou seifs). Les sifs sont des constructions éoliennes allongées "rectilignes dans leur ensemble mais sinueuses dans le détail" (MAINGUET, 1983). Leur profil transversal fait apparaître deux versants d'éboulis séparant une crête aiguë et une base relativement large, ce qui donne au profil transversal l'allure d'un triangle.

Les dunes longitudinales proprement dites appelées également cordons longitudinaux ou "sandridges" sont des édifices plus larges, allongés dans la ligne du vent. Leur grand axe est conforme au vent dominant, leur profil est soit convexe, soit dissymétrique (MAINGUET, 1984). Ces dunes sont séparées par des couloirs de déflation. Il semble que ce soit les dunes les plus répandues à la surface de la terre. C'est peut être une des raisons pour lesquelles elles ont suscité un vif intérêt des chercheurs soucieux d'en expliquer la genèse et la répartition. Ce qui implique une définition préalable des formes à classer comme dunes longitudinales, d'où la controverse dans les descriptions et donc dans les explications sur la mise en place des édifices. Les dunes longitudinales sont fréquentes dans les régions arides et hyperarides mais aussi dans les zones semi-arides.

e.- Les ghourds ou "star dunes".

On considère également comme forme élémentaire les "star dunes" (ou dunes en étoile) qui comportent plusieurs versants d'éboulis. Ces édifices ont en général un pic central et trois ou davantage de bras s'étendant de façon radiale d'où le nom de "star dunes" qu'on leur donne. On les appelle, au Sahara, ghourds ou dunes à développement vertical. En effet la migration du sable semble y avoir une composante verticale prépondérante contrairement aux autres types de dunes où elle s'effectue de façon horizontale.

Dunes composées et dunes complexes.

Lorsque des dunes élémentaires de même type se combinent par recouvrement ou surimposition elles donnent naissance à des dunes composées. Les chaînes barkhaniques ou les ghourds coalescents en donnent des exemples. La formation de petites barkhanes sur les flancs d'un édifice barkhanique plus grand ou celle de petites dunes paraboliques sur les ailes d'une autre plus grande constituent également d'autres exemples de dunes composées. Les dunes complexes résultent de la combinaison de différents types de dunes primaires. Comme on peut imaginer toutes sortes de combinaisons possibles, il peut exister un grand nombre de formes complexes.

MORPHOLOGIE ET REPARTITION SPATIALE DES EDIFICES EOLIENS DE LA REGION DE ZINDER (Fig. 22).

Plusieurs auteurs ont signalé, dans des études morphologiques, les édifices éoliens de la région de Zinder. URVOY (1935) est sans doute parmi les premiers à décrire les paysages dunaires à l'ouest du lac Tchad. Mais ce sont surtout les travaux de FAURE (1951 à 1966) qui mettent en évidence l'existence, au Damagaram et au Koutous d'au moins 3 générations de dune et donnent une stratigraphie des dépôts éoliens. Les études postérieures (PIAS, 1965; PIRARD, 1964, 1966 et GAVAUD, 1967, 1968) sont en accord avec celles de FAURE. Par contre les travaux de DURAND *et al.* (1978-79, 1980-81, 1982, 1984) mettent en cause l'existence de trois générations de dunes au Niger méridional. Ils rattachent les formations dunaires au sud du 15ème parallèle à une grande phase sèche ayant sévi antérieurement à 50 000 ou même 65 000 ans BP. Les chercheurs allemands (VÖLKEL, 1989; VÖLKEL & GRÜNERT, 1990) pensent que les dunes du Niger méridional relèveraient plutôt de la phase ogolienne (20 000 à 12 000 BP). Comme mentionné dans l'introduction à l'étude morphologique, MAINGUET et MAINGUET *et al.* (1976, 1977, 1978, 1979, 1982, 1984) ont effectué de nombreuses recherches sur la géomorphologie dunaire et étudié la dégradation des milieux dans la région de Zinder et plus au nord. Cependant ces auteurs ne donnent pas de stratigraphie des dépôts éoliens.

Nos travaux ont commencé par l'interprétation de photographies aériennes du vol NIG 40/600 réalisées par l'IGN de Paris (France) en mars-avril 1975. Ce travail de photo-interprétation a été complété par plusieurs campagnes de terrain en 1990-91, 1991-92 et 1993. Trois familles dunaires ont été distinguées: des dunes transversales, des dunes longitudinales et des dunes paraboliques. Façonnées par des pulsations arides du Quaternaire supérieur, ces dunes constituent une des principales caractéristiques morphologiques du Sahel en général et de la région de Zinder en particulier. En effet les fluctuations climatiques, notamment celles du Pléistocène supérieur et de l'Holocène, ont été marquées par d'importantes modifications de l'extension du désert du Sahara. Ces modifications se sont traduites dans les régions qui nous concernent par le décalage des limites du désert tantôt vers le sud, tantôt vers le nord en relation, respectivement avec l'aridification, puis l'humidification du climat. Les phases arides ont imprimé, sur l'ensemble du Sahel, la morphologie dunaire, témoin de conditions plus désertiques que l'actuel. L'étude de dunes héritées de conditions passées a permis quelquefois de cerner les fluctuations climatiques récentes du Quaternaire. Mais l'intérêt de l'analyse des édifices éoliens réside aussi en leur sensibilité aux processus de désertification actuels. La réduction de la couverture végétale et la modification du régime éolien en rapport avec la sécheresse qui persiste depuis plus de vingt ans au Sahel engendrent des changements d'état de surface des sables que l'on peut suivre par télédétection (KARIMOUNE & OZER; 1996). Mais avant d'entreprendre l'étude des transformations plus ou moins récentes, il convient d'analyser les caractéristiques morphologiques des familles dunaires reconnues dans la région de Zinder, ainsi que leur répartition spatiale afin de dégager, dans la mesure du possible, leur succession probable.

Les dunes transversales (Fig.34).

Ce sont les formes les plus répandues dans le secteur étudié. Mais elles sont quasi exclusives dans la partie orientale où elles constituent de longues chaînes dont l'orientation varie entre 145-155° au Nord et au centre à 135-145° au Sud. Ces chaînes peuvent avoir, surtout dans la partie centrale, au droit de la localité de Guidimouni (Fig. 22), une longueur de l'ordre de 7 km. Cependant les dimensions les plus fréquentes n'excèdent guère 5 km de long sur 200 à 500 m de large. Les chaînes sont constituées par plusieurs éléments se raccordant les uns aux autres dans le sens de leur plus grande longueur. Dans le détail les dunes les moins dégradées ont une forme en fuseau dont les ailes sont légèrement recourbées vers le SW, rappelant d'anciennes formes barkhaniques dont les édifices transversaux ont pu dériver.

Les autres sont plus arrondies et plus massives. Lorsqu'on parcourt le secteur d'ouest en est, ces dunes donnent l'impression d'interminables montées et descentes, ressemblant à une immense tôle ondulée. Les chaînes les plus marquées dans la topographie se localisent à l'est du principal alignement de reliefs de quartzite du Damagaram occidental qui s'étire sur plus de 100 km du NW au SE entre Rahin Zomo et Wacha (Fig.21). Les édifices transversaux ont, dans ce secteur, des altitudes relatives supérieures à 20 m. Cependant, à partir de la dorsale des reliefs de quartzite, les hauteurs relatives décroissent en direction du Koutous, les dunes transversales étant progressivement relayées par des nappes sableuses de faible épaisseur et même des secteurs dépourvus de couverture sableuse. Les altitudes croissent à nouveau au nord et à l'est du plateau des Koutous. Lorsque la dorsale des reliefs quartzititiques présente un ensellement suffisamment large, les grandes dunes transversales s'avancent vers l'ouest au delà de la limite que constitue cet obstacle. A l'ouest de la barrière de reliefs de quartzite les édifices transversaux sont généralement moins bien développés. Amplitude et longueur d'onde sont plus faibles. Les altitudes relatives tombent en dessous de 10 m.

Quelquefois les caractéristiques morphologiques s'estompent, donnant des formes moins nettes ou tout simplement un nappage sans organisation spécifique. Les dunes transversales présentent, lorsqu'elles ne sont pas émoussées, une nette dissymétrie entre leur versant SW en pente forte (entre 10 et 15% mais atteignant quelquefois 26%) et le versant NE en pente faible (en moyenne 3 à 4% avec des maximums de 7,5%).

Les observations de terrain permettent de distinguer trois types de matériel sableux constituant ces édifices en surface. Les plus grandes dunes sont façonnées dans un matériau brun rouge à rouge (7,5 YR 5/6 à 6/6 et 5 YR 6/6 de la Munsell Standard Soil Color Charts, 1988). Ce sable se retrouve également sous forme de placage au pied de certains reliefs où il a une teinte plus rouge (2,5 YR 7/8 à 6/8). Il constitue aussi le matériau sous-jacent de certaines petites dunes

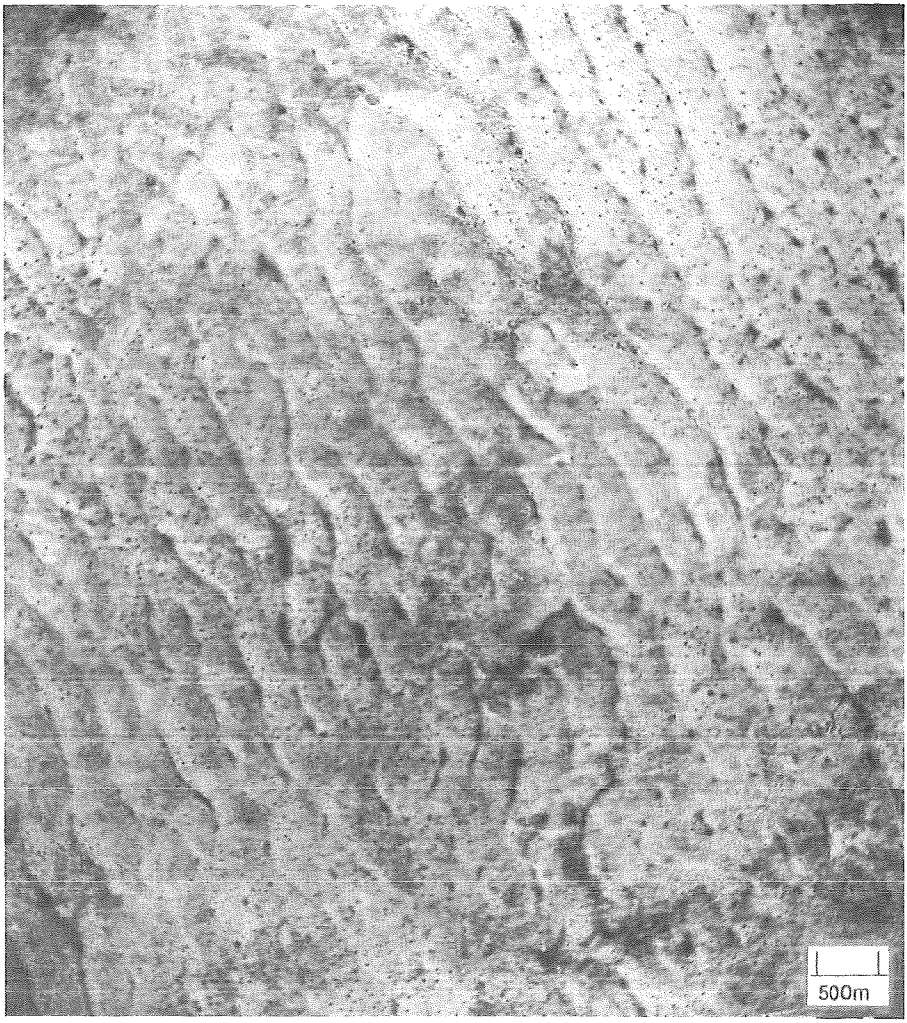


Fig.34. - Dunes transversales au sud de Toufaliram (cliché IGN, vol NIG 40/600, 1975). Végétation dans les dépressions interdunaires, traces d'écoulement fluviatile.
Fig.34. - Transverse dunes south of Toufaliram. Vegetation in passage-ways between dunes, traces of subaerial waterflow.

transversales où à la faveur de la déflation il apparaît au bas des versants au vent, recouvert d'une fine croûte de battance.

Le deuxième type de matériel sableux est plus clair, de couleur 10 YR 7/8 à 7/6. C'est le plus répandu. Ce sable jaune orangé à brun ocre clair s'observe

surtout sur les petites dunes. Mais il recouvre également des éléments plus grands.

Le troisième type de sable, localisé sur le bas-versant du flanc sous le vent des grandes dunes, est de couleur encore plus claire, presque blanc (2,5 Y 7/3 à 7 Y 4/1). Il devient gris à gris foncé dans les dépressions interdunaires où l'eau stagne une partie de l'année.

Les dunes transversales sont séparées par des couloirs interdunaires dont les dimensions varient, comme pour les dunes elles-mêmes, en fonction de la localisation. Dans la partie SE du secteur d'étude ces dépressions sont larges et profondes. Elles collectent, en saison des pluies, les eaux de ruissellement se transformant en mares temporaires parfois en lacs. Nombre de ces dépressions étaient des étendues d'eau pérennes en 1958 et même en 1975. La coalescence des couloirs interdunaires donne naissance à de véritables chenaux longs de quelques kilomètres à quelques dizaines de kilomètres. Ces chenaux qui n'alimentent aucune dépression ni même un collecteur plus important soulignent le caractère endoréique de la région. Des exemples de ces vallées existent entre Guidimouni et Guidiguir. Elles sont un peu plus larges que les dépressions "normales", à fond plat, orientées NW-SE. Le tracé de ces vallées, déterminé par l'orientation des dépressions, est souvent affecté par des changements brusques de direction. On observe ainsi de nombreux coudes faisant alterner les deux directions principales des édifices éoliens sur le tracé des oueds du secteur d'étude. D'autres oueds ont été colmatés par les dépôts éoliens et sont à peine marqués dans la topographie. C'est le cas, notamment, au sud de Mirria. Ces oueds qui drainent un écoulement hypodermique, apparaissent bien surtout sur les images satellitaires où leur tracé est plus sombre que les sables environnants.

A l'ouest de la dorsale des reliefs de quartzite, les dépressions deviennent plus étroites. Parfois, elles se réduisent à une succession de petites cuvettes qui apparaissent sous forme de taches sombres sur les photographies aériennes.

Au SSE du secteur d'étude les formes des dunes transversales et des dépressions qui leur sont associées connaissent quelques altérations (Fig.36). Au droit de la localité de Gazafa les édifices semblent avoir été érodés, aplanis. Certaines dépressions ont encore une orientation NNW-SSE ou NW-SE mais les dimensions sont nettement plus réduites. Ces cuvettes présentent en outre une rupture de pente et même un léger replat à mi-versant. D'autres cuvettes coalescentes prennent une orientation NE-SW, c'est-à-dire perpendiculaire à l'orientation initiale.

D'autres nuances peuvent être notées dans la morphologie des édifices transversaux notamment au NE de Zinder. Dans cette région, les dunes transversales, localisées à l'est de l'alignement des reliefs de quartzite, sont aussi bien développées que celles du secteur de Guidimouni, mais les interdunes sont plus étroits et plus courts, d'où un dispositif réticulé appelé parfois *aklé*. Ces *aklés* sont également présents au nord du plateau du Koutous.

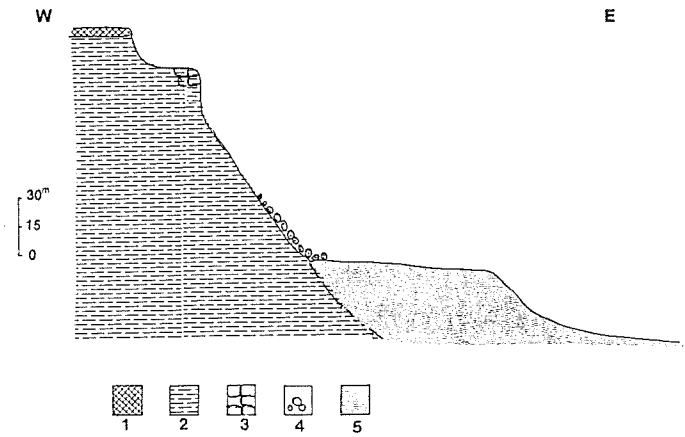


Fig.35. - Dune-glacis au pied de la butte de Sonday (4 km au nord de Kellé).
Légende: 1. banc de grès fin silicifié: 2. grès peu résistant: 3. diaclases: 4. éboulis: 5. dune-glacis.
Fig.35. - Pediment-like dune at the foot of Sonday hill (4 km north of Kellé)
Legend: 1. silicified fine sandstone beds: 2. weakened sandstone: 3. diaclases: 4. fallen rocks: 5. pediment-like dune.

Les dunes longitudinales.

La deuxième famille de dunes représentées dans la région de Zinder est constituée par des édifices orientés NE-SW (Fig. 22) et donc parallèles à la direction actuelle des vents dominants de saison sèche, d'où le nom de dunes longitudinales qui leur a été attribué. En dehors de quelques rares éléments isolés dans la partie orientale, ces édifices se localisent à l'ouest de l'alignement des reliefs de quartzite. On peut classer dans cette catégorie les dunes-glacis qui, au pied des plateaux du Koutous, ont, comme les dunes longitudinales du secteur ouest, un allongement NE-SW et des altitudes relatives élevées (Fig. 35). Les dunes longitudinales du secteur ouest sont en général constituées par la succession de plusieurs éléments se raccordant les uns aux autres et formant ainsi des chaînes longues de plusieurs dizaines de km (Fig. 21). Leur profil transversal est dissymétrique avec un versant SE en pente forte et un versant NW en pente faible (Fig. 36 et 37). Les pentes du versant NW varient entre 3 et 7%, celles du versant SE peuvent atteindre et dépasser 20%. Le flanc SE jouxte une zone déprimée où la couverture sableuse est faible voire inexistante. Cette zone est souvent occupée par une mare temporaire ou parcourue par un oued. Le flanc NW se raccorde à des dunes transversales qui, quelquefois, semblent "grimper" sur la dune longitudinale. Ce flanc est quelquefois entaillé par des ravins qui

forment de petits cônes au pied de la dune. Lorsqu'un oued prend naissance au pied du flanc NW de la dune il longe l'édifice sur une certaine distance avant de déboucher sur la zone déprimée à la faveur d'un point bas.

Mais les dunes longitudinales n'ont pas toutes un profil transversal dissymétrique. En effet, quelques-unes ont un profil convexe (Fig. 36)

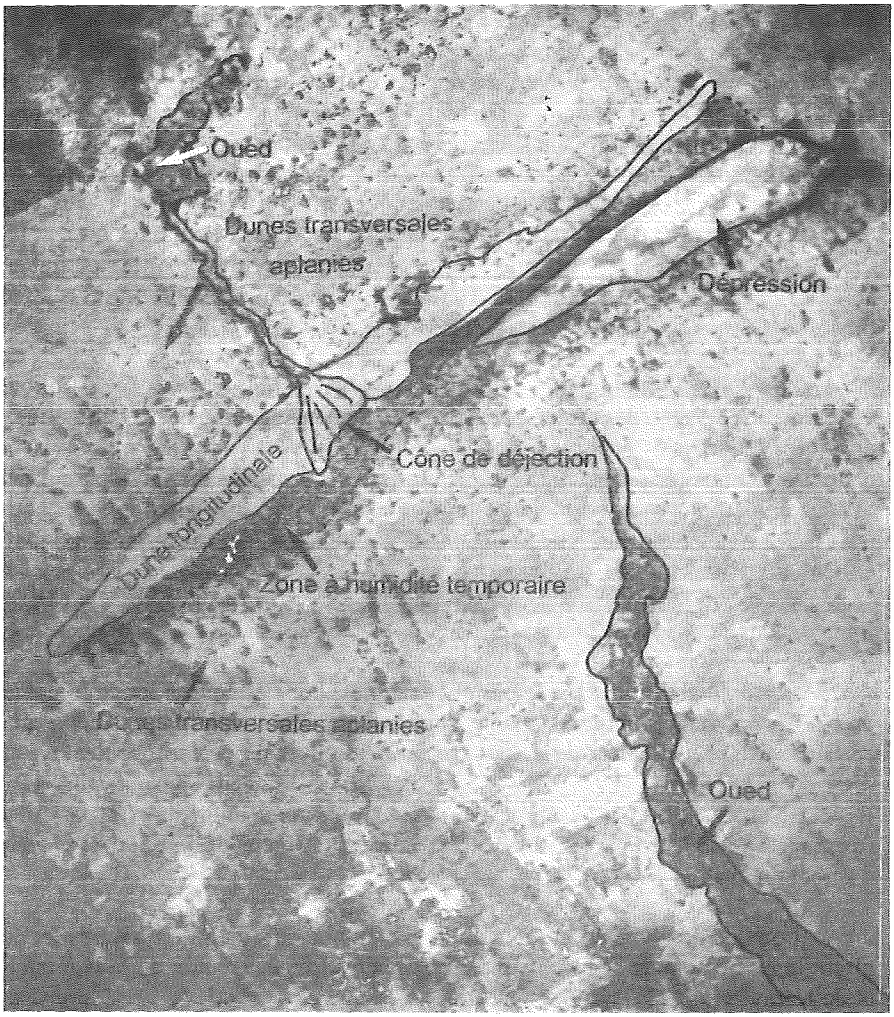


Fig.36. - Dune longitudinale et dépression associée, au sud de Gazafa (cliché IGN, vol NIG 40/600, 1975).
Fig.36. - Longitudinal dune and subsequent basin (SW of Gazafa)
Legend: wadi, eroded transverse dunes, longitudinal dunes, alluvial fan, temporary wet zone, humid depression.

Elles ont été érodées et leur matériel a été étalé, notamment en direction de la zone déprimée. La pente y est donc devenue plus faible. Les deux types d'édifices longitudinaux (les uns vigoureux, les autres émoussés) se juxtaposent au nord de Zinder.

Les crêtes des dunes longitudinales sont souvent modelées en creux et en bosses, suggérant une reprise éolienne postérieure au façonnement des édifices. En outre, plusieurs oueds ont pu franchir ces dunes à la faveur d'entailles qui débouchent sur la zone déprimée où ils se terminent par des cônes. Ceux-ci relèvent de plusieurs générations. La première qui termine les entailles dont il vient d'être question est peu marquée dans la morphologie. Elle est très étalée et apparaît sombre sur les photos aériennes. La deuxième, plus récente, est plus claire et de plus petite taille mais légèrement en relief par rapport aux cônes de la première génération. Elle est surtout le fait d'oueds qui débouchent dans la dépression à la faveur d'un ensellement entre cordons longitudinaux. On peut observer une troisième génération constituée par des cônes et deltas encore plus récents caractérisés par les plus fortes réflectances sur les photographies aériennes et les images satellitaires. Cette catégorie relève des processus actuels de désertification (KARIMOUNE & OZER, 1995).

Les dunes longitudinales se situent, comme mentionné plus haut, sous le vent de l'alignement des reliefs de quartzite du Damagaram occidental. Même dans ce secteur, elles occupent trois sites préférentiels. Elles prennent naissance dans le prolongement des couloirs entre reliefs de quartzite ou sous le vent des vallées de certains oueds. Quelques-unes prennent appui sur des pitons rocheux isolés. Dans les trois cas, elles longent la bordure NW de zones où les dépôts éoliens sont nuls ou de faible épaisseur. Ces zones, considérées comme des secteurs de déflation, sont mieux développées lorsqu'elles se localisent immédiatement sous le vent d'un massif.

Lorsqu'il se forme dans le prolongement d'un col, le cordon longitudinal ne prend pas naissance immédiatement sous le vent des reliefs. Il se situe à une certaine distance à l'ouest de ceux-ci et coïncide avec la pointe occidentale du secteur de déflation (Fig. 22). Par contre, dans les cas où l'édifice se localise sous le vent d'un oued, sa partie amont se situe à proximité immédiate de la vallée (exemple NE de Mirria, Fig. 22). L'épaisseur et la largeur de la dune diminuent d'amont en aval.

Lorsque la dune longitudinale prend appui sur un piton rocheux c'est plutôt la partie aval de l'édifice qui est mieux développée (région de Makaoratchi et de Karayé (Fig. 22).

L'espace entre cordons longitudinaux est, au sud de Zinder, large de 8 à 12 km. Mais les dimensions les plus fréquentes sont de 11 à 12 km, d'où une impression de périodicité dans la distribution spatiale de ces dunes. Au nord de Zinder, cette caractéristique disparaît, les distances entre cordons devenant beaucoup plus réduites. Le resserrement des dunes longitudinales, dans ce secteur

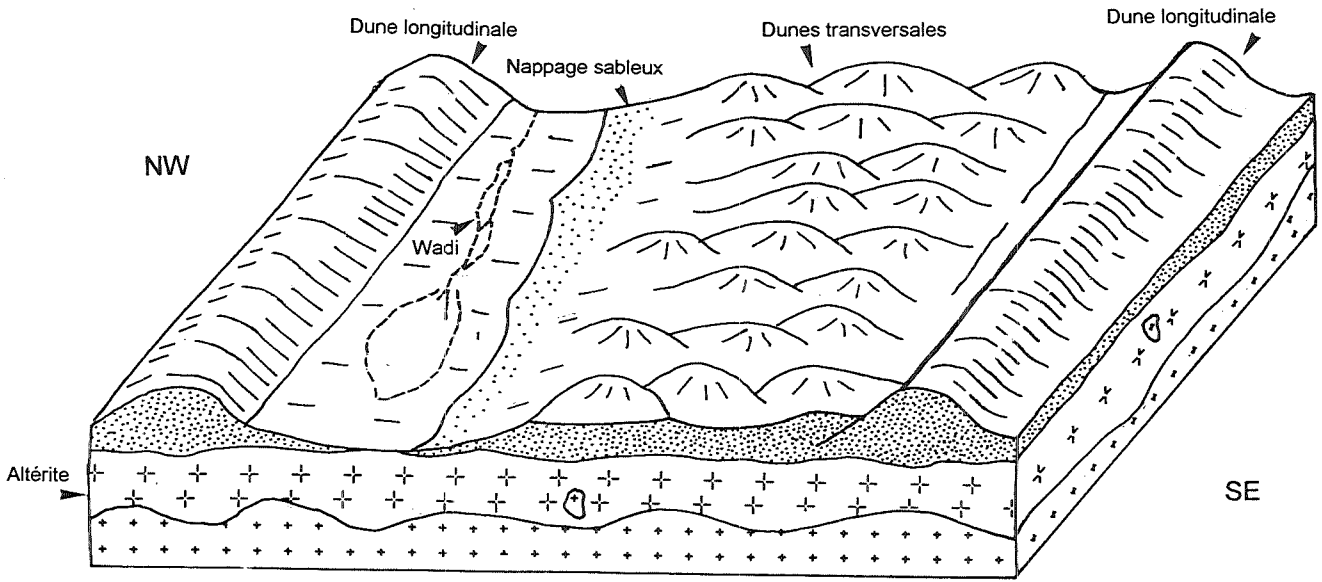


Fig.37.- Bloc-diagramme montrant la relation géométrique entre dunes transversales et dunes longitudinales dans le Damagaram.

Fig.37.- Block-diagram showing geometric connection betwen transverse and longitudinal dunes.
Legend : longitudinal dune, wadi, sand sheet, transverse dune, saprolite.

doit être mis en parallèle avec celui des dunes transversales à la même latitude (Fig. 22).

Du pied du versant SE d'un cordon longitudinal au flanc NW du cordon suivant la couverture sableuse s'épaissit. L'on passe ainsi du secteur dénudé à un nappage de faible épaisseur et sans organisation spécifique, à des dépôts modelés en dunes transversales de plus en plus nettes au fur et à mesure que l'on se rapproche de la dune longitudinale suivante (Fig. 37).

Les dunes-glacis (Fig. 35) se localisent au pied des plateaux du Koutous. Ce sont, comme les dunes longitudinales, des formes parallèles à la direction du vent dominant et prenant naissance soit au NE de pitons rocheux soit sous le vent d'un petit ensellement du plateau. Cependant leur longueur n'excède guère un à trois kilomètres. Par contre leur hauteur relative peut atteindre 40 m au pied du plateau. Leur crête peut être aussi modelée en bosses et en creux. Ces édifices sont en général encadrés sur leurs flancs SE et NW par des vallées, quelquefois par des bas-glacis. La pente de la crête est variable. Dans certains cas elle ne dépasse guère 2 à 3%. Mais elle peut, dans d'autres cas, avoir des valeurs atteignant 10 à 12 %. Par contre, les versants ont toujours des pentes élevées, de l'ordre de 16%. Ces versants sont aujourd'hui entaillés par de profonds ravins qui se terminent par des petits cônes qui s'étalent au pied des glacis.

Le matériau sableux des dunes longitudinales est, en surface, le même que celui des dunes transversales. Cependant le sable rouge est quasi exclusif sur les dune-glacis alors que le sable jaune à jaune orangé recouvre pratiquement toutes les dunes longitudinales du secteur ouest.

Les dunes paraboliques (Fig. 38).

La troisième famille de dunes se localise au N et au NE de Zinder entre 14° et 14°20 de latitude Nord. Il en existe aussi quelques individus isolés dans la plaine au nord de Birnin Kazoé. Ce sont des constructions qui, pour les plus typiques, ont une forme en croissant à concavité tournée vers le NE, c'est-à-dire la direction des vents dominants. Le croissant peut être plus ou moins ouvert, plus ou moins évidé. Ainsi ces dunes ont-elles parfois la forme d'un fer à cheval ou d'un disque renflé sur les bords. Les dunes paraboliques se situent dans les secteurs sous le vent des reliefs de quartzite ou du plateau du Koutous. Dans ces zones la couverture sableuse est discontinue. Les dimensions de ces édifices, perpendiculairement à la ligne du vent, sont de 0,2 à 0,5 km. Les pentes, de la crête ou des ailes en direction du creux, sont de l'ordre de 2,5 à 4%. Celles du front peuvent atteindre 7 à 9%. Le creux au vent est un point de concentration de l'humidité en saison des pluies. La végétation y est plus fournie comme c'est le cas dans les dépressions interdunaires des secteurs à dunes transversales.

A côté des formes typiques, existent des dunes en dôme plus ou moins arrondi, ovoïde, dont les dimensions, perpendiculairement à la ligne du vent, sont de 0,3 à 0,5 km. Ces édifices comportent souvent en leur partie sommitale et/ou

au vent une ou deux topographies en creux. Plus ces petites cuvettes sont développées plus la dune est évidée.

Les dunes paraboliques peuvent être isolées. Mais, en général, elles sont regroupées, formant des grappes plus ou moins importantes allongées NE-SW. Les regroupements peuvent s'effectuer de différentes façons (Fig. 39).

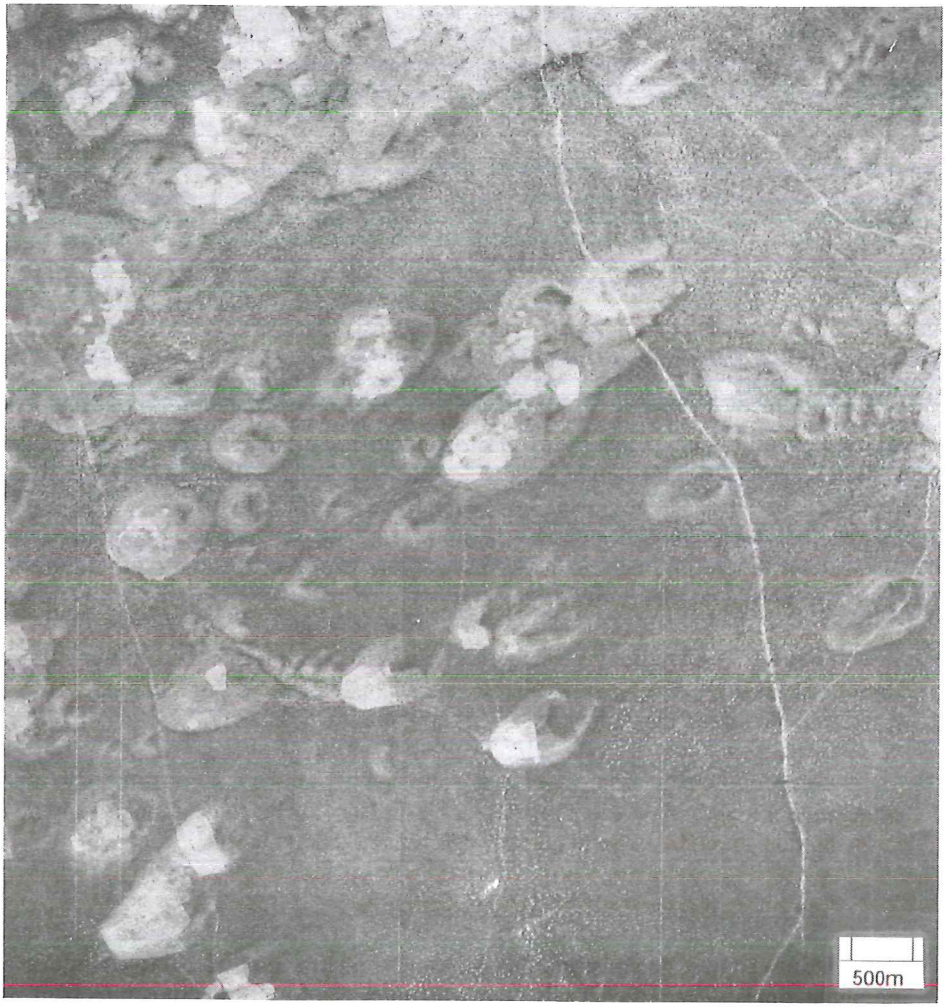


Fig.38. - Dunes paraboliques dans le secteur de Dania, NE de Zinder (cliché IGN, vol NIG 40/600, 1975).
Fig.38. - Parabolic dunes in the Dania area, NE of Zinder.

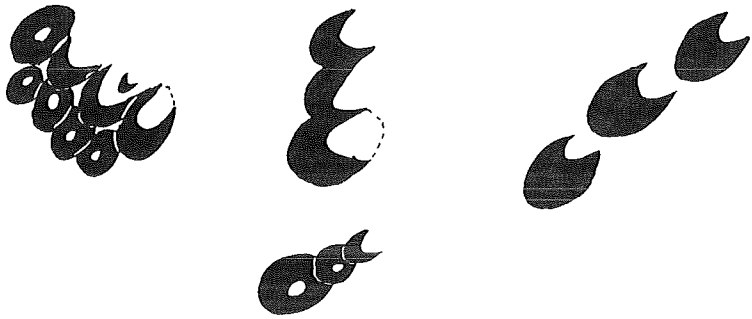


Fig.39. - Quelques modes de regroupement des dunes paraboliques (v.fig.37).
Fig.39. - Some grouping types of parabolic dunes.

Les plus courants sont constitués par des petits éléments se développant autour d'un édifice de grande taille. Ces petits éléments peuvent être coalescents, la coalescence se faisant préférentiellement le long de l'une des deux ailes de la grande dune. La fréquence, dans ces grappes, de dunes composées et l'état de dégradation de nombre d'édifices paraboliques rend leur identification assez malaisée sur le terrain. Leur reconnaissance et leur cartographie sont pourtant très faciles sur photographies aériennes.

Lorsque l'on quitte les secteurs à couverture sableuse discontinue, les formes s'altèrent très vite pour donner des dunes ondulées et allongées qui servent d'intermédiaires avec les dunes transversales et longitudinales.

Le recouvrement superficiel des dunes paraboliques est constitué par le sable jaune à beige. Mais des coupes le long de la nouvelle route Zinder-Tanout permettent de se rendre compte que le sable rouge est sous-jacent.

Les autres formes d'accumulations sableuses.

D'autres types de constructions éoliennes existent dont les caractéristiques morphologiques se rapprochent de l'une ou l'autre des formes décrites plus haut. Il s'agit de dunes édifiées sous le vent de petites zones de déflation qui, elles-mêmes, sont localisées sous le vent de reliefs isolés. Ces dunes ont une forme allongée ou en dôme.

Dans ce dernier cas l'édifice peut être façonné en fer de lance dont la pointe est tournée dans le sens du vent. La différence avec les dunes paraboliques

décrites plus haut réside dans la taille qui est, ici, plus grande d'une part et dans les liens génétiques qui semblent exister entre ces édifices et les reliefs et zones de déflation qui leur sont associés d'autre part.

Un autre type d'accumulation sableuse est constitué par les cônes qui se développent au pied des collines de quartzite ou du plateau du Koutous. Ces cônes très nombreux se localisent souvent sous le vent de reliefs isolés, de faibles ensellements du plateau ou des barres de quartzite (Fig.40). Ces caractéristiques les rapprochent des dunes-glacis. Mais les cônes sont de taille plus modeste. Ils se touchent souvent les uns les autres, formant une auréole continue au pied des massifs, tel le piémont du Doutchin Illéla, en amont de la mare de Gouské.

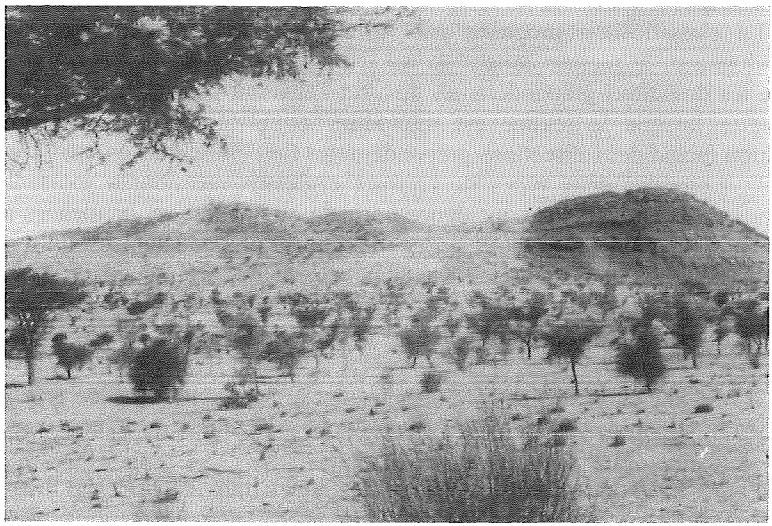


Fig.40. - Versant d'une colline quartzitique partiellement ennoyé sous un cône de sable éolien sous le vent d'un ensellement (5 km à l'W de Guidimouni).
Fig.40. - Slope of a quartzite hill partially under an eolian fan of sand on the lee side of a saddle (5 km W of Guidimouni).

GENESE DES EDIFICES EOLIENS DE LA REGION DE ZINDER.

La description des différents types d'édifices éoliens du Damagaram et du Koutous permet de se rendre compte de l'existence, dans la région, de plusieurs générations de dunes. La distribution préférentielle de ces édifices suggère les conditions différentes qui ont déterminé leur mise en place. Elle permet également d'émettre des hypothèses sur l'évolution géomorphologique.

Quelques théories sur le façonnement des différentes familles dunaires que l'on rencontre dans la région de Zinder.

Les tentatives d'explication des modes de façonnement des édifices éoliens soulèvent des controverses liéees principalement aux types de classifications. Certains auteurs se sont intéressés à l'explication génétique d'un type d'édifice éolien, les dunes longitudinales par exemple (FOLK, 1971; HANNA, 1969). D'autres ont voulu rendre compte des processus de mise en place de toutes les formes des constructions éoliennes afin d'en donner une explication génétique globale permettant de retrouver les filiations possibles entre différents types dunaires. Les travaux de BOURCART (1928), AUFRERE (1931), BAGNOLD (1941, 1951), FRYBERGER & DEAN (1979), MAINGUET (1976, 1983, 1984) sont de ceux-ci.

La classification proposée par AUFRERE (1931) associe aux aspects morphologiques le régime éolien. Ainsi, il distingue des vents en conjonction lorsque les directions prépondérantes du vent s'écartent peu les unes des autres, c'est-à-dire lorsque le régime est monodirectionnel. Les vents sont dits en opposition quand deux directions prépondérantes font entre elles un angle proche de 180°. Entre les deux types de régimes ci-dessus mentionnés existent des régimes à vents en incidence, incidence normale ou quadrature, incidences aiguë en fonction de l'angle formé par les directions prépondérantes. Le régime unidirectionnel serait responsable du façonnement des formes en croissant de type barkhane, que celles-ci soient isolées ou coalescentes, des chaînes transverses, des dunes paraboliques et des cordons longitudinaux de types "sandridge".

Au régime en incidence sont liées les constructions linéaires de type sif et les dunes en pyramide selon qu'il y a deux ou plusieurs directions dominantes.

Pour CAPOT-REY (1970) la genèse des dunes transversales peut avoir une explication différente selon que l'on considère le vent comme agent d'érosion ou d'accumulation.

- dans le premier cas les dunes transversales résulteraient d'un déblaiement incomplet du sable dû à des fluctuations transversales dans la force du vent. "Il subsiste alors entre sections déblayées des seuils qui constituent la trame d'un système réticulé".
- dans le second cas, les édifices transversaux seraient façonnés par l'accumulation du sable par des vents opposés. La direction du vent le plus véloce serait caractérisée par le versant le plus abrupt. Pour le Sahel, la violence plus grande de la mousson serait responsable des versants plus raides du flanc SW des dunes transversales.

En ce qui concerne les dunes longitudinales, reprenant l'explication de BAGNOLD (1941), CAPOT-REY estime que ces édifices sont façonnés par un vent unidirectionnel auquel se substitue, de temps en temps, un vent oblique plus fort. Il en résulte une atrophie de l'une des cornes des barkhanes alors que l'autre s'allonge.

Une autre hypothèse émise par BAGNOLD (1941) est le réchauffement de l'air au contact du sol, provoquant la formation de tourbillons à axe horizontal qui déblaient des couloirs sur les bords desquels le sable est déposé.

Pour MAINGUET (1982, 1983, 1984) l'étude des phénomènes éoliens sur le continent africain doit se faire dans un contexte continental ou subcontinental afin de mettre en évidence les relations entre les différents ergs du Sahara et de ses marges. Elle considère les critères morphologiques et de régime éolien insuffisants. Pour définir tous les types de constructions éoliennes il faut, selon cet auteur, faire appel à des paramètres tels que les modes d'écoulement des sables dans les dunes et la migration des sédiments dans les phases de croissance et d'amaigrissement des ergs. Ces paramètres liés à la notion de bilan sédimentaire permettent de distinguer deux catégories de dunes:

- les dunes construites par des processus d'accumulation sont caractéristiques des ergs à bilan positif, c'est à dire où les apports de sédiments sont supérieurs aux départs,
- celles qui résultent de processus d'érosion éolienne caractérisent les ergs à bilan négatif où les exportations de sable sont plus importantes que les apports.

La première catégorie comprend les barkhanes et toutes les formes dérivées jusqu'aux chaînes transverses dont l'alimentation en sable se fait perpendiculairement à la grande dimension de l'édifice, les dunes linéaires de type sif dont l'alimentation se fait obliquement par rapport à l'édifice, les dunes en pyramide dont le modelé est façonné par une composante verticale prépondérante des processus éoliens.

La deuxième catégorie ou dunes d'érosion est constituée par les édifices paraboliques qui résultent d'une exportation du sable perpendiculairement à la dune et les cordons longitudinaux ou "sandridge" (ou dunes longitudinales) dont le modelé est façonné par érosion éolienne parallèlement aux édifices.

Les deux catégories de dunes définies ci-dessus occupent dans l'agencement continental des ergs des positions différentes.

Le critère retenu par WASSON et HYDE (1983) pour expliquer la différenciation des types dunaires rejoint la notion de budget sédimentaire définie par MAINGUET. En effet, pour ces auteurs la mise en place des différents types d'édifices éoliens est déterminée par l'*Equivalent Sand Thickness* (EST) qui est l'épaisseur de sédiments qu'on obtiendrait si tout le sable d'un champ de dunes était répandu de façon homogène sur l'aire occupée par les édifices. L'*EST* varie en fonction du type dunaire. Les barkhanes se forment sous régime éolien quasi monodirectionnel dans des régions de faible couverture sableuse. Les dunes transversales seraient façonnées par un régime éolien modérément variable dans une couverture sableuse abondante. Le modelé des dunes longitudinales serait le fait d'un régime plus variable dans des nappes sableuses moins abondantes.

Selon la classification de MAINGUET, l'une des trois grandes familles dunaires de la région de Zinder, les chaînes transverses, serait caractéristique des formes d'accumulation, alors que le modelé des deux autres résulterait de processus d'érosion éolienne.

Une tentative d'explication de la mise en place de ces types dunaires pourrait sans doute prendre en compte non seulement les paramètres du bilan sédimentaire mais également faire intervenir la distribution spatiale des différents édifices en relation avec les obstacles topographiques qui perturbent le transit éolien.

Mise en place et évolution des dunes transversales de la région de Zinder.

Au cours des phases arides du Quaternaire supérieur, le Damagaram et le Koutous, à l'image de l'ensemble du Sahel, ont été le lieu de formation de modelés dunaires façonnés par des vents à compétence élevée. Les sédiments ont été, au moins partiellement, transportés par ces vents et déposés dans les régions sahéliennes où se sont constitués d'ouest en est les ergs du Trarza, du sud de la Mauritanie, de l'Azawak, et l'erg Haoussa qui couvre le Nord Nigeria et le Sud du Niger (GROVE, 1958). La région du Damagaram et du Koutous fait partie de l'erg Haoussa. La majeure partie de cette région est couverte par des dunes transversales qui sont très bien développées au vent des principaux reliefs, au point qu'elles ennoient toute la partie orientale du Koutous. Elles ont dû se former par dépôt des sédiments devant les obstacles qui engendraient une déviation des courants éoliens et, d'une façon plus générale, lorsque la rugosité du sol a imposé aux vents une décélération. Les dépôts de sédiments sont faibles ou nuls sous le vent des principaux reliefs. Cette différenciation spatiale dans l'épaisseur des sédiments sableux résulte de la perturbation induite par les obstacles au transit éolien. Lorsque les courants éoliens abordent un obstacle important leur parcours subit deux types de modification (Fig. 41):

- la diffluence qui est une scission du flux en deux branches qui contournent l'obstacle. Les dépôts s'effectuent alors en amont de l'obstacle et dans le prolongement des deux branches du flux.
- l'ascendance qui oblige les filets d'air à s'élever pour franchir l'obstacle. Dans ce cas les courants éoliens se délestent, si non de la totalité du moins de la majeure partie, de leur charge sédimentaire en amont du relief. Par ailleurs lorsque des flux éoliens franchissent un obstacle il se forme des tourbillons (TRIPLET et ROCHE, 1977, MAINGUET, 1979) qui sont susceptibles de provoquer déflation et érosion sous le vent du relief.

L'aspect massif des dunes à l'est des reliefs de quartzite et l'ennoyage de la partie orientale du plateau du Koutous résultent d'une alimentation soutenue en sable alors que la progression des dunes était bloquée par la présence d'obstacles topographiques. L'épaisseur du sable et, par conséquent, la hauteur des dunes transversales diminue à partir de l'alignement des reliefs de quartzite vers le

Koutous, les dépôts redevenant épais à l'est du plateau (Fig. 22). Au niveau des ensellements des collines de quartzite, les dunes massives empruntent le couloir entre massifs, formant une langue qui s'étend beaucoup plus à l'ouest que la grande majorité des édifices du même genre. Ainsi s'expliquent les nuances morphologiques des dunes transversales entre les partie orientale et occidentale du secteur d'étude.

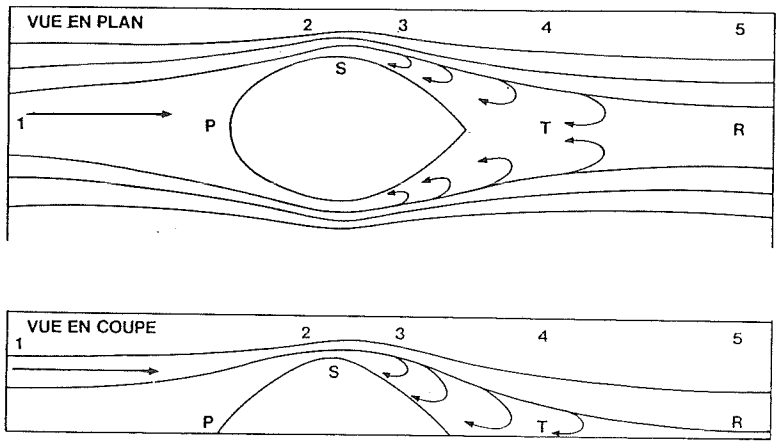


Fig.41. - Les effets d'un obstacle sur le comportement dynamique des vents chargés de particules (d'après MAINGUET, 1984).
Légende: 1. aire de dépôt; 2. aire de transport et de corrasion; 3 et 4. aire de formation du sillage tourbillonaire (T); 5. aire de recollement des courants déviés (R) avec retour à la direction initiale.
Fig.41. - Obstacle affecting dynamics of sand blown wind (after MAINGUET, 1984)
Legend: 1. deposition area; 2. transport and corrosion area; 3 and 4. eddying wake area; 5. again parallel flows with the initial orientation.

La cause des nuances entre le Nord et le Sud doit être recherchée, quant à elle, dans la variation spatiale de la pluviométrie. En effet, le Sud est mieux arrosé et c'est la direction vers laquelle s'effectue le drainage. Il a dû subir, après la mise en place du modelé dunaire, les effets d'une érosion pluviale qui a nivelé le sommet des dunes, remblayant, du moins partiellement, les couloirs interdunaires. Cette érosion et ce colmatage ont, dans certains cas, complètement transformé l'ancienne organisation en dunes et interdunes. De nouvelles cuvettes à orientation NE-SW, donc perpendiculaires aux anciens couloirs, sont nées à l'emplacement des anciennes ailes des édifices transversaux. Ceux-ci n'ont plus

leurs caractéristiques morphologiques initiales. Ils sont de forme arrondie et de faible altitude relative. Cette évolution caractérise surtout l'extrême SE de la zone étudiée (est et sud-est de Gazafa).

Un peu plus au nord et à l'ouest la morphologie dunaire a été peu modifiée. Seuls les ruptures de pentes et replats de bas-versant semblent indiquer que les couloirs interdunaires ont été partiellement remblayés puis dégagés, probablement lors de deux phases érosives successives. Sur le profil de la dune transversale de Rawayou on note bien l'existence de la rupture de pente et du replat de bas-versant.

Au centre, les sommets des dunes ont été peu affectés. Le remblaiement a donc été faible et les processus d'érosion pluviale ont, lors de la deuxième phase, facilement dégagé les couloirs qui ont joué le rôle de véritables axes de drainage. Plus au nord, l'érosion ayant été plus faible du fait d'une pluviométrie plus réduite, même les dépressions interdunaires ont rarement été dégagées.

Ainsi peut-on penser que, alors que le Sud bénéficiait d'un régime de précipitations pouvant engendrer fixation des dunes et érosion hydrique, le Nord était encore sous régime aride et soumis aux processus éoliens. L'apport continu de sable dans cette dernière région a pu favoriser la formation d'un dispositif réticulé.

Une autre hypothèse consisterait à attribuer ces différences morphologiques à deux épisodes secs distincts, séparés par une occurrence humide. Le premier épisode sec, le plus important, se serait étendu très loin vers le Sud. Il faut dire ici que les modelés dunaires s'étendent, au Nigéria, jusqu'au 10ème degré de latitude nord, dans une région qui reçoit aujourd'hui plus de 1000 mm de précipitations annuelles (GROVE, 1958). La phase humide qui lui succède se serait traduite par une compaction du matériel sableux des dunes (par pédogenèse) et l'installation d'une couverture végétale. Le deuxième épisode sec entraîne une remise en mouvement des sables, surtout dans la partie nord qui est en outre alimentée par des apports venus de régions situées plus à l'est ou au nord-est, dans la direction du vent. La conjonction de ces deux phénomènes entraînant la formation d'édifices resserrés dans ce secteur. La phase érosive qui dégage les couloirs interdunaires dans les secteurs sud pourrait être contemporaine soit de la phase humide soit du deuxième épisode sec.

La corrélation avec d'autres évolutions géomorphologiques et l'étude des coupes et des sédiments (chap. VII) devraient permettre de comprendre la succession des fluctuations climatiques responsables des nuances morphologiques dans les édifices éoliens du secteur étudié.

Genèse des dunes paraboliques du Damagaram

La plupart des auteurs qui se sont intéressés aux dunes paraboliques les ont étudiées dans des contextes littoraux ou semi-arides. Tous s'accordent à penser qu'elles s'édifient sous un climat bénéficiant d'une certaine humidité et d'une certaine couverture végétale.

Selon AUFRERE (1931) le point de départ de l'évolution conduisant à l'élaboration d'une dune parabolique est une *caoudeyre*, surface de corrasion et de déflation en forme de chaudière, creusée dans les dunes littorales ou continentales. Le creusement de cette cavité engendre des dépôts corrélatifs sur les bords de la dune. La partie centrale, la plus exposée car normale à la direction du vent, évolue plus rapidement que les côtés qui s'allongent. Ainsi, l'édifice prend une forme en U qui, après rupture de la partie centrale, se transforme en dunes parallèles à la direction du vent, c'est à dire en dunes longitudinales.

De même selon BOURCART (1928) et MAINGUET (1983) les dunes paraboliques résultent d'une reprise d'érosion éolienne dans d'anciennes nappes sableuses. Celles-ci ont été, au préalable, modelées en buttes et, à la faveur d'un climat relativement humide, revêtues par une couverture végétale. Lorsque, pour diverses raisons, la couverture végétale se dégrade, la reprise de l'érosion éolienne transforme les buttes en dunes paraboliques. Suite à la lésion de la couverture végétale, le vent qui n'est pas chargé de sédiments attaque les anciennes formations sableuses, produit une encoche sur la face au vent des collines de sable. Cette encoche évolue vers une forme en croissant par ablation du secteur au vent. Les produits érodés sont déposés sur la partie aval de la dune. Si le creusement se poursuit l'édifice acquiert une forme en U. La rupture de la courbure centrale du U aboutit ici aussi à la formation de deux édifices subparallèles qui se comportent comme des dunes longitudinales.

Les dunes paraboliques de la région de Zinder ont, comme les dunes longitudinales, une localisation préférentielle (v. plus haut). Elles présentent en outre divers stades d'évolution, de l'édifice en dôme sans aucun creux au sommet à la dune parabolique typique (Fig. 42).

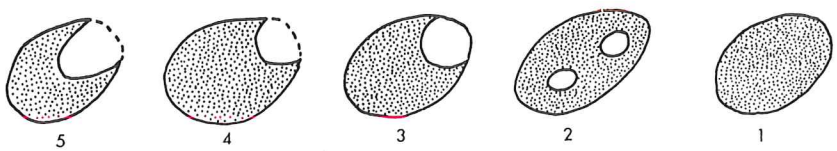


Fig.42. - Différents stades de façonnement d'une dune parabolique, tels qu'observés dans la région de Zinder.
Fig.42. - Shaping phases of a parabolic dune as observed in the Zinder area.

La localisation et l'observation des différents stades d'évolution des dunes sont deux paramètres qui renseignent sur les modes de mise en place des édifices paraboliques dans la région de Zinder. Le point de départ semble être la formation de petits monticules de sables dans un secteur qui, balayé par la déflation qui règne sous le vent des obstacles topographiques, n'a qu'une couverture sédimentaire faible ou discontinue. Cette mise en place s'effectuerait au cours d'une période sèche, les dépôts étant favorisés par la rugosité du sol. L'existence des monticules s'explique aussi par un autre processus. Nous avons pu observer que le réseau hydrographique qui parcourt les zones de déflation, isole, sur les bords de ces secteurs, de petits monticules de sable. Parfois, il existe même des dunes paraboliques mal formées ou mal individualisées, ces dunes, ainsi que les monticules, étant encore soudés à la zone des ondulations sans forme spécifique qui sert de transition avec les autres formes dunaires (secteur de Doufoufouk et de Birnin Kazoé).

A la phase d'élaboration des monticules et des dunes en dôme, succède une occurrence humide qui permet l'établissement d'une couverture végétale et donne une certaine cohésion aux sables dunaires par pédogenèse. Enfin, suite à une péjoration climatique, la végétation se dégrade et l'activité éolienne redevient plus efficace, se traduisant par l'érosion des anciens édifices. Ainsi l'édification des dunes paraboliques de la région de Zinder fait intervenir deux épisodes secs - le premier étant vraisemblablement le plus important- séparés par une occurrence humide. Selon MAINGUET (1984) qui établit une relation entre type de modelé et degré d'aridité (v. ci-dessous, les dunes longitudinales), les précipitations lors de la phase humide, auraient atteint des totaux annuels de 800 à 1000 mm. Le climat s'étant ensuite détérioré, les totaux pluviaux annuels seraient retombés à 400 mm.

La succession des variations climatiques responsables du façonnement des dunes paraboliques rejoint ainsi celle déjà proposée pour expliquer les nuances morphologiques des dunes transversales.

Genèse des dunes longitudinales du Damagaram

Plusieurs hypothèses ont été émises pour expliquer le façonnement des dunes longitudinales.

La première, défendue notamment par AUFRERE (1931), a déjà été évoquée dans les processus d'évolution des dunes paraboliques. Cette hypothèse fait résulter les dunes longitudinales de la rupture, par surcreusement, du nez des dunes paraboliques. Ainsi chacune de ces dernières donnerait naissance à deux édifices longitudinaux subparallèles. Une telle évolution aurait eu pour conséquence une distribution beaucoup plus serrée des dunes longitudinales et leur regroupement par paire. Dans la région de Zinder, les cordons longitudinaux sont distants de 8 à 12 km et ne montrent pas de tendance au regroupement par deux. Ils sont, comme nous l'avons vu (Fig.22), longs de plusieurs dizaines de km et constitués d'une branche unique qui occupe la plupart du temps le bord NW de zones de déflation qui, elles-mêmes, se localisent sous le vent des principaux

reliefs. Cependant nous avons noté également l'existence de dunes en forme de fer de lance qui sont situées sous le vent de petites aires de déflation. Ces types d'édifices pourraient évoluer selon l'hypothèse émise par AUFRERE. Mais nous n'avons noté aucun exemple de ce type d'évolution dans le secteur étudié.

La deuxième hypothèse défendue en particulier par HANNA (1969) et FOLK (1971) explique le modelé des dunes longitudinales par érosion éolienne d'étendues sableuses. L'érosion serait due à deux flux hélicoïdaux à axe horizontal tournant en sens inverse. Ces tourbillons creusent la zone centrale ramenant le sable sur les parties latérales où l'accumulation donne naissance aux dunes longitudinales. Cette hypothèse rejoint l'une des deux explications données par BAGNOLD sur la genèse des dunes longitudinale. Cependant selon LEEDER (1977) cette hypothèse ne repose pas sur un mécanisme fondé. Dans la région de Zinder, la localisation préférentielle des édifices longitudinaux sous le vent des reliefs de quartzite et du plateau du Koutous fait pourtant penser que cette hypothèse n'est pas à exclure totalement. En effet, le comportement des flux éoliens face aux obstacles, déjà évoqué pour expliquer la différenciation de la morphologie des dunes transversales peut ici aussi être pris en compte. Les tourbillons qui naissent sous le vent des reliefs peuvent engendrer l'érosion et la déflation de sédiments pouvant alimenter les dépôts qui s'effectuent sur les bords des aires de déflation. Mais l'espacement très important des dunes longitudinales de la région de Zinder ainsi que leur agencement avec les édifices transversaux ne laissent pas penser qu'elles aient pu être façonnées par deux tourbillons hélicoïdaux tels qu'envisagés par HANNA et par FOLK.

La troisième hypothèse est celle de MAINGUET (1984) qui rejoint aussi celle de WASSON et HYDE (1983). Pour ces auteurs l'explication de la genèse des édifices longitudinaux réside dans l'alimentation différentielle des champs de dunes en sable. Les cordons longitudinaux seraient des dunes résiduelles dont l'étude doit prendre en compte le rapport d'évidement (E) calculé de la manière suivante : E = Cl (largeur d'un couloir)/ Cd (largeur d'un cordon). Si l'on considère l'ensemble des ergs du Sahara et de ses marges, on se rend compte que ce rapport est plus grand au nord qu'au sud laissant penser que les ergs sahariens s'évident au profit des champs de dunes plus méridionaux. Plus au sud encore, dans les régions sahéliennes, le rapport d'évidement redevient plus important. Au Sahel septentrional, les cordons ont encore une organisation périodique. Mais au Sahel méridional, en particulier au Burkina Faso, l'espacement atteint 15, 25, 32 km, d'où une organisation apériodique et un rapport d'évidement élevé. MAINGUET en conclut que les" sandridges" du Sahel ont été façonnés dans un contexte de bilan sédimentaire négatif qui aurait succédé à une phase de bilan positif. Cette succession serait liée à une accentuation de l'aridité, le façonnement des cordons et couloirs correspondant à la phase hyperaride où la fourniture en sable est moindre alors que le vent est de plus en plus véloce. L'énergie excédentaire engendre l'érosion donnant naissance aux couloirs interdunaires.

La genèse des édifices longitudinaux du Damagaram doit prendre en compte la dynamique éolienne en rapport avec la localisation préférentielle de

ces dunes. Celles-ci se situent, comme mentionné plus haut, dans le prolongement des couloirs entre les reliefs de quartzite ou des petits ensellements du plateau mais aussi au vent de certains pitons rocheux. Leur façonnement semble donc déterminé par la présence des obstacles. Lorsque ces reliefs sont des pitons isolés le transit éolien est accéléré de part et d'autre de l'obstacle. Il y a donc surcreusement dans ces secteurs du fait du surplus d'énergie éolienne. Par contre, au vent du relief le sable s'accumule en dune-glacis dont la largeur et la hauteur diminuent d'aval en amont.

La diffluence et la tendance à la canalisation des flux par les couloirs sont à l'origine des dépôts longitudinaux qui se situent dans le prolongement des cols entre reliefs de quartzite ou du plateau du Koutous. Dans les cols dominent les processus d'érosion et de transport. Lorsque le col est franchi et au fur et à mesure que l'on s'éloigne du relief il se produit une décélération des flux qui engendre le dépôt des particules transportées en suspension ou par saltation. Mais cette source est certainement renforcée par des apports latéraux dus à l'érosion éolienne qui sévit dans les secteurs déprimés qui jouxtent les flancs SE des dunes longitudinales. La taille de ces secteurs de déflation est fonction de l'envergure des reliefs sous lesquels ils prennent naissance. Leur évolution sera abordée plus loin. La localisation préférentielle des cordons sur la bordure NW des aires de déflation et le profil dissymétrique de ces édifices sont plus difficile à expliquer. On peut évoquer ici l'une des hypothèses de BAGNOLD (1951) qui impute la formation de la dissymétrie à l'existence d'un vent secondaire latéral soufflant périodiquement avec une force élevée. Dans le cas des dunes longitudinales du Damagaram, ce vent soufflerait du SE. Il contribuerait au déblaiement des secteurs de déflation et au façonnement de crêtes aiguës. Des vents du SE soufflent aussi dans les conditions climatiques actuelles. Ils sont de plus en plus fréquents en période de sécheresse (Fig. 15: rose des vents à Zinder en 1980-1984). Mais il est difficile de dire s'ils jouent actuellement un rôle important dans l'élaboration de la dissymétrie des crêtes dunaires.

La juxtaposition des édifices longitudinaux émoussés et non émoussés et le resserrement des cordons, au nord de Zinder, semble témoigner d'une mise en place en deux étapes. Les dunes façonnées lors de la première étape ont été érodées au cours d'une phase humide. A la péjoration climatique qui suit correspond la mise en place des dunes qui sont actuellement les plus vigoureuses.

Les édifices éoliens en dôme ou en fer de lance situés sous le vent de petites zones de déflation ont pu être façonnés par les mêmes processus. Cependant les déviations subies par les courants éoliens sont faibles. Les dépôts de sables se sont effectués au point de conjonction des filets d'air déviés, ce qui leur donne quelquefois deux pointes, chacune orientée dans la direction d'un flux. Ces dépôts sont en outre alimentés par les produits de la déflation qui sévit en amont.

Certaines dunes longitudinales de la région de Zinder prennent naissance sous le vent des vallées d'oueds. Des édifices longitudinaux occupant des

localisations semblables ont été décrites dans le désert du Thar par TWIDALE (1972) cité par WASSON *et al.* (1983). Les vallées constituent également des irrégularités de la surface du sol. Leur tracé perpendiculaire à la direction du vent a sans doute joué comme un frein aux flux éoliens susceptibles d'engendrer une décélération et donc des dépôts de sédiments. Les alluvions de ces cours d'eau ont pu fournir une partie des sables constitutifs des dunes.

Ainsi peut-on penser que la mise en place des édifices longitudinaux de la région de Zinder a été déterminée par les perturbations des courants transporteurs de sable induites par les obstacles au transit éolien.

CARACTERES GENERAUX ET GENESE DES DEPRESSIONS ASSOCIEES AUX DUNES LONGITUDINALES.

Les secteurs en dépression qui jouxtent le flanc SE des cordons longitudinaux ont une forme triangulaire allongée NE-SO. La taille du triangle est fonction de l'envergure du relief sous lequel ils prennent naissance. Ainsi une large bande à faible couverture sédimentaire s'étend du pied SW du plateau du Koutous jusqu'à l'ouest de Zinder (Fig. 21), interrompue seulement localement par les reliefs de quartzite situés à l'est de cette localité. Ailleurs, des reliefs de quartzite isolés ont donné naissance à des formes similaires, de taille plus modeste. C'est le cas au Damagaram occidental et surtout méridional où de nombreuses zones en dépression de diverses tailles se succèdent depuis le nord de Zinder jusqu'au sud de Wacha. C'est le cas du secteur de Makaoratchi, situé sous le vent du Doutchin Illela ayant une forme en S renversé, c'est également le cas de la mare de Gouské sous le vent d'une longue crête de quartzite.

Ces surfaces dépourvues de dépôts éoliens sont en dépression par rapport aux dunes et aux reliefs environnants et collectent les eaux de ruissellement en saison humide. Aussi sont-elles souvent parcourues par des oueds ou occupées par des mares qui peuvent être permanentes. Les années où la pluviométrie a été bonne les dépressions sont également alimentées par un sous-écoulement qui draine la nappe sous-jacente aux formations dunaires.

La genèse de ces dépressions relève, comme pour les dunes, de processus paléoclimatiques. Ces dépressions ont été façonnées en même temps que les dunes. Etant donné leur position les courants éoliens les abordent quasiment dépourvus de charge en sable. Ceci explique l'inexistence de dépôts éoliens dans ces secteurs. Par ailleurs les flux éoliens qui y parviennent sont animés de mouvements tourbillonnaires qui, même lorsque les vitesses ne sont pas très élevées, peuvent engendrer la déflation des sédiments fins qui y ont été apportés par le ruissellement. Les courants éoliens ayant contourné l'obstacle se rejoignent et reprennent leur direction initiale après un parcours plus ou moins long, fonction de la déviation subie. Le point de jonction des courants déviés par l'obstacle correspond à la pointe sud-ouest de la surface de déflation (Fig.41).

Le façonnement des zones déprimées, contemporain de la mise en place des édifices longitudinaux, est donc très ancien. Depuis leur élaboration ces zones ont connu une évolution que l'on peut déceler, du moins pour les processus les plus récents, grâce à l'analyse de photographies aériennes. Cette évolution est déterminée par l'alternance saisonnière et/ou périodique des phénomènes hydriques et éoliens. La stagnation plus ou moins longue des eaux de ruissellement dans ces cuvettes contribue à l'altération des roches du socle qui sont à faible profondeur. La déflation en période sèche déblaie les produits fins issus de l'altération des roches et/ou apportés par le ruissellement. Ainsi se creusent des dépressions plus ou moins profondes capables de retenir l'eau plus ou moins longtemps en fonction de l'alimentation et de l'évaporation au cours de la saison et/ou de la période sèches suivantes. Les fluctuations de niveau les plus significatives se marquent dans la topographie par un micromodelé en bosse matérialisant les anciennes berges. Ces microtopographies sont souvent des anciens deltas abandonnés suite au retrait du niveau de la mare. Ainsi la partie amont de la mare de Gouské, près de Gayi, comporte deux niveaux de cônes qui ne sont plus atteints par les eaux, même lorsque les saisons pluvieuses sont bonnes. Ailleurs, notamment autour des lacs de Guidimouni et de Gazafa la baisse du niveau de l'eau est matérialisée par l'existence d'anciennes plages de sable blanc. Mais l'évolution la plus notable sur le plan morphologique est représentée par la superposition de deux deltas bien visibles sur photographies aériennes, tant à l'est de Guidimouni qu'au sud de Gazafa. Cette évolution récente sera analysée au chapitre consacré à l'étude des cônes et terrasses récents.

CONCLUSION.

Plusieurs types d'observations permettent de penser que les dunes de la région de Zinder relèvent d'au moins deux générations:

- les nuances morphologiques interprétées ci-dessus comme résultant d'une évolution différente.
- le matériel sableux qui peut être différent selon les types dunaires: petites dunes jaunes à côté de dunes rouges ou la superposition de matériau sableux jaune et rouge font penser à la succession de deux types de dépôts.
- enfin et surtout la superposition de dunes transversales aux édifices longitudinaux dont les crêtes sont souvent modelées en creux et en bosses témoignent d'une reprise éolienne postérieure à l'édification des cordons longitudinaux.

Morphologie et couleur des dépôts éoliens de la région de Zinder ne sont pas sans rappeller la morphostratigraphie établie par MICHEL pour les dunes du Sénégal et de la Gambie (1973), par TRICART *et al* dans la boucle du Niger (1958) et par BLANCK (1976) dans la région de Maradi. Selon ces auteurs, de grandes dunes rouges auraient été édifiées au cours de la période extrêmement aride de l'Ogolien (20 000 à 1 2000 ans BP). Après une phase humide, le Nigéro-tchadien (10 000 à 7000 BP), une autre occurrence sèche aurait mis en place une

nouvelle génération de dunes caractérisée par une couleur jaune. Cependant d'après les auteurs qui ont travaillé dans le bassin tchadien, en particulier DURAND *et al.* (1979-80, 1981, 1982, 1984, 1986), la période ogolienne appelée Kanémien dans cette région n'a pas été aussi sèche qu'on a pu le penser. Selon ces auteurs, les études sédimentologiques faites à l'ouest et au sud du lac Tchad et celles réalisées au sud de Maradi montrent que les écoulements n'ont pas été interrompus au cours de cet épisode et que les processus éoliens n'ont produit que des remaniements peu importants au sud du 15° de latitude nord. Aussi les grandes dunes sont-elles rapportées à l'*Erg ancien* qui aurait été édifié antérieurement a 50 000 voire 65 000 ans BP. Quelle que soit l'hypothèse retenue on retrouve bien les traces d'au moins deux épisodes secs dans la région de Zinder.

Postérieurement au façonnement des plus grandes dunes, un réseau hydrographique s'est mis en place, empruntant les couloirs interdunaires. L'installation du réseau hydrographique s'est faite à la faveur d'un retour à des conditions climatiques relativement favorables. Les oueds avaient alors une compétence permettant l'érosion et le transport de masses très importantes de sable. Cette période correspond soit au début soit à la fin d'une phase humide, c'est-à-dire à un moment où les précipitations sont abondantes alors que la couverture végétale est trop faible pour endiguer l'érosion. Le premier remblai des zones déprimées et le glacis en contrebas des dunes-glacis des piémonts du Koutous pourraient être rattachés à cette période. Quant à l'importante phase humide, elle pourrait correspondre au Nigéro-tchadien.

Après cette phase humide, une autre occurrence sèche, suivie d'une légère pulsation humide a pu engendrer la formation du deuxième delta observable dans les dépressions. Certains auteurs (BLANCK, 1968) placent une période sèche vers 6000 à 5000 ans BP et un retour à des conditions humides vers 4500 à 3500 ans BP, les tendances actuelles prévalant à partir de 3000 ou 2500 ans BP (VÖLKEL, 1989; VÖLKEL et GRUNERT 1 990).

TROISIEME PARTIE

LES FORMATIONS SUPERFICIELLES ET L'EVOLUTION GEOMORPHOLOGIQUE
Superficial geological formations and geomorphological evolution

L'agencement des formes, décrit aux chapitres III et IV, donne déjà un aperçu des grandes lignes de l'évolution géomorphologique au Damagaram et de ses marges, après le dépôt des grès du Koutous. L'objectif poursuivi dans le présent chapitre est de tenter de préciser au mieux cette évolution en s'appuyant sur les formations superficielles, les niveaux cuirassés, la sédimentation des sables dunaires et les terrasses fluviatiles anciennes ou récentes. La situation topographique des différents niveaux étagés, la caractérisation des enduits qui recouvrent les cuirasses, l'étude des coupes dans les dépôts sableux et l'analyse granulométrique et microscopique (au binoculaire et au microscope électronique à balayage) sont les méthodes utilisées pour essayer d'établir une chronologie relative de l'évolution géomorphologique de la région. L'absence de datation absolue constitue un handicap sérieux. Mais les similitudes avec les études réalisées dans le bassin tchadien, dans l'Aïr et dans la partie occidentale du Niger seront prises en compte pour pallier cette lacune.

CHAPITRE VI
LA SIGNIFICATION GEOMORPHOLOGIQUE DES NIVEAUX CUIRASSÉS.

ABSTRACT. The geomorphological significance of lateritic duricrust covered levels

The ancient landforms of the region are closely linked with the presence of lateritic crusts. Those laterites are rather common in more humid morphoclimatic environments and are surprising in such an arid one.

As they depend on iron sources, laterites are especially developed on the Koutous plateau where patches of a ferruginous oolitic formation (of the Continental Terminal base?) are present. The summit surface, the pediments directly below the latter, the terrace deposits in the highest part of the valley slope would not have subsisted till now without the protection of those laterites. The highest laterite of the Koutous plateau wear the marks of a deep weathering with, among others, corroded quartz grains. The ferruginous coating covering them is thick, dark brown and finely layered with sometimes pisolites. Such coatings are also present on the highest laterite

of the Shaba where they appear as early as the breaking down of the Grès Polymorphes series, dated back to the Secondary (ALEXANDRE & ALEXANDRE-PYRE, 1987).

On the Damagaram foundation rocks, laterites in spite of a lesser density have also played an important part when preserving remnants of stepped rock fans. The upper level is only situated at 20 m or so above the valley bottom. The laterite that covers it shows however a coating of the same type as the Koutous summit one. Both surfaces would be dated from the same ancient age and the quartzitic hills above the pediment would have come free in an very remote period. Each of the lower rock fans is covered with a lateritic crust also identifiable owing to their ferruginous coating. The same sequence of ferruginous coatings has been observed on the stepped surfaces of the Shaba area where continental deposits, unfortunately unprecisely dated, are respectively related to the Early, Mid and End Tertiary. If the comparison is permitted, the relief carved out the Damagaram foundation rocks has not changed much since the beginning of the Tertiary, even though the upper part of the quartzitic hills would be inherited from an epoch before the deposition of the hamadian sandstones.

Lateritic crusts have also been observed on very low surfaces, river terraces or pediments. Their coating is very thin and they are related to the Quaternary.

RESUME

Les formes de terrain anciennes sont fortement marquées par la présence de cuirasses latéritiques. Ces dernières, apanages de milieux morphoclimatiques assez humides, surprennent dans un environnement aujourd'hui tellement aride.

Dépendantes de sources de fer, les cuirasses sont surtout bien développées sur le plateau du Koutous où subsistent encore les restes d'une formation à oolithes ferrugineuses (base du Continental Terminal?). La surface sommitale, les glacis directement en contrebas, les dépôts de terrasse en haut de versant n'auraient pu subsister jusqu'à ce jour sans la protection de ces cuirasses. Les cuirasses les plus élevées du Koutous portent les stigmates d'une forte altération avec, notamment, des grains de quartz fortement corrodés. L'enduit ferrugineux qui les a recouvertes est épais, de teinte brun foncé et finement rubané, formant quelquefois des pisolithes. De tels enduits se retrouvent sur les cuirasses les plus élevées du Shaba, apparues dès la dislocation de la formation des Grès Polymorphes rapportés au Secondaire (ALEXANDRE & ALEXANDRE-PYRE, 1987).

Sur les roches du socle, les cuirasses latéritiques, malgré une moindre abondance, ont joué un rôle morphologique primordial en préservant des parties de glacis rocheux emboîtés. La surface la plus élevée se trouve seulement à quelque 20 m au-dessus de la vallée qui les incise et la cuirasse qui la couvre, porte cependant un enduit du même type que celui du sommet du Koutous. Les deux surfaces seraient donc du même âge et les collines quartzitiques sur le socle qui surmontent le pédiment aurait donc été dégagées dans une période très reculée. Les glacis rocheux inférieurs sont couverts chacun d'une cuirasse latéritique identifiable grâce à l'enduit ferrugineux qui la recouvre. Une même succession d'enduits ferrugineux y a été observée sur les surfaces étagées du Shaba où à l'aide de dépôts continentaux datés malheureusement avec imprécision, ils sont rapportés au Tertiaire ancien, moyen et final. Si la comparaison est permise, le relief sculpté dans le socle du Damagaram n'aurait guère évolué depuis le début du Tertiaire, la partie supérieure du relief étant peut-être héritée elle-même d'une période antérieure au dépôt des grès hamadiens.

Des cuirasses ont également été observées sur des surfaces d'érosion assez basses, des terrasses fluviatiles et des pédiments. Leur enduit est très fin et elles sont rapportées au Quaternaire.

Les cuirasses sont fort étendues dans les régions de climat soudanien de l'Afrique occidentale (MAIGNIEN, 1958), mais leur importance spatiale diminue lorsqu'on va vers des régions plus sèches, de climat sahélien ou saharien. Au Damagaram et au Koutous, elles n'existent que sous forme de lambeaux très localisés. Leur dispersion peut inciter à la prudence. Mais leur étagement, notamment autour des dépressions du Damagaram occidental, la similitude des situations topographiques et des caractéristiques propres aux enduits, autorisent des rapprochements qui peuvent aider à comprendre l'évolution géomorphologique du secteur étudié.

Différents auteurs ont signalé l'existence de niveaux cuirassés au Damagaram-Mounio. FAURE (1966) a fait état de reliques de cuirasses au contact des grès du Koutous et des formations du socle, dans la région de Gazammi, que nous n'avons malheureusement pas prospectée au cours de nos travaux de terrain. Le sommet du plateau du Koutous a été, par contre, considéré comme seulement induré le long de galeries, les niveaux cuirassés ayant été, selon cet auteur, décapés par l'érosion. GAVAUD (1977) a également décrit, dans la partie méridionale du Niger, plusieurs niveaux gravillonnaires cuirassés dont le plus ancien, à structure pisolithique, serait d'âge Pliocène. Il s'agit là de cuirasses étudiées surtout dans la partie occidentale du Niger où les formations du Continental Terminal, dont l'âge est controversé (FAURE, 1966; GREIGERT & POUGNET, 1967; DUBOIS, 1979; BEAUDET *et al.*, 1977; JOO' & FRANCONI, 1983), servent de niveau de référence pour la morphostratigraphie de la région. PIRARD (1966) a mentionné l'existence de glacis emboîtés dans les massifs périphériques de la cuvette tchadienne, en particulier au Koutous et au Mounio. Le Mounio n'a pas fait l'objet de nos investigations. Par contre, au Koutous nous n'avons observé qu'un seul niveau de glacis cuirassé. Sur la carte géologique de MIGNON (1970) des formations notées "latérite" sont représentées dans les régions de Karayé et de Kaki Sara, mais sans autre précision.

Ainsi, des niveaux cuirassés existent au Damagaram et au Koutous. Mais ils ont rarement été inventoriés dans le but d'en tirer des informations pouvant aider à comprendre l'évolution géomorphologique de la région. Dans ce travail, l'étude des cuirasses du Damagram et du Koutous a été réalisée à différents niveaux d'observation.

En fait, l'analyse de la topographie du plateau des Koutous a déjà montré l'importance des cuirasses latéritiques (ch.IV). La présence de fer en abondance et la protection des formes assurées par les cuirasses, même sur des substrats peu résistants, en sont les causes principales.

Il n'en est pas de même sur le socle où le relief a été dégagé des altérites dans une période ancienne, probablement avant la sédimentation des grès

hamadiens et des oolithes ferrugineuses du Continental Terminal. Privées d'une source importante d'oxyde de fer, les cuirasses sont ici confinées à la surface de quelques cônes rocheux étagés d'âge ancien (évoqués au ch. III) qui ponctuent avec bonheur la fin de la mise en relief des bancs quartzitiques redressés.

MODE DE FORMATION DES CUIRASSES ET RÔLE MORPHOLOGIQUE

Les processus de formation des cuirasses ont été étudiés par de nombreux auteurs qu'il n'est pas opportun de citer dans ce travail. Une importante bibliographie est fournie par TSHIDIBI (1985). Dans les grandes lignes, la formation des cuirasses peut résulter de deux types de processus d'enrichissement en sesquioxydes de fer. Lorsque la cuirasse se forme par exportation et appauvrissement des produits les plus mobiles, elle est d'accumulation relative. Quand elle résulte de l'importation de sesquioxydes, elle est dite d'accumulation absolue (MAIGNIEN, 1958). Ces processus principaux donnent naissance à divers types de cuirasse. Les différentes structures peuvent être liées à des sites de formations spécifiques (ALEXANDRE, 1978, 1991).

La *structure gravillonnaire* résulte de la succession de trois processus qui entrent dans l'évolution des profils pédologiques. La première étape est la formation de concrétions, noyaux indurés, formés in situ, de forme et de taille variables, noyés dans le solum (MAIGNIEN, 1958). Le site le plus favorable pour la formation des concrétions est, semble-t-il, une zone de battement de la nappe pas trop profonde, telle qu'elle existe aux bas des versants de vallées à peine encaissées dans une surface d'érosion de faible pente (ALEXANDRE, 1991). L'abondance des oxydes de fer provient de l'altération de la roche en place et de l'entraînement par un lessivage oblique. La deuxième phase est une concentration mécanique des concrétions (gravillons) qui s'effectue par érosion aréolaire des particules fines sous un climat relativement sec. Le décapage des horizons fins superficiels amène les gravillons en affleurement. Puis, à la faveur du retour de conditions climatiques plus humides, les gravillons sont enfouis sous une faible couverture de produits fins, aboutissant à la formation d'une stone line. Les gravillons peuvent s'être déplacés sur de courtes distances ou être restés sur place. La troisième étape est la soudure des éléments qui se fait par imprégnation de la matrice lorsque celle-ci est fine ou par cimentation lorsque celle-ci est rare. Cette soudure s'effectue dans des conditions à peu près semblables à celles du concrétionnement (ALEXANDRE, 1991).

La *structure conglomératique* résulte de la cimentation de sédiments grossiers et se rencontre surtout sur les glacis et dans les fonds de vallées. Dans le premier cas, les éléments sont soudés le plus souvent par des apports de sels de fer en solution provenant de l'altération des éléments internes riches en fer et/ou des reliefs dominant directement les glacis. Dans le second cas, les oxydes de fer peuvent provenir de contrées plus éloignées que les reliefs de commandement au pied desquels se localisent les vallées.

Il existe des *structures résiduelles* formées par imprégnation, par les oxydes de fer, d'un substrat géologique qui conserve ses structures initiales. L'imprégnation est le fait d'apports, dans une masse altérée et à forte porosité, de solutions riches en oxydes de fer qui arrivent soit par la nappe, soit à partir de sédiments ferrugineux surincombants. Sont classées également comme structures résiduelles les cuirasses formées à partir de substrats eux-mêmes riches en fer et pour lesquels il n'est donc pas nécessaire de faire intervenir des apports nouveaux. Dans ces conditions la cuirasse peut être d'accumulation relative. Les cuirasses à structure résiduelles n'auraient pas de site spécifique.

La *structure lamellaire* apparaît comme une succession de fines strates (cuticules) recouvrant le substrat induré par imprégnation ou les conglomérats gravillonnaires. Ces cuticules sont composées d'oxydes de fer relativement purs et se seraient formées à l'intervention de certaines bactéries (ALEXANDRE et TSHIDIBI, 1984; ALEXANDRE, 1986, 1991). Les structures lamelaires ne semblent pas être liées à un site particulier. Cependant, elles seraient bien ancrées dans leur contexte morphologique (ALEXANDRE, 1991) et leurs caractères physiques (couleur, épaisseur), leur évolution ultérieure (érosion et reconstitution, fracture) peuvent donner des informations intéressantes sur les étapes de la morphogenèse du milieu où on les observe. Nos tentatives de datation relative seront fondées sur ce principe.

Une cuirasse de *structure vermiforme* est parcourue par un réseau de canalisations ou de galeries, réseau consolidé par des dépôts ferrugineux eux-mêmes éventuellement de structure lamellaire. La structure vermiforme peut se superposer à une autre structure, entre autre la gravillonaire. Elle peut aussi se présenter seule, par exemple, dans des altérites auxquelles le lacis de galeries étançonnées confère rigidité et quelquefois résistance

Malgré la possibilité de coexistence de différentes structures dans un même site, la classification ci-dessus permet une approche pouvant orienter les recherches en vue d'une datation relative des niveaux cuirassés étagés. Dans tous les cas, la position topographique d'une cuirasse, de quelque nature qu'elle soit, par rapport à des niveaux repères, ou à d'autres niveaux cuirassés, a souvent été utilisée, dans les régions intertropicales, comme moyen d'étude de l'évolution géomorphologique (MAIGNIEN, 1958; GRANDIN et DELVIGNE, 1969; MICHEL, 1973; NAHON et DEMOULIN, 1970, 1971; ALEXANDRE, 1975, 1978, 1986; GRANDIN, 1976; BEAUDET et al.,1977; ALEXANDRE et ALEXANDRE-PYRE, 1987). En effet, les cuirasses ont souvent figé des niveaux topographiques utiles dans la reconstitution de l'évolution géomorphologique. En outre, leur présence est la plupart du temps interprétée comme un signe de fluctuations climatiques, surtout lorsqu'elles sont recouvertes par différents types d'enduits (ALEXANDRE, 1978, 1986; ALEXANDRE et TSHIDIBI, 1985).

METHODES D'ETUDE DES CUIRASSES DU DAMAGARAM ET DU KOUTOUS ET TECHNIQUE DE DATATION RELATIVE.

Une description macroscopique a d'abord été effectuée sur le terrain, puis en laboratoire. Cette description prend en compte la position topographique relative des niveaux cuirassés et les types d'enduit qui leur sont associés afin d'établir une première corrélation des niveaux morphologiques, surtout au Damagaram occidental. Elle a été appuyée par des observations sur sections polies, à la loupe binoculaire. Deux autres types d'analyses microscopiques ont ensuite été effectués. Les échantillons récoltés sur les niveaux supérieurs des cônes ou glacis, considérés comme représentatifs de niveaux de référence, ont été examinés au microscope électronique à balayage (MEB). Cette étude avait pour objectifs de mettre en évidence la structure des enduits, ainsi que leur composition.

Un deuxième type d'analyse a été effectué au microscope polarisant. Il avait pour but d'identifier les minéraux sur sections polies, afin de dégager, si possible, des similitudes entre les différents échantillons.

Notre tentative de datation relative vise à fournir des repères chronologiques dans l'établissement du schéma de l'évolution géomorphologique de la région. Elle s'inspire des méthodes mises au point par ALEXANDRE (1978, 1986), ALEXANDRE et TSHIDIBI (1984) qui consistent à rechercher dans les caractéristiques physiques des cuirasses situées à différents niveaux topographiques, des critères permettant de distinguer ces formations les unes des autres. Le degré d'induration, la nature bréchique ou massive des formations indurées ont souvent servi à différencier, chez les auteurs français, les cuirasses latéritiques (MAIGNIEN, 1958; NAHON et DEMOULIN, 1970, 1971; MICHEL, 1973). La méthode mise au point par ALEXANDRE se base davantage sur le degré d'évolution des cuirasses, la couleur, mais également les phases d'érosion et de reconstitution des enduits, les microfractures et autres paléo-déformations qui ont pu affecter la cuirasse au cours de son histoire. Cette technique est fort intéressante car elle permet la comparaison d'échantillons prélevés en des sites très éloignés les uns des autres. Elle a permis d'établir l'âge approximatif des différents types d'enduits qui, au Haut Shaba (Zaïre), sont associés à des cuirasses couvrant des surfaces disposées en escalier.

Rappelons que au Shaba, la succession suivante a été observée:
1) L'enduit le plus ancien est de couleur brun foncé, zonaire, très épais, donnant lieu à la formation d'une structure pisolithique. Son âge probable serait Secondaire ou début Tertiaire.
2) Le second enduit, de couleur rouge violacé, est fin, brillant. Il serait d'âge mi-Tertiaire.
3) Un troisième enduit, de couleur brun foncé, mais plus fin que le plus ancien et brillant en surface, serait daté de la fin du Tertiaire.

4) Le quatrième enduit est ocre clair. Il marquerait la transition entre le Tertiaire et le Quaternaire.
5) Enfin, l'enduit le plus récent de la série - qui se serait formé au Quaternaire - est très fin, de couleur soit brun foncé soit rouge violacé.

Les datations ci-dessus s'appuient non seulement sur la différenciation des couleurs et des structures, mais également sur la position relative des surfaces d'érosion auxquelles sont associées les cuirasses et des terrains continentaux qui les encadrent.

En ce qui concerne le Damagaram et le Koutous, après avoir fait l'inventaire des sites visités et exposé les observations de terrain, une étude de détail de quelques échantillons sera présentée, qui permettra de faire des raccords entre les niveaux analysés et d'établir une chronologie des événements morphologiques qui ont marqué la région.

REPARTITION SPATIALE ET POSITION TOPOGRAPHIQUE DES NIVEAUX CUIRASSES.

Les niveaux cuirassés du Damagaram.

Les niveaux cuirassés sont présents surtout au Damagaram méridional, dans un secteur compris entre Mirria au nord et Wacha au sud. Ils correspondent, dans ce secteur, soit à des cônes rocheux anciens dont les dépôts superficiels - des galets de quartzite - ont été cimentés par les sels de fer, ou à des glacis de plus faible extension qui s'étagent au pied des reliefs de quartzite. Ils forment ainsi une succession de replats dont les plus élevés se réduisent souvent à quelques mètres carrés. Les cônes rocheux étagés sont observables par exemple au pied du Doutchin Illéla, au NO de Makaoratchi. Les glacis se disposent en gradins au pied de la colline de quartzite situé au sud et à l'est de la mare de Babanko, dans le secteur de Karayé.

a.- Les niveaux cuirassés du secteur de Karayé-Fouroumi.

Autour de la colline quartzitique située au sud de la localité de Karayé (fig. 43), on peut distinguer deux types d'agencement des niveaux cuirassés. Au SE de la colline, se disposent trois niveaux séparés par de faibles dénivelées. Au pied de la colline, se trouve une dalle de cuirasse conglomératique comportant des galets de quartzite bien roulés pris dans une matrice sableuse très indurée, de couleur très foncée. En surface, quelques-uns des galets sont évidés. La dalle qui ne s'étend que sur quelques m², se localise au débouché d'une partie déprimée du massif de quartzite (sans doute une ancienne amorce de vallée), où on retrouve encore quelques galets roulés dont la taille est comprise entre 25 et 5 cm. La dalle est si peu étendue qu'il n'a pas été possible de la représenter sur la figure 43.

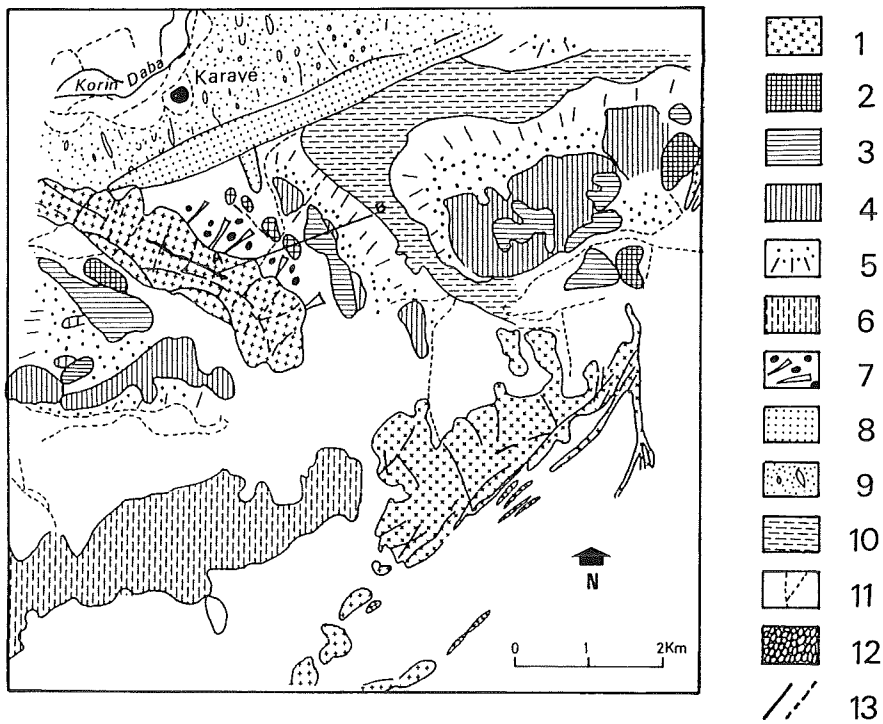


Fig.43.- Les cônes rocheux cuirassés du secteur de Karayé.
Legende : 1. collines quartzitiques; cônes rocheux cuirassés: 2. supérieur, 3. intermédiaire, 4. inférieur; 5. épandages de gravillons latéritiques; 6. secteur de faible couverture sableuse; 7. accumulation de sable éolien en bas de versant, accompagnée d'éboulis; 8. dune longitudinale; 9. dunes transversales et dépressions associées; 10. lac ou mare temporaire; 11.écoulement intermittent; 12. cône de déjection non induré; 13. failles et diaclases.
Fig.43.- Rock fans covered with lateritic duricrusts, Karayé area.
Legend : 1. quartzitic hills; 2. upper, 3. intermediate, 4. lower indurated rock fans; 5. lateritic gravel veneer; 6. thin sand cover; 7. hillside foot aeolian deposits, sometimes with fallen rocks; 8. longitudinal dune; 9. transverse dunes and passage-ways in between; 10. temporary lake or pond; 11. intermittent water flow; 12. non-indurated alluvial fan; 13. faults and diaclases.

Lorsqu'on s'éloigne de la butte, en direction de la vallée du Korin Daba qui draine le secteur, on peut observer un autre lambeau de la cuirasse conglomératique, nettement plus étendu que le précédent. Il semble que ce niveau qui résulte de la consolidation des dépôts d'un cône ait eu une extension de quelques centaines de mètres avant d'être démantelé par l'érosion ultérieure. Il se situe à une altitude relative de 10 m.

Plus avant, en direction du talweg, une série de petites buttes cuirassées, alignées ONO-ESE, assez proche les unes les autres, témoigne de la continuité de l'ensemble au moment de la mise en place du niveau. Ces buttes apparaissent comme des digitations d'un ancien glacis qui se serait formé après le cône rocheux. Leur extension étant réduite, ces buttes ont été représentées comme un seul ensemble sur la figure 43. La cuirasse y est de type gravillonnaire, avec des éléments dont la taille est de l'ordre d'un 1/2 cm à un cm. Ils sont en général recouvert d'un enduit brun foncé épais de quelques mm. Cependant on note sur certains gravillons et sur les parois des galeries la présence d'un enduit brun ocre qui surmonte quelquefois un enduit rouge violacé. Ce dernier est en général très rare. Cependant il a également été observé sur des gravillons trouvés sur un replat du relief de quartzite.

Le niveau situé à environ 2,5 m en contrebas du précédent est également formé par une cuirasse gravillonnaire mais dont les éléments sont légèrement plus grossiers que ceux du niveau immédiatement supérieur. Ici l'enduit ocre est nettement prédominant quoiqu'on retrouve également quelquefois un enduit brun foncé fin.

A environ 4 m au-dessous du niveau décrit ci-dessus, on tombe sur un glacis d'épandage de grenailles latéritiques dont l'épaisseur varie en fonction de la distance par rapport aux niveaux cuirassés. Lorsqu'on s'éloigne des lambeaux cuirassés du niveau III, ces épandages cèdent la place à leur tour à des surfaces de glaçages, horizons rendus compacts par des couches limono-sableuses.

Cette succession de niveaux se retrouve, à quelques nuances près sur le versant NE de la colline de quartzite (Fig. 44). Sur ce second site, au lieu d'une cuirasse conglomératique, le niveau supérieur, qui se situe à une altitude de 435 m environ (14 m au-dessus du niveau de la mare de Babanko), est constitué par une cuirasse à enduit brun foncé très épais. On peut noter l'existence de deux faciès: un aspect gravillonnaire y est associé à une structure lamellaire. C'est surtout sur les parois des galeries de quelques cm de diamètre que s'est constitué l'enduit zonaire qui peut avoir plus d'un centimètre d'épaisseur. Les galeries ont été creusées dans un matériau argileux de couleur ocre et rouille et renfermant une grande quantité de produits clastiques, essentiellement des grains de quartz. Les gravillons ont des tailles de 2 à 3 cm.

Le niveau cuirassé s'adosse à une crête de quartzite arasée (Fig. 44) qui émerge à peine de la dalle. Celle-ci a pu se former sur des altérites des roches les moins résistantes du socle.

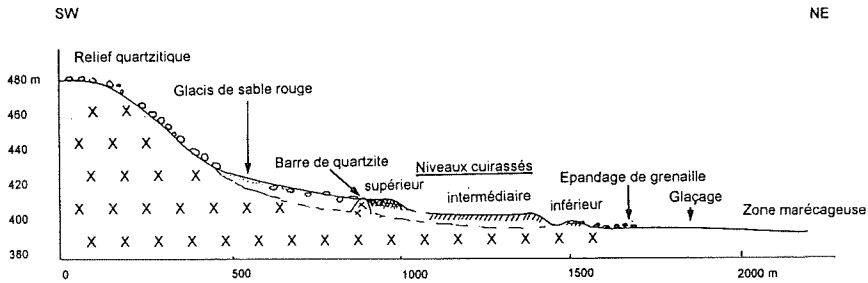


Fig.44. - Etagement des niveaux cuirassés de la rive SW de la mare Babanko (tracé A-B sur la fig 43).
Fig.44. - Stepped levels with iron-crusts cover on the SW shore of the Babanko pond (layout A-B on fig.43)
Legend: from the top, quartzitic relief, red sand pediment, quartzitic bar, indurated rock fans (upper, intermediate, lower), lateritic gravel veneer, soil glazing, swamp.

Le deuxième niveau, situé environ 3,5 m au-dessous du premier, est ici aussi constitué par une cuirasse gravillonnaire dont les éléments sont relativement petits. La cuirasse comporte, comme au niveau supérieur, des alvéoles dont les parois sont tapissées par un enduit brun fin.

La cuirasse du niveau inférieur, située à environ 4,5 m au dessous du niveau précédent (6 m au dessus du niveau du lac de Babanko), est de couleur ocre. Elle est assez mal consolidée et renferme de nombreux blocs provenant du démantèlement des niveaux supérieurs. Elle se désagrège en grenailles qui alimentent le glacis en contrebas qui, comme sur le versant SE de la colline, est surtout recouvert d'un glaçage argilo-limoneux.

Au NE du site présenté ci-dessus, et séparé de celui-ci par une branche de la mare de Babanko, se trouvent trois autres niveaux cuirassés étagés qui présentent à peu près les mêmes caractéristiques que ceux qui viennent d'être décrits. Ici aussi, le niveau le plus élevé prend appui sur une barre de quartzite redressée à la verticale, mais dont le sommet est à la même altitude que la cuirasse. Les dénivellations entre niveaux sont un peu plus importantes que dans les cas précédents: 7 à 10 m entre le niveau supérieur et le niveau II; 4 à 5 m entre le niveau II et le niveau III qui domine le glacis d'épandage de grenailles d'environ 2 m. En outre, si l'enduit du niveau supérieur est brun foncé nous n'avons pas pu déceler l'importante zonation qui avait été trouvée sur le versant opposé de la dépression.

Au NW de la même dépression, deux niveaux au moins, disposés en escalier existent. Le niveau le plus élevé domine le glacis d'épandage d'une dizaine de mètres.

Sur tous les sites observés dans le secteur de Karayé, le niveau supérieur est en général très dégradé alors que le niveau III, assez mal consolidé se désagrège, alimentant le glacis non cuirassé en grenailles latéritiques. Seul le niveau II est bien représenté dans la topographie. Sur les trois premiers sites, les cuirasses sont adossées à des reliefs de quartzite. Certains bancs de quartzite sont riche en hématite et en magnétite. Leur altération a pu fournir une partie des oxydes de fer ayant abouti à la formation des cuirasses.

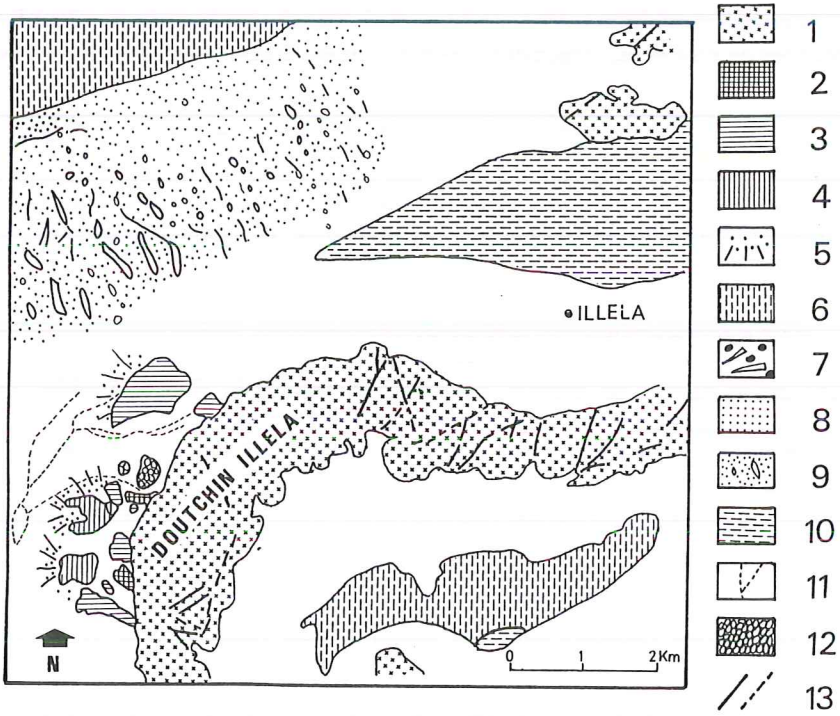


Fig.45. - Les cônes rocheux cuirassés au pied de la colline de Doutchin Illéla (NW de Makaoratchi). Légende: voir Fig.43.
Fig.45. - Lateritic duricrust covered rock fans at the foot of the Doutchin Illéla hill (NW of Makaoratchi). Legend: see Fig.43.

b.- Les cônes du NO de Makaoratchi (Fig.45)

Le second secteur est localisé sur le piémont occidental du Doutchin Illéla, au NO de Makaoratchi. Sur ce site, la totalité des niveaux cuirassés correspond à

des anciens cônes rocheux qui sont aujourd'hui détachés ou non du massif de quartzite à partir duquel ils se sont développés.

Le cône le plus élevé (Fig. 46) a une altitude relative de 20 m au-dessus de la surface de glaçage. Les galets de quartzite (dont la taille est en général de 30 à 40 cm), mêlés de débris rocheux, sont pris dans un ciment ferrugineux, formant un conglomérat très résistant. Comme sur le premier site du secteur de Karayé, la plupart des galets ont été corrodés et leur surface est en retrait par rapport à celle de la matrice.

Le deuxième niveau est formé par une cuirasse gravillonnaire dont les éléments centimétriques sont pris dans une matrice brun ocre. Ce niveau dont l'altitude relative est de 13 m, comporte également deux autres faciès, un type *vermiculaire* dont l'enduit est brun luisant et un faciès conglomératique dont les galets sont de plus petite dimension (10 à 12 cm maximum) que ceux du niveau supérieur.

Le troisième niveau qui a une altitude relative de 5 à 6 m, est à peine consolidé. Les parties les plus indurées sont des blocs de la cuirasse supérieure remaniés. Au-dessous de ce niveau, on retrouve, ici aussi, une surface de glaçage, sur laquelle se trouvent répandues les grenailles latéritiques issues de la désagrégation des niveaux supérieurs.

Outre la succession des gradins décrits ci-dessus, le site de Makaoratchi permet d'autres observations qui complètent l'étagement des niveaux. En effet, en parcourant la surface de glaçage, on trouve un ancien lit d'oued constitué de gravillons ferrugineux consolidés, et porté légèrement en relief (environ 0,8 m à 1 m au-dessus des glaçages). Ce niveau n'est pas différent de celui des glaçages car il n'émerge de ceux-ci que grâce à l'érosion subactuelle. Les surfaces encroûtées évoluent en micro-falaises, qui reculent parallèlement à elles-mêmes. Les glaçages constituent un niveau morphologique repère qui sépare les niveaux cuirassés des modelés dunaires. Il sera analysé au chapitre VII.

Par ailleurs plusieurs cônes de déjection non cuirassés (fig.46) se sont formés au pied du même massif du Doutchin Illéla, à proximité des niveaux cuirassés. Ces cônes non indurés sont à une altitude relative de 7 à 8 m. Ils sont constitués quasi exclusivement de débris de roche quartzitique à peine roulés.

c.- Dans le secteur W du Damagram.

Des cuirasses latéritiques existent dans ce secteur à des niveaux assez proches des points les plus bas de la topographie locale.

1) Le secteur de Mirria

A quelques 6,5 km à l'est de Mirria on peut observer une crête cuirassée allongée, qui domine d'environ 6 m une zone d'épandage de grenailles latéritiques

et qui s'appuie sur un petit relief dû à des bancs de quartzite complètement érodé et dépassant à peine la crête. Son tracé est d'abord N-S, puis, après une courbure, devient ENE-WSW, presque parallèle à la route Mirria-Gouré. C'est, vraisemblablement, le lit d'un ancien cours d'eau, porté en inversion de relief. La cuirasse y est de type gravillonnaire, comportant des graviers de quartz mal roulés. Elle est recouverte d'un enduit fin de couleur brun foncé. Cet ancien lit qui n'a que quelques mètres de largeur est recoupé à angle droit, à quelques mètres du point de jonction avec le relief de quartzite, par un cours d'eau subactuel.

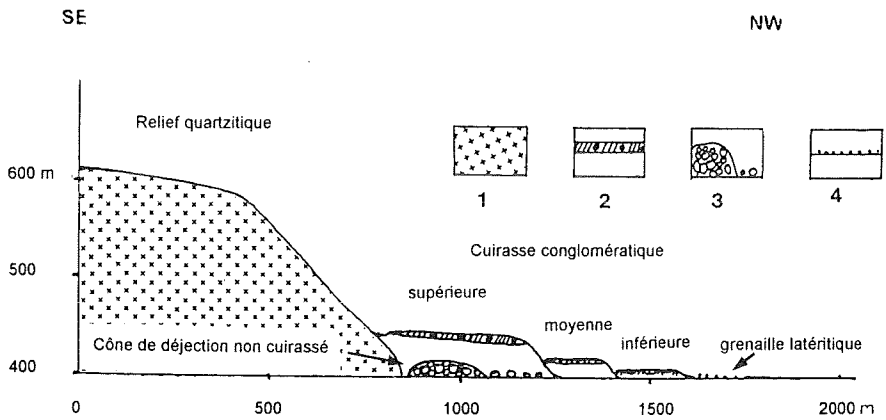


Fig.46. - Etagement des niveaux cuirassés du piémont de la colline de Doutchin Illéla.
Fig.46. - Stepped levels with iron crust cover on the piedmont of the Doutchin Illéla hill
Legend: from the top, quartzitic relief, conglomeratic iron crusts (upper, intermediate, lower levels), lateritic gravel, non indurated alluvial fan.

Environ 3 à 4 m en contrebas, et de part et d'autre de la crête, se trouve un niveau constitué de blocs de cuirasse mal cimentés qui se désagrègent, en produisant, comme dans les sites du secteur sud, une nappe de grenailles latéritiques. Cette nappe vient s'ajouter aux épandages qui recouvrent un glacis d'une pente longitudinale de 2 à 3 %, étendu sur plusieurs km et orienté NE-SW.

Une coupe a été observée dans une carrière ouverte à la bordure sud de ce glacis et destinée à l'extraction d'argile pour faire des poteries. Le profil a une épaisseur d'environ 2 m. La partie supérieure, d'épaisseur variable, mais ne dépassant guère 0,60 m, est constituée par des couches interstratifiées de gravillons, sables grossiers et limons. On peut passer latéralement d'un type de sédiment à l'autre. Sous ce niveau, le reste de la coupe est formée d'une altérite de couleur grise, tachetée de blanc et ocre et comportant des concrétions ferrugineuses.

2) La rive droite de la Koroma à Koutchika.

Un autre niveau cuirassé a été observé sur la berge sud de la Koroma à Koutchika (Fig. 47). Cette vallée est incisée dans une zone à faible couverture sédimentaire. La coupe qu'elle offre se place en continuité du niveau des surfaces de glaçages et d'épandages de grenailles latéritiques.

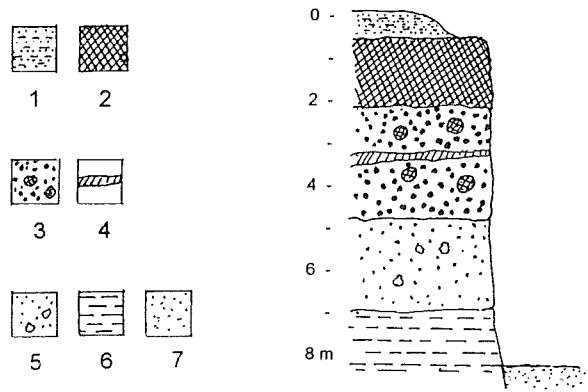


Fig.47 - Coupe de la rive droite de la Koroma à Koutchika.
Légende: 1. sable rouge; 2. cuirasse compacte; 3. cuirasse conglomératique; 4. sédiments d'un ancien chenal; 5. cuirasse alvéolaire (structure résiduelle); 6. argile à pseudo-gley; 7. sable alluvial blanc
Fig.47. - Cross section of the right-hand bank of the Koroma river at Koutchika.
Legend: 1. red sands; 2. very dense lateritic crust; 3. conglomeratic lateritic crust; 4. sediments of an ancient river channel; 5. cellular laterite (residual structure); 6. clay soil with pseudogley; 7. white alluvial sand

De haut en bas de la coupe on peut noter: près de la surface, 0,5 à 0,80 m de sable dunaire rouge (couleur 5 YR 6/8);

1,5 m: cuirasse gravillonnaire compacte. Les gravillons, de couleur ocre, sont pris dans un liant de couleur rouge (7,5 YR 3/3 à 3/4). Le tout est recouvert d'un enduit brun mat très fin. La matrice, très riche en grains de sable, comporte de nombreuses tubulures de bioturbation, souvent remplies d'un matériau de couleur ocre (10 YR 4/4). Elle comprend également de nombreuses passées noires, dues sans doute à la présence de matière organique ou de manganèse;

2 m: grenailles avec ciment argileux abondant et comportant des conglomérats, dans lesquels on aperçoit la trace d'anciens chenaux;

1 m: altérite consolidée par imprégnation d'oxyde de fer (structure résiduelle), avec de nombreuses traces de bioturbation,

1 m: argile à pseudo-gley, de couleur gris clair renfermant de nombreuses concrétions ferrugineuses de tailles diverses.

L'analyse des coupes, de Mirria et de la Koroma mais plus particulièrement la dernière qui est la plus complète, suggère l'interprétation suivante: la

partie supérieure des profils est constituée de dépôts colluviaux et fluviatiles qui ont été indurés et recouverts éventuellement d'un enduit très fin assez différent de ceux des niveaux supérieurs. Les niveaux à argile abondante et à pseudo-gley sont issus de l'altération de la roche en place. Mais les dépôts colluviaux et fluviatile n'ont pas partout la même épaisseur, ni la même constitution. Ils comprennent tantôt des sédiments fins, limons et sables interstratifiés, tantôt de sédiments grossiers, galets et grenailles latéritiques. Ils reposent sur des altérites riches en grenaille latéritique et en concrétions. La partie supérieure des coupes semble donc avoir nivelé une surface et se rapporte davantage aux processus de pénéplanation. Les glacis qui en ont résulté, ont vraisemblablement connu une grande extension, puisque des niveaux semblables existent également au Niger occidental (OUSSEINI, communication orale). Postérieurement à cette surface, se sont constitués les cônes non cuirassés que l'on trouve au pied du plateau du Koutous ou de certains reliefs de quartzite du Damagaram occidental (par exemple en piémont du Douchin Illéla, (Fig. 44).

3) La région de Zinder

D'autres observations ont été effectuées dans les environs de Zinder. Sur la colline où se dresse l'antenne du réseau hertzien (4,5 km au nord de Zinder), il n'y a aucun niveau cuirassé visible, mais des galets qui reposent sur la roche en place ont été cimentés par un enduit brun foncé zonaire, très épais, corrodé en surface. Il est probable que la surface de cette colline dont le sommet est à 500 m, ait été recouverte d'une cuirasse qui a été par suite décapée par l'érosion. En effet, au pied du même relief, les mêmes types de galets, ainsi que des blocs de cuirasse ont été recimentés en une cuirasse secondaire qui recouvre le bord des ravins subactuels. Le démantèlement du niveau supérieur a pu fournir les éléments remaniés présents dans la cuirasse secondaire. Mais celle-ci, de couleur brun sale, semble beaucoup plus récente que les niveaux inférieurs observés ailleurs (secteurs de Makaoratchi et de Karayé).

A environ 20 km au NE de Zinder, sur une autre colline, située au SW de la localité de Bourbouroua, en une position topographique identique à celle du site précédent, à une altitude de 520 m, quelques galets enrobés par divers types d'enduit ont été observés. Dans ce cas également, on peut penser qu'à un moment donné, un niveau de cuirasse conglomératique a pu exister sur cette colline. Comme précédemment, une cuirasse secondaire peu consolidée recouvre le piémont de la colline qui est entaillé par le réseau hydrographique subactuel. Le fait marquant, c'est qu'ici il y a superposition d'enduits (Fig. 48a). L'enduit le plus ancien est celui de couleur brun foncé zonaire qui tapisse les petites galeries qui ont été creusées dans les galets. Le second enduit, de couleur rouge, ne transparaît que là où le troisième, de couleur brun moins sombre, a été érodé. Les deux dernières cuticules recouvrent les parties des galets qui sont en relief. L'enduit brun ocre peut présenter quelquefois des sutures (Fig. 48e). Celles-ci pourraient être des fentes de dessiccation à partir desquelles des produits d'exsudation ont donné ces structures en relief (ALEXANDRE, 1978).

a.- cuirasse latéritique portant les vestiges de trois enduits successifs: 1.**A** : brun foncé épais (flèches larges), 2.**B** : rouge violacé mince (flèches loingues), **C** : brun ocre (flèches courtes). Colline de Bourbouroua (25 km de Zinder)

*a.- laterite showing marks of three successive coatings; 1.**A** : thick dark brown (wide arrows), 2 **B** : thin bright red (long arrows) 3.**C** : ochreous brown (little arrows). From Bourboura hill (25 NE of Zinder)*

b.- enduits brun foncé rubanés très épais (Type **A**). Alternance de lits sombres et clairs, stratification soulignée par des sédiments sableux. Cône rocheux supérieur du secteur de Karayé (Fig.44) Ech. C91.

*b.- thick layered dark brown coatings (Type **A**). Alternation of dark and light coloured layers, stratification underlined by sand grains. Upper rock fan of the Karayé area (Fig.44). Sample C91.*

Fig.48.- Exemples d'enduits ferrugineux observés sur les cuirasses du Damagaram et de la région du Koutous. Echelle des photos : 2 mm entre les deux flèches.

Fig.48.- Types of iron coatings on lateritic duricrusts. Examples from the Damagaram area and the Koutous plateau. Scale of the photos : 2 mm between the two arrows.

c.- (Type **A**) : structure pisolithique, enduits rubanés avec des alternances de teintes brun foncé et brun clair entourant des noyaux de structure fantomatique, signe d'une altération chimique poussée qui confirme l'âge ancien. Sommet du plateau des Koutous. Ech. C63.

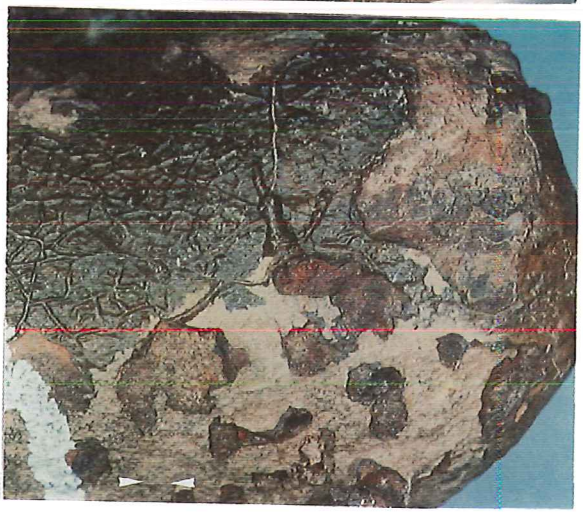
c.- (Type A) : pisolitic structure, layered coatings with alternation of dark and light brown colours over porous cores pointing out a deep chemical weathering and thus confirming the ancient age. Summit surface of the Koutous plateau. Sample C63).

d.- (Type **B**) : cuirasse de structure vermiforme, les galeries étant tapissées d'un enduit rouge violacé de faible épaisseur. Au sein de la masse, des pisolithes (flèches) avec enduit brun foncé d'âge plus ancien qui date la cuirasse. Cône rocheux supérieur du secteur de Doutchin Illéla (Fig.46) Ech. C27.

d.- (Type B) : laterite with vermicular structure; the galleries are lined by a thin red coating. Some parts of the laterite are genuine pisolite (arrows) with a dark brown coating indicating the true age of the formation. Doutchin Illéla area (Fig.46).Sample C27.

e.- (Type **C**) : enduit brun foncé, brillant, réticulé. L'enduit est rubané avec des alternances de teintes sombres brillantes et claires mates. Le réseau de sutures est interprété comme un remplissage par exsudation de fentes de dessication.

e.- (Type C) : reticulated dark brown iron coating with layers alternatively dark and light brown, repectively bright and matt. The suture network would be interpreted as exsudation filling of desiccation cracks.



Au total, on peut considérer qu'il existe au Damagaram trois niveaux de cuirasse dont le plus représenté dans la topographie est le niveau II. Le niveau supérieur qui peut être soit conglomératique, soit gravillonnaire et vermiculaire, est caractérisé par la présence d'une cuticule pouvant dépasser 1 cm d'épaisseur. Le second niveau, qui associe également des aspects conglomératiques et des faciès gravillonnaires, est souvent recouvert par un enduit brun fin dominant. Cependant on y retrouve également, de façon très discrète, un enduit rouge sous-jacent.

Le niveau inférieur est, dans la quasi-totalité des cas une cuirasse de remaniement des débris de cuirasses des niveaux supérieurs. Il est en général mal consolidé et se désagrège, libérant des gravillons qui se répandent sur une surface qui, dans la majorité des cas, est aujourd'hui recouverte par des glaçages.

Les niveaux cuirassés du Koutous.

Les niveaux cuirassés du Koutous ont déjà été partiellement décrits (ch. IV). Dans le présent paragraphe, seront présentés essentiellement les différents faciès rencontrés afin de les mettre en parallèle avec ceux observés au Damagaram.

La cuirasse qui recouvre les niveaux supérieurs des grès du Koutous comporte différents faciès. Elle renferme des fragments de banc d'oolithe ferrugineuse, très brillant voire d'éclat métallique et dont les éléments ont une taille millimétrique. Ce type d'oolithes ferrugineuses est bien connu au Niger où elles font partie intégrante des formations du Continental Terminal (CT) dont nous avons déjà dit que l'âge - et en particulier la limite inférieure - est sujet à controverse. En effet le Continental Terminal comporte au moins trois niveaux oolithiques reconnus qui avaient été considérés par GREIGERT et POUGNET ainsi que par FAURE comme un même ensemble. Cependant selon des travaux plus récents (DUBOIS, 1979; LEBOURESQUE, 1980; JOO' et FRANCONI, 1983) le terme Continental Terminal pourrait être réservé aux grès du moyen Niger ou CT3 qui seraient d'âge Miocène et qui ne comprendraient que la partie supérieure des dépôts. Les deux niveaux sous-jacents, le CT1 et le CT2 feraient partie, dans le bassin des Iullemmeden, d'un cycle sédimentaire attribué à la transgression Palèocène-Eocène. Si tel était le cas, il est probable que les faciès oolithiques qui ont chapeauté les grès du Koutous appartiennent à l'un ou l'autre niveau des CT de base.

Rappelons que FAURE, ayant observé dans la région de Boulakoura, des blocs métriques issus du démantèlement d'une cuirasse oolithique en avait déduit qu'ils provenaient de la désagrégation d'un niveau de CT qui auparavant recouvrait le plateau du Koutous. Faisant ensuite le raccord avec des niveaux de CT observés aux monts Zaouzaoua au Damergou (SW de Tanout) et à Termit (environ 400 km au nord de Gouré), l'auteur en avait conclu qu'une tranche d'une centaine de mètres de CT aurait pu être érodée du sommet du plateau. Nous avons également récolté, sur les terrasses du Wézoumbo (3 km NW de Kaoutchiloum),

des débris de cuirasse comportant des fragments d'oolithe frrugineuse. Ces débris pourraient bien provenir de la cuirasse sommitale du Koutous dont une importante partie -qu'il est difficile d'estimer- a été décapée par l'érosion ne laissant en place, dans tout le secteur à l'est d'une ligne Kellé-Magagé, que quelques buttes. En outre, il semble que le faciès très induré (qui est dénommé sidérolithique) soit, selon GREIGERT et POUGNET (1967) et DUBOIS (1979), caractéristique du niveau inférieur du Continental Terminal lato sensu, c'est-à-dire du CT1. Or celui-ci est présumé être d'âge Paléocène. Il est probable que le Koutous, étant sur les marges des bassins des Iullemmeden, de Termit et du Tchad n'ait pas connu les termes supérieurs du CT. On sait, en outre, que les niveaux supérieurs du CT lato sensu sont présents surtout dans la partie occidentale du bassin des Iullemmeden du fait de la migration, vers l'ouest, du centre du bassin à partir de l'Eocène moyen. Dans tous les cas, la cuirasse sommitale du Koutous constitue un repère chronostratigraphique par rapport auquel les niveaux observés au Damagaram seront datés et servira ainsi à l'établissement d'une chronologie générale des événements morphogénétiques qui ont marqué la région.

Outre les éléments de structure oolithique hérités du Continental Terminal, la cuirasse sommitale du Koutous comporte des parties de faciès pisolithique (Fig.48c). Les pisolithes de couleur brune sont prises dans une matrice sableuse rouge violacé. Le tout est recouvert d'un enduit brun ocre. Mais on trouve également, dans les fissures de la roche, un enduit brun épais de quelques mm. Enfin, une cuticule brun ocre, se superposant à un enduit rouge, a été observée au pied de la butte d'Azoumba. Les deux enduits reposent, dans ce dernier cas, sur un matériau argileux de couleur beige. L'enduit brun foncé étant le plus ancien de toutes les cuticules présentes au sommet du Koutous, il peut être considéré comme celui qui date le niveau. Au Shaba (Zaïre) un enduit semblable est supposé dater de la fin du Secondaire ou du début du Tertiaire (ALEXANDRE, 1978, 1985; ALEXANDRE et TSHIDIBI, 1984; ALEXANDRE et ALEXANDRE-PYRE, 1987).

Sur les glacis de la base et sur la terrasse, seul un enduit brun fin a été observé. La cuirasse y est conglomératique, constituée par des gravillons et des blocs de la cuirasse supérieure cimentés par les oxydes de fer.

En conclusion à cette description macroscopique des sites, on peut esquisser quelques raccords qui pourront guider les cadrages morpho-chronologiques au Damagaram et au Koutous.

Le niveau supérieur du Koutous, par ses enduits brun puis ocre surimposés au rouge apparaît comme identique au niveau cuirassé qui, dans la région de Bourbouroua (25 km NE de Zinder), montre la même disposition des trois types d'enduit. Ce niveau à galets est le même que celui qui, à quelque 4,5 km au nord de Zinder, ne comporte que l'enduit brun foncé épais. Il semble correspondre également aux cuirasses supérieures des secteurs de Karayé-Fouroumi et de Makaoratchi, eu égard au type d'enduit qui caractérise ces niveaux. La cuirasse

supérieure semble donc avoir eu une extension généralisée au Damagaram et dans les régions environnantes avant d'avoir été démantelée par l'érosion. Le fait qu'on la trouve sur des substrats aussi variés que les altérites du socle, les galets qui sont considérés comme formation de base des grès du Koutous (ch. I) et les grès eux mêmes indique que cette cuirasse fossilise une surface d'érosion très ancienne d'âge Secondaire ou début Tertiaire (?). La sédimentation des grès du Koutous étant présumée d'âge Crétacé supérieur, on peut situer la surface qui tronque ces dépôts ainsi que la cuirasse qui la recouvre, comme postérieure au substrat, et peut-être du début Tertiaire. Une telle surface d'aplanissement est connue sur l'ensemble du continent, comme la "surface post-Gondwana". Dans ce cas, le dépôt de la base du Continental Terminal serait antérieur à cette surface.

Dans l'Aïr, MOREL (1984) décrit une surface Oligocène, mais dont il resterait peu de témoins du fait de l'intense érosion qui aurait, de l'Eocène supérieur au Miocène, décapé les dépôts corrélatifs.

Les glacis perchés et la terrasse conglomératique du Koutous pourraient alors être contemporains du deuxième niveau des glacis étagés du Damagaram. Leur formation pourrait se situer vers la mi-Tertiaire, ce qui les rendrait contemporains ou légèrement postérieurs aux dépôts du CT3. Quant aux vallées perchées du Koutous, qui correspondent en fait au dégagement du niveau II du plateau, elles pourraient être contemporaines des glacis inférieurs mal consolidés du Damagaram. Cet ensemble pourrait se rapporter à la fin du Tertiaire qui marque le début de l'enfoncement de la cuvette Tchadienne et du soulèvement du Koutous, d'où l'absence de dépôts corrélatifs dans cette dernière région. Enfin, au début du Quaternaire, quand se produit le mouvement positif du Koutous - que nous considérons comme le plus important - une intense érosion a lieu dans cette région, qui s'achève par le façonnement des glacis de piémont du plateau. Ceux-ci ne comportent pas de cuirasse, mais correspondent à une autre surface d'aplanissement, le niveau avec glaçages, caractérisée par la recimentation de grenaille latéritique. L'enduit y est brun sale.

On a pu ainsi reconstruire trois surfaces d'aplanissement principales, une infra-Crétacé, une du début Tertiaire et une fin Tertiaire-début Quaternaire, avec, entre ces deux dernières, une période de formation de glacis et terrasses, peut-être vers la mi-Tertiaire. La reconstitution des niveaux montre que la grande majorité des formes est restée figée depuis des temps très reculés, confirmant ainsi l'hypothèse que nous avions émise quant à l'évolution des reliefs de quartzite. Après avoir brossé le schéma des différents niveaux d'aplanissement, des échantillons récoltés sur les sites les plus significatifs ont été analysés pour dégager éventuellement des similitudes qui pourront être exploitées pour confirmer ou nuancer ces raccords.

DESCRIPTION MACROSCOPIQUE ET MICROSCOPIQUE DE QUELQUES ECHANTILLONS PRELEVES AU DAMAGARAM ET AU KOUTOUS.

Dans un premier temps, seront décrits les échantillons prélevés sur les plus hauts niveaux. Ils seront présentés dans l'ordre suivant: a) enduit de la cuirasse supérieure du deuxième site du secteur de Karayé, b) cuticule récoltée sur le cône supérieur du piémont du Doutchin Illéla, c) pisolithes du sommet du Koutous, d) enduit prélevé sur à 4,5 km de Zinder. Ensuite, seront décrits les échantillons récoltés sur les niveaux moyens e) de la région de Karayé et f) du piémont du Doutchin Illéla.

a.- Echantillon n°C 91 (Fig.48b).

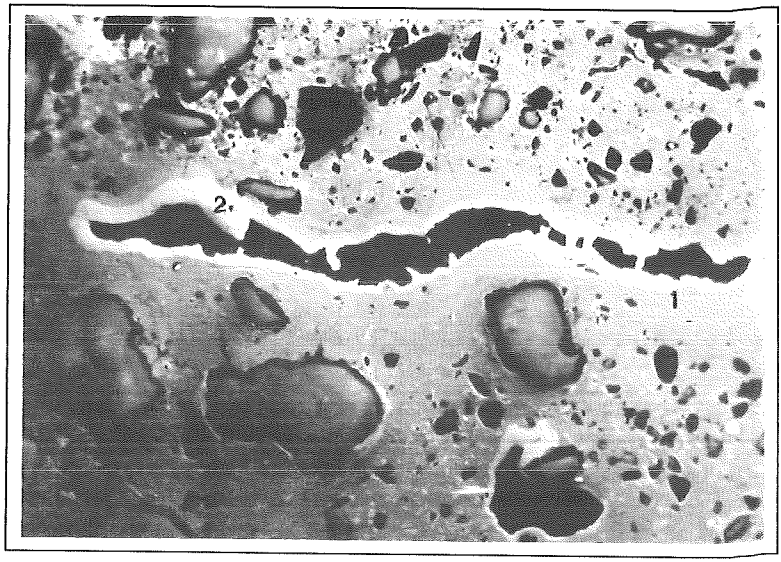
Localisation: Niveau supérieur des glacis cuirassés du secteur de Karayé (fig. 43).

Nature: Enduit zonaire remplissant une tubulure creusée dans un matériau ocre (10 YR 6/4). Celui-ci comporte de nombreuses fissures et alvéoles dont les parois ont été tapissées par un enduit zonaire très épais, de couleur brun foncé (7,5 YR 2/3). De nombreuses couches sombres, très fines (quelques millimètres) se succèdent, séparées quelquefois, par des couches un peu plus claires. La variation de la coloration serait fonction du degré d'hydratation des couches, les plus claires étant les plus hydratées (ALEXANDRE et TSHIDIBI, 1984; ALEXANDRE, 1985). Les couches claires sont rares sur l'échantillon présenté ici. Cependant, sur d'autres échantillons du même site, elles s'étalent en éventail, notamment lorsque les tubulures qu'elles tapissent présentent un coude (Fig. 48d). Les stratifications sont soulignées par des alignements de grains de quartz qui ressortent bien sur une image RX. Les grains sont en général anguleux, quelquefois brisés, mais ne présentent pas de trace de dissolution. Au fort grossissement les fines stratifications apparaissent au RME comme formés par la juxtaposition de globules (Fig. 51). De telles structures ont été décrites par ALEXANDRE et TSHIDIBI (1984) sur l'enduit le plus ancien récolté au Zaïre. L'observation au microscope polarisant permet de se rendre compte que les fines stratifications brunes sont constituées de goethite. On trouve également quelques minéraux résiduels, notamment de l'ilménite. La goethite très compacte et très peu hydratée suggère des conditions xériques après la mise en place de la cuirasse. Autour des vides, la goethite passe à l'hydrohématite en cristaux perpendiculaires aux parois (Fig. 49). Ici, les quartz corrodés ont été parfois complètement dissous.

b.- Echantillon n°C 27 (Fig.48d).

Localisation: Cône supérieur du piémont du Doutchin Illéla, secteur NW de Makaoratchi (fig.45).

Nature: Cuirasse de structure vermiculaire avec enduits lamellaires (cutanes). Les différentes galeries sont tapissées de cutanes superposées (sur quelques dixièmes de millimètres) de différentes couleurs: rouge foncé (10 R 3/4),à la base, ocre clair (7.5 YR 8/6) au sommet.



100 µm

Fig.49. - Auréole de goethite (en gris clair, 1) et d'hydrohématite (en blanc, 2) autour d'un vide. Grains de quartz corrodés laissant une zone vide autour d'eux. Ech.C91, section polie en lumière réfléchie au microscope polarisant.

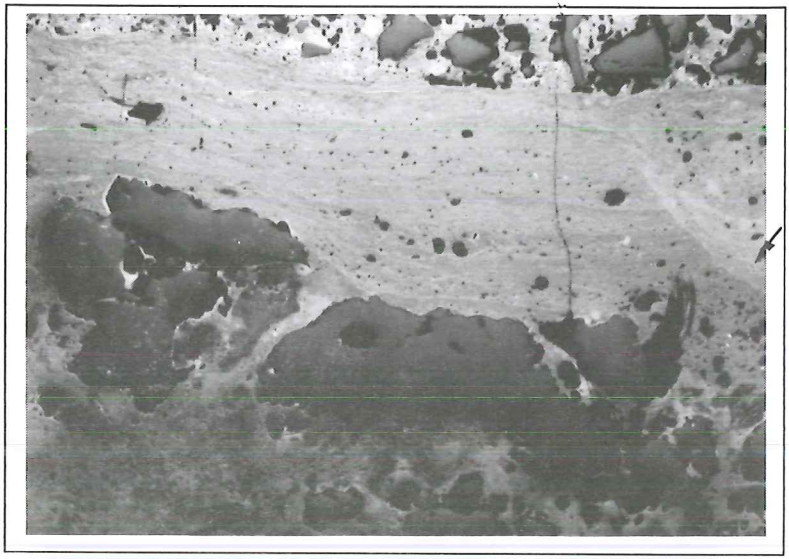
Fig.49. - Ring of goethite (in light grey, 1) and hydrohaematite (in white, 2) around a void in the laterite. Corroded quartz grains abandoned a void space around themselves. Sample C91, on a polished section under reflected light with the help of a polarizing microscope.

En fait, la structure vermiculaire s'est développée sur un échantillon conglomératique comprenant des éléments parfois assez grossiers (jusqu'à 30-40 cm) et des pisolithes dont les cuticules sont brun foncé (7.5 YR 2/2). Ces pisolithes sont les premières formées et confèrent à la cuirasse son âge très ancien.

Au microscope électronique à balayage, l'aspect botryoïde de l'enduit apparaît très bien (Fig.51). Cet enduit est comme celui du secteur de Karayé, fait de laminations de goethite peu hydratée. On trouve également de l'hématite et de l'ilménite résiduelle. Les grains de quartz sont brisés avec des formes de corrosion qui semblent dues à une dissolution de la silice. On note une cassure qui affecte à la fois les laminations de goethite et les quartz. Mais la fracture est fine et ne comporte aucun remplissage (Fig. 50).

c.- Echantillons n°C 63 et C 66 (Fig 48c).

Localisation: Sommet du Koutous.



100 µm

Fig.50. - Enduit remplissant une diaclase dans une cuirasse sableuse. De fins linéaments d'hydrohématite (flèche) soulignent le remplissage d'une cassure dans les strates de goethite. Une cassure plus récente est restée vide.
Ech. C27. Cône supérieur du secteur de Doutchin Illéla.
Fig.50. - Iron coating filling up a diaclase in a sandy laterite. Fine lineament of hydrohaematite underlines the filling up of cracks in the layered coating of goethite. An other crack, more recent, remains unfilled.
Sample C27. Upper rock fans of the Doutchin Illéla area.

Structure pisolithique: Un noyau brun ou rouge est enrobé par un enduit brun ocre à fines laminations. L'alternance couches sombres/couches claires existe dans les fines stratifications, mais ce sont les couches claires qui prédominent. Autour d'un noyau de couleur brun ocre (Fig. 48e), s'est constituée une première couronne ocre. Celle-ci est surmontée par un enduit rouge qui quelquefois pénètre dans la couronne ocre, soulignant la zonation. Cet enduit rouge est parfois taillé en biseau dénotant une érosion postérieure. D'ailleurs il n'existe plus autour de certains pisolithes. En outre, la couronne ocre est elle-même corrodée en certains endroits, laissant apparaître le noyau poreux. Un autre matériau jaune semble remplir les tubulures. Il est le dernier à se former. Les pisolithes sont pris dans un liant rouge violacé, renfermant une grande quantité de grains de sable ainsi qu'un matériau foncé dont nous n'avons pu déterminer la nature. Dans les pisolithes mêmes, on note la présence, notamment dans le noyau, mais également dans la couronne, de nombreux grains de quartz. Ceux-ci sont souvent corrodés et montrent des formes très caractéristiques de dissolution de la silice. Cette dissolution semble si importante qu'elle donne lieu à la formation de structures fantomatiques (Fig.52.). Ces structures ont pu guider SPÖNHOLZ (1989) et WILLEMS (1993) dans l'étude des morphologies pseudo-karstiques observées dans les grès du Niger oriental et ceux de la région de Niamey.

Fig.51. - Aspect globulaire de la surface de l'enduit brun foncé épais. Les formes botryoïdes seraient caractéristiques de l'action des bactéries ferrugineuses comme dans certaine vernis désertiques. (d'après ALEXANDRE & TSHIDIBI, 1984; DORN & OBERLANDER, 1982). Ech. C27.

Fig.51. - The botryoidal aspect of the upper surface of the thick dark brown coating. Those forms would be characteristic of the bacterial activity like in some desert varnish (after ALEXANDRE & TSHIDIBI, 1984; DORN & OBERLANDER, 1982). Ech. C27.

On note également la présence de pisolithes (Fig.53). Ces pisolithes semblent s'être formées en deux, voire trois étapes. Elles comprennent, du centre vers la périphéries, un noyau anguleux qui peut comporter des fissures. Ce noyau est entouré d'une première couronne de fines laminations concentriques présentant une porosité assez élevée. Ces deux premières parties sont constituées d'hydro-goethite. Le noyau est séparé de cette première couronne par une zone remplie d'un matériau sombre (dépôt d'argile?). La partie extérieure de la première couronne montre des irrégularités que nous interprétons comme des traces d'une érosion suite, sans doute, à un transport sur quelque distance. Une troisième partie -la couronne extérieure- est également constituée par des structures lamellaires. Elles sont ici beaucoup plus compactes et dénotent, sans doute, une hydratation moindre par rapport aux phases antérieures. En fait, il s'agit d'une concentration de goethite. En outre, cette deuxième couronne, qui est aussi séparée de la première par une zone intermédiaire (remplie sans doute d'argilane), est marquée par des fractures qui peuvent être des fentes de dessiccation.

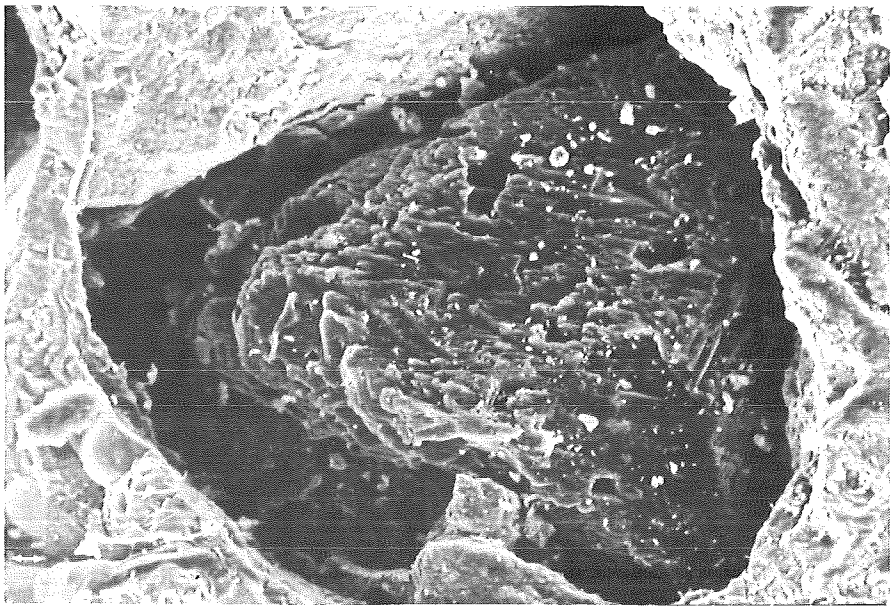


Fig.52. - Grain de quartz corrodé enchassé dans la cuirasse du sommet du Koutous. Ech.C63. La flèche dans le coin inférieur gauche représente 10 µm.
Fig .52. - Important corrosion of a quartz grain embedded in the lateritic duricrust of the summit level of the Koutous plateau. The arrow situed in the lower left corner measures 10 µm.

Enfin sa partie extérieure présente également des marques d'érosion témoignant d'un transport postérieur à la formation de la cuticule. Des structures proches de celles décrites ci-avant ont été observées et analysées par TSHIDIBI au Shaba (1985, pp. 192). Elles diffèrent de celles du Koutous par l'existence d'une seule couronne au lieu de deux et par le colmatage des fissures de dessication par un matériau argileux postérieur. Aussi, la deuxième hypothèse avancée par TSHIDIBI (1985) pour expliquer la présence d'argilane dans les zones intermédiaires entre couronnes et / ou entre couronne et noyau, à savoir le colmatage postérieur, n'est-elle pas tout à fait vérifiée ici. On peut, par contre, retenir la première l'hypothèse selon laquelle le noyau puis la première couronne ont subi une phase d'enrobage dans une fine pellicule argileuse avant que ne se forme la couronne suivante. Cet enrobage pourrait s'être effectué lors de la phase de concentration mécanique en stone line évoquée par ALEXANDRE (1978, 1985) dans la formation des cuirasses gravillonnaires. Sur certaines parties de l'échantillon, de très fines stratifications d'hydrogoethite passant à de l'hydrohématite se sont constituées autour des pores. Cette structure est assez semblable à celle observée sur le deuxième site du secteur de Karayé, au bord du Babanko. En outre, au MEB, on retrouve la structure globulaire caractéristique de l'enduit brun foncé quoique les globules aient ici des formes différentes qui tiennent sans doute à la nature hématitique plutôt que goethitique de la cuticule.

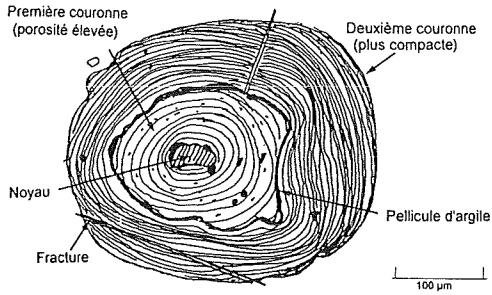


Fig.53. - Dessin d'après une section polie dans une pisolithe. Ech. C63. Sommet du plateau des Koutous.
Fig.53. - Sketch after a polished section in a pisolite. Sample C63. Summit surface of the Koutous plateau.
Legend: 1. core; 2. inner part with a high porosity; 3. outer part with a higher density; 4. clay coating around the eroded inner part; 5. crack.

Au total, la cuirasse du sommet du Koutous montre de fortes similitudes structurelles avec celles des niveaux supérieurs du Damagaram occidental. La complexité dans la superposition des cuticules rappelle celle de la cuirasse conglomératique du cône du NO de Makaoratchi (échantillon n°C27) et la disposition des enduits autour des vides est identique à celle du secteur de Karayé (échantillon n°C 91). Cependant les enduits de la cuirasse du Koutous diffèrent de ceux des niveaux supérieurs du Damagaram par la nature plus hydratée des minéraux. Cette différence pourrait être liée au fait que les régions du Koutous étaient, au moment de la formation de la cuirasse, plus basses et drainaient sans doute les zones du Damagaram et du Monio qui étaient en relief. Le drainage, qui devait s'effectuer en direction du bassin de Termit, permettait d'avoir une nuance un peu moins aride du milieu au Koutous et des minéraux plus hydratés. Il est à noter que, même au Koutous, le dernier enduit des pisolithes est marqué par des formes suggérant un accroissement de l'aridité. Aussi est-il probable que les conditions climatiques se soient dégradées au fur et à mesure de la formation de la cuirasse des niveaux supérieurs du Damagaram et du Koutous, les premiers ayant accumulé les formes de dessication du fait de leur localisation en des sites plus sensibles à la variation annuelle de l'humidité dans le sol.

d.- Echantillon n°C 68.

Localisation: Sommet de la colline de quartzite située à 4,5 km au nord de la ville de Zinder.

L'enduit brun épais de quelques mm est corrodé en surface. Au microscope électronique à balayage, il apparaît très démantelé. Il se désagrège en écaille. Les quartz sont souvent brisés. Il est également constitué de globules agglomérés comme dans les cas précédents. Il est fort semblable aux échantillons C27 et C91.

e.- Echantillons n°C' 86 et C' 89.

Localisation: Niveau moyen, secteur de Karayé.

Des éléments de grande taille (0,5 à 2,5 cm) et de forme variables, mais également des grains de quartz sont enrobés dans une structure rubanée de couleur brun ocre. Cette structure a une épaisseur d'un demi à un millimètre. Les éléments ont quelquefois rétrogradé et leurs produits d'altération ont parfois été dégagés, donnant lieu à la formation d'une structure poreuse. Ces échantillons présentent une structure gravillonnaire vermiforme. Les cuticules ocre ne sont pas, dans cet échantillon, surmontées par un enduit rouge, mais on peut les observer sur le même niveau, dans quelques anfractuosités de la cuirasse.

f.- Les échantillons récoltés au niveau II du site du NO de Makaoratchi.

Ainsi que ceux des glacis perchés du Koutous, ils présentent également des structures gravillonnaires et fantomatiques. Cependant ils ne comportent pas de rubanement. Il est probable que le site du secteur de Karayé soit, pour des raisons qui restent à déterminer, le plus favorable au développement du rubanement. Rappelons que même pour la cuirasse du niveau supérieur, c'est ce site qui présente la structure zonaire la mieux développée.

En conclusion, on peut relever que l'étude détaillée d'échantillons confirme, dans une large mesure, les raccords établis entre différents niveaux cuirassés du Koutous et du Damagaram. Le niveau supérieur pourrait être considéré comme datant du début Tertiaire, le niveau intermédiaire serait d'âge mi à fin Tertiaire et le niveau inférieur de la fin Tertiaire début Quaternaire.

CONCLUSION

Les trois types d'enduit en association avec les cuirasses latéritiques, signalés par ALEXANDRE pour le Haut-Shaba sont également présents dans la région étudiée. On peut les observer ici aussi, superposés les uns aux autres (Fig. 48a) et certains aspects caractéristiques de leur structure se retrouvent dans la région de Zinder: aspect réticulé de l'enduit brun avec un rubanement où les lits sombres alternent avec les lits clairs (Fig 48e) (d'âge supposé fin Tertiaire), faible épaisseur de l'enduit rouge violacé (Fig.48d) (intermédiaire) et structure pisolithique (Fig 48c) pour l'enduit épais dont l'état de conservation des composantes (corrosion des grains de quartz notamment) laisse entrevoir un âge très ancien.

Toutefois, la signification géomorphologique de ces enduits associés à des cuirasses latéritiques présente quelques différences avec celle du Haut-Shaba. En effet, dans la région étudiée, le niveau d'érosion intermédiaire, caractérisé par une cuirasse avec enduit rouge violacé n'est guère développé. Une présence plus

importante de ce type de cuirasse a cependant été observée dans la région de Niamey sur le Continental Terminal (ALEXANDRE, communication orale).

Le second point remarquable dans la région est que l'étage marqué par la cuirasse la plus ancienne (enduit épais fortement rubané) ait marqué à la fois le sommet du plateau des Koutous et le haut glacis, d'une part et le premier des cônes rocheux en piémont des collines quartzitiques, d'autre part. Le dégagement des collines quartzitiques était donc accompli en grande partie lors de la formation de cette cuirasse que la dénudation se soit accomplie aux dépens du grès hamadien en discordance ou du manteau d'altération du socle.

Les cuirasses à enduit rubané brun ocre (fin Tertiaire ?) se retrouvent surtout sur certains cônes rocheux au pied des collines quartzitiques du Damagaram. Elles existent vraisemblablement sur certains restes accrochés aux versants du plateau des Koutous mais elles n'ont pu être identifiés jusqu'à présent. Dans l'une ou l'autre région, les surfaces les plus basses sont couvertes de débris de cuirasses mais ceux-ci sont rarement soudés entre eux et ne sont plus couverts d'une cuticule ferrugineuse rubanée.

La succession des différentes étapes de la morphogenèse du Damagaram et du plateau des Koutous peut donc être résumée de la façon suivante:

1. sédimentation des grès continentaux suivie après éventuellement lacune voire érosion par le dépôt des lits à oolithes ferrugineuses de la base du Continental Terminal

2. altération puis dégagement des collines quartzitiques dans le Damagaram et formation de glacis sur le Koutous

3. consolidation des dépôts grossiers couvrant les surfaces pédimentaires tant sur les Koutous que dans le Damagaram, imprégnation de la partie supérieure des grès des Koutous selon des joints et des galeries puis formation en surface d'enduits rubannés brun foncé avec éventuellement autour des éléments isolés, une structure pisolithique

4. par deux fois, reprise de l'érosion verticale avec chaque fois pédimentation suivie de la formation d'une cuirasse à enduit rubané. Malgré les faibles dénivellation, les lambeaux de surface cuirassée peuvent être aisément rapportés à l'un ou l'autre niveau. La disposition est beaucoup moins nette dans les vallées du plateau des Koutous. La fin de la formation des cuirasses bien constituées et couvertes d'un enduit rubané marque probablement un tournant climatique important et peut-être la fin du Tertiaire

5. érosion verticale, formation de cônes déjection et de glacis de piémont.

Il n'a pu être déterminé l'époque exacte à laquelle se sont mis en place les sables aujourd'hui façonnés en dunes.

CHAPITRE VII
LES DEPÔTS RECENTS.

ABSTRACT: The recent deposits.

Sands have been sampled in the nature-made sections and as these ones are rather scarce in the studied area, pits have been dug out to a depth of 2 m.

After making a note of their macroscopic characteristics, among others the pedologic ones, the sample have been analysed in different ways: granulometric, morphoscopic and exoscopic ones.

It seems that all the sands of the area come from the weathering of the hamadian sandstones. The bimodal granulometric composition of those sandstones are omnipresent in a clear-cut or mitigated form. The first depositing of the sands was made by two geomorphological agents playing a more or less alternating part, i.e. wind and running water. Moreover many sands wear the marks of ancient pedogeneses (red soils, yellow soils) That is the reason why with a few exceptions the dune sands have a sorting quite close to but not exactly the same as the wind-borne sediments.

Quartz grain surface has kept the marks of running water and more especially of aeolian activity, both of them rather powerful, which is not the case nowadays. The traces of reactivated erosion are entangled with the soil formation ones. Deposits of fluviatile type are to-day very confined : terraces in valleys incised in the Koutous plateau and terraces along the Koroma river, the only one with some importance in the Damagaram area, alluvial fans below rock fans, deltas combined with alluvial fans on the shore of little basins due to the disorganization of the river systems.

An attempt to determine the arid and humid phases sequence has been made with the help of the landforms and the deposits they have partly or completely acted upon. Without time data, this attempt was difficult. More numerous observations will be necessary to support an initial hypothetical sequence :

a) deposit of the bulk of the sands by processes where running water predominates, perhaps sheet flood;
b) formation of big longitudinal and then (?) transverse dunes;
c) light spreading of their sands by running water;
d) formation of the red soils, related to "high" terraces (?);
e) erosion by wind of the upper part of the red soils with building of pediment-like dunes (entirely made of red sands);
f) formation of yellow soils in the same time as river deposits of the low terraces (?);
g) light reworking of the deposits by wind and building of the yellow dunes;
h) present-day light vertical erosion.

RESUME

Les sédiments sableux ont été échantillonnés dans les coupes naturelles et comme celles-ci sont assez rares dans la région, dans une série de fosses qui ont été creusées jusqu'à la profondeur de deux mètres environ. Après avoir noté leurs caractéristiques macroscopiques, notamment pédologiques, les échantillons ont été soumis à différentes analyses: granulométrique, morphoscopique et exoscopique.

Il semble que tous les sables de la région dérivent de l'altération des grès hamadiens. La composition granulométrique bimodale de ceux-ci est omniprésente sous une forme franche ou atténuée. La mise en place de ces sables est due à l'intervention de deux agents qui sont intervenus plus ou moins en alternance, le vent et l'eau courante. En outre, une grande partie des sables portent les traces d'une ancienne pédogenèse (sols rouges, sols jaunes). C'est pourquoi, à quelques exceptions près, les sables des dunes présentent un classement qui se rapproche de celui des sédiments transportés par le vent sans en atteindre la perfection.

La surface des grains de quartz a gardé la marque d'écoulement fluviatile et surtout d'une activité éolienne relativement puissants, qui ne se retrouvent plus guère aujourd'hui. Les traces de reprises d'érosion fréquentes sont entrecoupées par des activités pédogénétiques. Les dépôts de type fluviatile sont actuellement assez confinés: terrasses dans les vallées qui dissèquent le plateau du Koutous et le long de la Koroma, seule rivière d'une certaine importance du Damagaram, cônes de déjection en contrebas des cônes pédimentaires, cônes-deltas en bordure des cuvettes nées de la désorganisation du réseau hydrographique.

Une succession des phases arides et humides qui ont laissé leur empreinte dans le paysage ou dans les dépôts, a été tentée. Faute de repères datés, l'entreprise était toutefois malaisée. Un plus grand nombre d'observations permettront de détailler le schéma de départ dont les jalons principaux sont les suivants:

a) mise en place de la masse des sables par des processus où prédominent les actions de l'eau courante, éventuellement épandage par le ruissellement;

b) formation des grandes dunes longitudinales puis (?) transversales;

c) léger étalement des sables de ces dunes par ruissellement;

d) formation des sols rouges (relation avec les "hautes terrasses"?);

e) érosion par le vent de la partie supérieure des sols rouges et formation des dunes-glacis composées entièrement de sable rouge;

f) formation des sols jaunes, en même temps que les dépôts fluviatiles des basses terrasses (?);

g) remaniement éolien de faible ampleur et formation de petites dunes jaunes;

h) légère érosion verticale actuelle.

A. LE SABLE DES DUNES

L'étude morphologique des édifices éoliens ainsi que de leur agencement a permis de relever l'existence d'au moins deux générations de dunes dans la région de Zinder. L'analyse de l'évolution des dépressions associées aux systèmes dunaires fait également ressortir la succession d'au moins deux phases de dépôts deltaïques ayant contribué au remblaiement de ces cuvettes. Différents auteurs ayant travaillé dans les régions voisines du Damagaram (cuvette tchadienne, Aïr, Ouest nigérien) admettent la succession, au Quaternaire supérieur, de périodes arides et de périodes humides ayant mis en place des sédiments dont l'analyse a permis de mettre en évidence les fluctuations climatiques ayant affecté la région. La mise en évidence de ces fluctuations passe par l'analyse de coupes et l'étude de l'histoire des sédiments, de la mémoire enregistrée à la surface des grains de sable (LE RIBAULT, 1977; BARBEY, 1984).

DESCRIPTION DES SITES ET DES PROFILS PEDOLOGIQUES DE REFERENCE.

L'échantillonnage des sédiments sableux soulève le problème du choix du site le plus représentatif des modelés dunaires. Au cours de la première campagne de terrain (1990-1991), les prélèvements ont été effectués en surface, surtout sur les crêtes dunaires car les grains récoltés en ces sites ont souvent été utilisés pour différencier les types de dunes (WILSON 1972, 1973). Sur les dunes transversales, les sédiments du versant au vent diffèrent de ceux du versant sous le vent. Les premiers sont souvent plus grossiers que les seconds car les particules fines soustraites par le vannage des versants au vent sont déposées, du moins en partie, sur le versant sous le vent qui est ainsi enrichi en fraction fine. C'est pourquoi des échantillons ont également été récoltés le long d'un transect afin de mettre en évidence ces différences de sédimentation, et donc de dynamique, sur les facettes de chaque type dunaire. Ces échantillons serviront surtout à caractériser les remaniements actuels. Pour éviter de confondre les traces des remaniements récents et celles des processus anciens de mise en place des sédiments, les prélèvements de surface ont été complétés par des échantillons récoltés à différentes profondeurs dans des profils réalisés au sommet des édifices.

Les coupes naturelles sont rares, même le long des principaux axes de drainage. Les rares vallées de la région conservent des configurations héritées de phases humides anciennes et n'ont que peu de rapport avec les écoulements actuels. Ceux-ci s'effectuent sous forme de petits chenaux à tresses qui n'ont de rôle morphogénique important que lors de très fortes précipitations qui engendrent des crues brutales. Même en pareil cas les vallées sont si larges que les écoulements ne provoquent pas de sapements de la berge susceptibles de dégager des coupes. Par contre, au débouché des zones à fort relief, les torrents peuvent creuser des ravins où l'observation est rendue possible. Ces situations ne sont pas fréquentes et pour faire nos observations en profondeur, nous avons dû

faire creuser des fosses. Pour limiter les risques d'effondrement dans le matériau sableux les fosses ont été limitées à quelque 2 m de profondeur.

Les sites ont été choisis d'abord pour leur représentativité des types morphologiques. Ils répondent ensuite à des critères de répartition spatiale afin de couvrir de façon homogène l'ensemble du secteur étudié. Tous les niveaux qui s'individualisaient par leur couleur, leur structure ou leur texture, la présence d'artéfacts, ont été décrits et échantillonnés.

a.- La toposéquence de Kellé

Situés à 4 km au N de Kellé, au pied de la butte-témoin de Sonday, couronnée par le niveau résistant de grès silicifié de la série des Koutous, ces profils pédologiques détaillent la constitution de la partie supérieure d'une dune taillée en glacis et des formes dues à son érosion ultérieure (Fig.54).

1) Profil n°1.

Localisation: Sommet d'un complexe dune-glacis.

Contexte: Surface subplane avec végétation arbustive très éparse (0 à 5%) constituée d'*Acacia raddiana*, *Acacia senegal*, *Balanites aegyptiaca* et de *Leptadenia pyrotechnica* dont la taille maximale est de 2 à 2,5 m. La végétation herbacée est essentiellement constituée de cram-cram (*Cenchrus biflorus*).

0-12 cm: sable brun clair (7,5 YR 5/6) finement stratifié; les strates ont 1 à 2 mm d'épaisseur, quelques radicelles et trous de bioturbation;

12-64 cm: sable brun rouge (5 YR 4/6) (coloration due à la pénétration de la matière organique), grumeleux, présence de fines radicelles et de quelques racines et de trous de bioturbation;

64-139 cm: zone de transition, sable fin de couleur brun clair (7,5 YR 5/8), quelques radicelles;

139-180 cm: sable limoneux à structure massive, de couleur jaune orangé (10 YR 7/8).

2) Profil n°2.

Localisation: Rupture de pente supérieure du versant de la dune-glacis.

Environnement: Végétation très éparse composée d'*Acacia senegal* et *Acacia raddiana*; végétation herbacée en touffes entre lesquelles les plages nues sont soit recouvertes d'une mince croûte de glaçage, soit d'un nappage de sable remis en mouvement.

0-53 cm: le glaçage superficiel a une épaisseur de quelques mm, de couleur brun clair, au-dessus d'un sable fin à moyen massif de couleur brun rouge (5 YR 5/6), beaucoup de

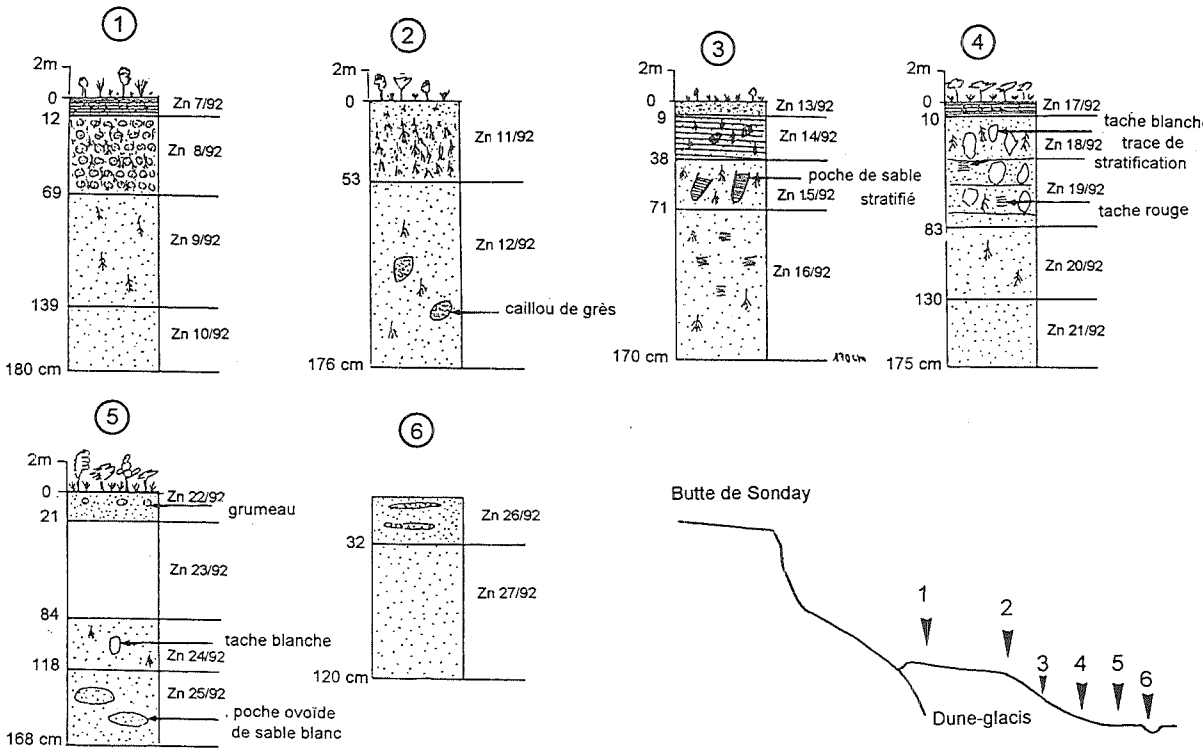


Fig.54.- Profils pédologiques sur la dune-glacis de Kellé au pied de la butte de Sonday
Fig.54.- Soil profiles on the pediment-like dune at Kellé (at the foot of the Sonday hill)
Legend : 2. sandstone pebble; 3. pocket of stratified sand; 4. white patch, faint mark of stratification, red patch; 5. earth aggregate, white patch, ovoid pocket of white sand.

radicelles surtout entre 11 et 53 cm, on note également la présence de trous de bioturbation;53-176 cm: sable fin à moyen, brun rouge passant à brun léger vers la base, structure massive, présence de quelques cailloux de grès et de quelques radicelles.

3) Profil n°3.

Localisation: mi-versant.

Environnement: Végétation arbustive quasi-inexistante, végétation herbacée constituée de cram-cram (*Cenchrus biflorus*).

0-9 cm: la couche supérieure d'épaisseur variable (de quelques mm à 9 cm) est constituée de dépôts de sable moyen à grossier très peu consolidé séparés par des zones où des particules plus fines donnent des niveaux de glaçage, l'ensemble est de couleur jaune sombre du fait de la pénétration de la matière organique, grande porosité liée à l'existence de nombreux galeries de termites;

9-37/38 cm: sable brun rouge où l'on devine des stratifications obliques, présence de radicelles, de tessons de poteries et de poches à contours nets remplies de sable plus clair, passage progressif vers:

37/38-71 cm: zone de transition, sable brun rouge clair passant à jaune vers la base, présence de radicelles, poches circulaires ou allongées, à contours nets, remplies de sable clair dans la partie supérieure du niveau et de sable brun vers le bas, les parois des poches sont tapissées de recouvrements brun gris, on note dans les poches l'existence de stratifications et de la matière organique;

71-170 cm: sable jaune avec taches rouges soit ovoïdes soit allongées, quelques radicelles.

4).Profil n°4.

Localisation: Bas du versant.

Environnement: Végétation arbustive assez dense constituée surtout d'*Acacia raddiana* avec couvert herbacé de *Cenchrus biflorus*.

0-10 cm: sable beige à fines stratifications horizontales, ensemble très peu consolidé, présence de radicelles, limite nette avec

10-83 cm: sable brun gris avec nombreuses taches blanches, quelques poches de sable plus clair, des taches rouges, quelques radicelles noires, des lignes brun gris clair semblent marquer les traces d'anciennes stratifications, limite progressive avec

83-130 cm: sable brun gris rougeâtre compact, quelques radicelles, zone de transition avec
130-175 cm: sable rouge compact.

5) Profil n°5.

Localisation: Bas du versant.
Environnement: Végétation dense et variée: *Balanites aegyptiaca, Acacia raddiana, Acacia senegal, Calotropis*, sous bois de *Cenchrus biflorus*, sable fin en surface.

0-4 cm: fines stratifications de limons donnant une succession de lits clairs et de lits noirs, limite nette;
4-18/21 cm: sable beige à structure quelquefois grumeleuse, mais dans l'ensemble assez massif, quelques passées noires dues à la pénétration de la matière organique, des radicelles et des galeries de termites, limite inférieure assez nette;
18/21-63/84 cm: sable fin avec intercalations de lits de sable grossier et de limon, stratification entrecroisée, quelques lits riches en matière organique, la limite inférieure est marquée par un dépôt argilo-limoneux rougeâtre qui semble être un résidu de décantation, limite nette mais très ondulée;
63-80/84 cm: niveau assez compact, érodé, présentant des traces d'anciennes stratifications, couleur brun clair légèrement rougeâtre, limite progressive;
84-118 cm: sable brun-gris compact comportant de rares taches blanches, quelques radicelles, limite progressive;
118-168 cm: sable brun rougeâtre compact avec des poches ovoïdes remplies de sable blanc, rares radicelles.

6) Profil n°6.

Cette toposéquence est composée d'une coupe (3) et de deux profils (1 et 2).

Localisation: Lit mineur de l'oued.
Environnement: Lit faiblement incisé, fond plat tapissé de sable alluvial blanc.

0-32 cm: sable blanc beige finement stratifié, avec lentilles de sable grossier, limite nette;
32-120 cm: sable limono-argileux, compact, de couleur grise.

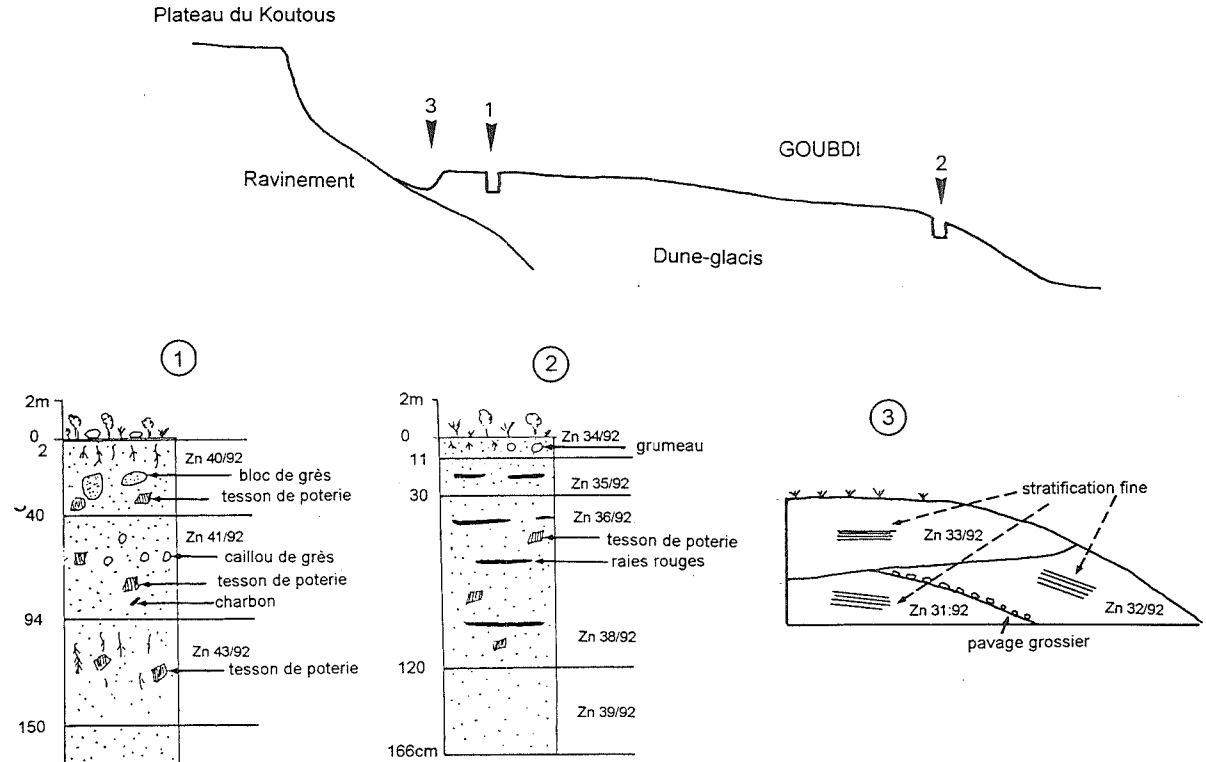


Fig.55 - Profils pédologiques et coupe sur la dune-glacis de Goubdi au pied du plateau du Koutous

Fig.55.- Soil profiles and cross section in the pediment-like dune of Goubdi (at the foot of the Koutous plateau)

Legend : Gully. 1. sandstone block, pottery shard, coal. 2. earth aggregate, pottery shard, red stripes; 3 fine stratification, coarse pavement.

b.-La toposéquence de Goubdi, sur dune-glacis en piémont du plateau du Koutous (Fig.55).

1) Profil n°1

Localisation: Partie amont de la dune-glacis, à 300 m du pied du plateau.

Environnement: Végétation arbustive dont l'espèce la plus représentée est *Balanites aegyptiaca*, quelques *Acacia raddiana, Leptadenia pyrotechnica, Cassia italica* et végétation herbacée graminéenne, des blocs et cailloux de grès en surface ainsi que des traces d'ancienne occupation humaine: tessons de poterie, foyers, pierres à moudre le grain.

0-2 cm: couche de glaçage superficiel, couleur gris clair;
2-40 cm: sable de couleur gris foncé, peu tassé comportant des racines et radicelles, des cailloux et blocs de grès, des tessons de poterie, du charbon, couleur 5 YR 5/4;
40-94 cm: zone de transition : sable hétérométrique (mélange de fin et grossier), présence de charbon, de cendre ,de tessons de poterie, d'os;
94-150 cm: sable fin de couleur ocre rouge (5 YR 5/8), présence de quelques cailloux de grès, de tessons de poterie de racines et de radicelles;
150-214 cm: sable fin homogène de couleur 5 YR 6/8.

2) Profil n°2.

Localisation: Sommet du rebord de la dune-glacis de Goubdi, secteur aval à environ 700 m à l'ouest du village.

Environnement: Très peu de végétation arbustive: *Balanites aegyptiaca, Acacia raddiana, Guiera senegalensis, Chrozophora brocchiana*, végétation herbacée de *Cenchrus biflorus*; autour des pieds de *Chrozophora* le vent a amoncelé du sable, ailleurs la déflation a dégagé des plages nues où le glaçage superficiel constitue une croûte relativement résistante.

0-11 cm: sable beige à brun (5 YR 6/6), sans structure marquée, légèrement grumeleux, quelques radicelles et trous d'organismes vivants, passage progressif à:
11-28/30 cm: zone de transition, assez compacte, apparition de raies plus rouges qui semblent plus humides, très peu de radicelles et traces de bioturbation, passage progressif à:
30-120 cm: les raies rouges sont plus nettes, elles ont environ 5 cm d'épaisseur, elles sont séparées par des zones plus claires; on note la présence de taches noires (charbon? tessons de poterie?), couleur de l'ensemble: 5 YR 6/6, passage progressif à:
120-166 cm: sable homogène de couleur 5 YR 6/6, présence de taches grises aux contours flous.

3) Coupe n°3.

Localisation: Rebord du glacis vers le ravin séparant le pied du plateau de la dune-glacis. Trois niveaux se succèdent du sommet à la base de la coupe.

Niveau 1: sable jaune beige rendu terne par la pénétration de la matière organique, cette couche épaisse d'environ 0,50 m comporte beaucoup d'éléments grossiers, elle recoupe en biseau le niveau 2;

Niveau 2: sable fin de couleur rouge (5 YR 5/8), à stratification bien nette, son épaisseur varie de quelques décimètres à 1,50 m, mais l'érosion en a décapé une proportion qu'il est difficile d'estimer, elle est séparée du niveau 3 par un pavage d'éléments grossiers;

Niveau 3: c'est le niveau le plus épais, la partie visible fait environ 2 m, le sable est un peu plus jaune (couleur: 5 YR 7/8), les structures sont souvent masquées par un ruissellement superficiel ultérieur qui semble postérieur aux structures éoliennes du niveau 2, mais antérieur ou contemporain du niveau 3.

c.- Profils du secteur de Karayé (Fig. 56).

Situés à peu de distance l'un de l'autre, deux puits de moins de deux mètres ont été creusés au sommet de deux dunes, l'une transversale (1), l'autre longitudinale (2).

1) Profil n°1.

Localisation: Sommet de dune transversale, à environ 700 m au SE du village.

Environnement: Champ de mil fonctionnel, végétation arborée très éparse (0 à 5%), comprenant *Acacia albida, Acacia raddiana, Balanites aegyptiaca, Adansonia digitata* et *Ziziphus mauritiana.*

0-26/28 cm: sable gris clair (couleur 10 YR 6/4), peu compact, à stratifications horizontales visibles, présence de racines et de rhizomes, limite floue;

26/28-96/98 cm: sable fin gris clair (un peu plus foncé que le niveau supérieur, mais devenant plus clair et plus rouge vers le bas), stratification peu nette; présence de quelques passées de sable plus clair (de couleur beige); la couleur passe de 10 YR 4/6 au sommet à 7,5 YR 5/6 vers la base. La limite est progressive, marquée par des poches de sable gris dans un ensemble devenant de plus en plus clair;

96/98-175 cm: sable clair peu consolidé sans structure visible renfermant des poches de sable brun et des taches grisâtres, couleur de la masse claire: 10 YR 8/4, quelques racines.

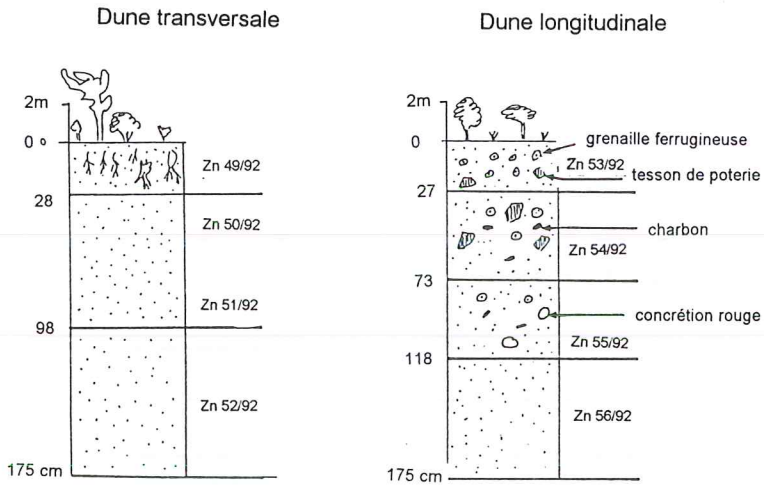


Fig.56. - Profils pédologiques sur les dunes du secteur de Karayé: a. dune transversale; b. dune longitudinale.
Fig.56. - Soil profile on dunes of the Karayé area: a. transverse dune; b. longitudinale dune. Legend: lateritic gravel, pottery shard, coal, red concretion.

2) Profil n°2.

Localisation: Sommet de dune longitudinale, à environ 1,3 km au SE du village.

Environnement: Champ de mil, souches en place, végétation très éparse d'*Acacia albida* (0 à 5%).

0-26/27 cm: sable brun (5 YR 4/6), peu consolidé, gravillons ferrugineux, tessons de poteries, nombreuses galeries de bioturbation, passage progressif à:

26/27-72/73 cm: sable brun, plus clair que le niveau supérieur, surtout vers la base, présence de gravillons ferrugineux, de tessons de poterie, de charbon, couleur passant de 5 YR 4/6 à 7,5 YR 5/6; les sables sont humectés, alors que les niveaux supérieurs sont secs;

72/73-113 cm: sable brun clair avec des colorations gris verdâtre, couleur d'ensemble 7,5 YR 5/6, présence de charbon, de gravillons et de concrétions rouges;

113-175 cm: zone d'interférence des sables du niveau supérieur et ceux du niveau inférieur. Ceux-ci sont plus clairs (couleur: 7,5 YR 6/6), peu compactés, comportant des taches grises ou noires et des poches de sable brun.

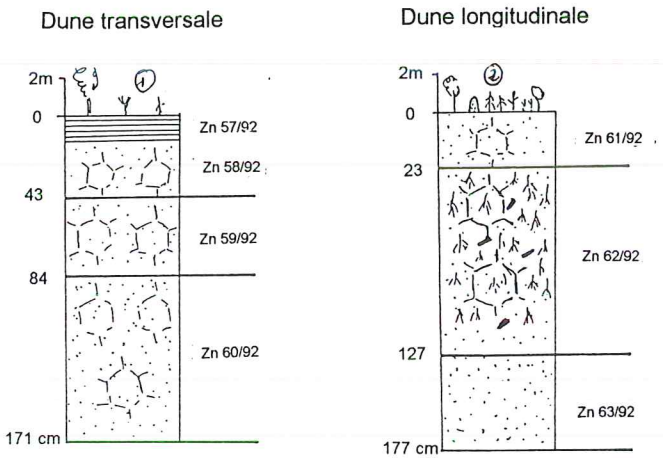


Fig.57. - Profils pédologiques sur des dunes du secteur de Dogo: a. dune transversale; b. dune longitudinale.
Fig.57. - Soil profiles on dunes in the Dogo area.

d.- Profils du secteur de Dogo (Fig. 57).

Comme dans le secteur de Karayé, le sommet d'une dune transversale et d'une dune longitudinale ont été échantillonnés.

1) Profil n°1.

Localisation: Sommet de dune longitudinale, à environ 3 km au nord du village de Dogo, à 150 m à l'est de la route nationale n°111, Zinder-Magaria.

Environnement: Champ de mil fonctionnel, faible végétation arborée (moins de 5% de couverture de la couronne), essentiellement constituée d'*Acacia albida*, des souches de mil de la saison précédente.

0-43 cm: sable de couleur brun rouge, présentant de fines stratifications sur les 10 cm supérieurs, devenant plus

compact avec structure polyédrique, quelques trous de bioturbation;

43-84 cm: sable fin à moyen de couleur brun rouge, très compact, avec structure polyédrique, peu de traces de bioturbation;

84-171 cm: même matériau devenant plus clair vers la base, couleur.

2) Profil n°2.

Localisation: Sommet de dune transversale, à environ 3,2 km au nord de Dogo et à 200 m de la route nationale n°111, Zinder-Magaria.

Environnement: Champ de mil fonctionnel, les souches de mil ont une densité plus grande que partout ailleurs, végétation arbustive et termitière de 2 m de hauteur.

0-25/29 cm: sable assez hétérométrique, de couleur brun gris à brun rouge, très compact, structure polyédrique, nombreuses galeries de termites;

25/29-127 cm: sable fin à moyen, de couleur brun rouge très compact, structure polyédrique, présence de nombreuses racines et de quelques charbons;

127-177 cm: sable fin à moyen de couleur ocre, sans structure visible.

e.- Profil du secteur de Guidimouni (Fig.58).

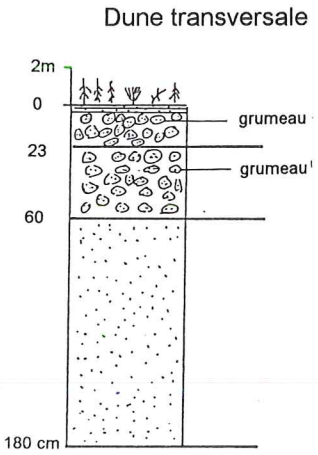
Localisation: Sommet de dune transversale, à environ 7 km au SE de la localité de Guidimouni, 300 m au sud de la route nationale n°1 Zinder-Gouré

Environnement: Champ de mil fonctionnel, souches de mil éparses, végétation de *Leptadenia pyrotechnica*.

0-23 cm: sable brun gris (10 YR 5/6), grumeleux, avec légère stratification au sommet, nombreuses galeries, quelques radicelles;

23-58/60 cm: sable fin à moyen de couleur brun clair (7,5 YR 5/6), ce niveau semble un mélange de sable rouge et de sable blanc, la structure est grumeleuse;

58/60-180 cm: sable fin à moyen de couleur orangée (7,5 YR 6/8), peu compacté sans structure visible.



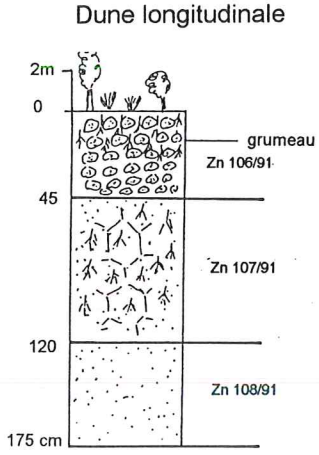


Fig.58.- Profil pédologique sur une dune transversale du secteur de Guidimouni
Fig.58.- Soil profile on a transverse dune of the Guidimouni area
Legend : earth aggregate.

Fig.59.- Profil pédologique sur une dune longitudinale de la zone de Zinder.
Fig.59.- Soil profile on a longitudinal dune of the Zinder area
Legend : earth aggregate.

f.-Profil du secteur de Zinder (Fig. 59).

Localisation: Sommet de dune longitudinale, à 5 km au nord de Zinder.

Environnement: Champ de mil fonctionnel nettoyé, quelques touffes de graminées soulignent la limite des champs, végétation très éparse de *Acacia albida*.

0-45 cm: sable moyen à grossier de couleur orange (7,5 YR 7/8 à 6/6), structure grumeleuse, faible cohésion, quelques radicelles et des galeries de termites, limite nette;

45-120 cm: sable fin à moyen très compact de couleur brun rouge (5 YR 6/8), structure massive à polyédrique, fines radicelles, limite peu nette;

120- 175 cm: même matériau devenant un peu plus clair vers la base (7,5 YR 6/8);

En conclusion, il ressort de la description des profils que les dépôts éoliens de la région, dans leur grande majorité, comportent trois horizons principaux:

- Un horizon supérieur, de couleur plutôt jaune à jaune orangé, marqué par la pénétration de la matière organique. Cet horizon, de moins d'un mètre d'épaisseur, peut être décapé par l'érosion pluviale ou éolienne et laisser apparaître l'horizon moyen.

- Le deuxième horizon est un horizon rubéfié (sables rouges, très différents des cuirasses), souvent cohérent, du fait surtout d'une légère cimentation des particules par les oxydes de fer. En effet malgré les apparences, la proportion de particules très fines (argile et limon) n'y est pas élevée. Cet horizon peut avoir plus d'un mètre d'épaisseur.

- Le troisième horizon est sans doute le plus épais. Cependant, il affleure rarement du fait de la résistance à l'érosion de l'horizon rubéfié. Il est plus jaune que le niveau intermédiaire et même quelquefois très blanc comme dans la coupe du cours d'eau qui alimente le lac de Gouské. Il est peu consolidé et donc très sensible à l'érosion.

Le passage de l'horizon rubéfié à l'horizon inférieur peut être marqué par des raies de couleur rouge au sein d'un ensemble qui devient de plus en plus clair vers le bas. Ces raies soulignent des zones privilégiées de précipitation des oxydes de fer, sans doute en relation avec des phénomènes de battement de la nappe, qui ont dû marquer ces profils lors de phases plus humides que l'Actuel. Elles ont été observées par GAVAUD (1977) et OUSSEINI (communication orale). De fait, la partie supérieure de l'horizon rubéfié peut même comporter des concrétions et des gravillons ferrugineux, comme c'est le cas de la dune longitudinale de Karayé où le profil semble tronqué. La succession, dans les profils, de zones bariolées et de couches rubéfiées dont le sommet peut comporter des concrétions ferrugineuses, évoque les processus de formation des cuirasses et peut conférer une certaine ancienneté aux dunes qui les portent. Comme nous l'avons déjà signalé, l'horizon rouge peut se retrouver dans toutes les familles de dunes de la région de Zinder.

ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE.

Méthode

a.-La granulométrie.

La partie de l'échantillon dont les grains sont supérieurs à 60 µm a été soumise à un tamisage à sec. Le résultat a été reporté sur des histogrammes. Les indices de FOLK & WARD ont été utilisés pour synthétiser les caratéristiques des sédiments.

1) la médiane (Md) est la taille correspondant au percentile 50.

2) la taille moyenne (Mz) calculée selon la formule:

$$(\varphi 16 + \varphi 50 + \varphi 84) / 3.$$

3) pour l'indice de triage on utilise ici l'écart-type de la répartition, un petit écart-type correspondant à un bon classement. L'indice proposé par FOLK and WARD est

$$So = (\varphi 84 - \varphi 16) / 4 + (\varphi 95 - \varphi 5) / 6{,}6$$

4) l'asymétrie (skweness) est donnée par la formule suivante:

$$Sk= ((\varphi 16 + \varphi 84) - 2\varphi 50) / 2 (\varphi 86-\varphi 16) + ((\varphi 5 + \varphi 95) - 2 \varphi 50) / 2 (\varphi 95 - \varphi 5).$$

5) L'acuité (kurtosis) est une mesure du rapport du triage des extrêmes à celui de la partie centrale de la courbe et apparaît comme un autre test de normalité de la distribution. Dans une courbe normale l'étendue entre le φ5 et le φ95 devrait être 2,44 fois celle qui sépare le φ25 du φ75 percentiles. La formule est donc:

$$Kg = (\varphi 95 - \varphi 5) / 2.44 (\varphi 75 - \varphi 25)$$

Une valeur inférieure à l'unité correspond à un distribution très aplatie.

b.- La morphoscopie.

L'analyse de la morphoscopie a été conduite au binoculaire et a porté sur la forme et les états de surface des grains de sable. La méthode mise au point par CAILLEUX vise à classer les grains de sables selon les milieux dans lesquels ils ont évolués. La nomenclature établie par l'auteur permet de distinguer des grains non usés (NU), des ronds mats (RM) des émoussés luisants (EL). La méthode utilisée dans ce travail est celle proposée par le LIGUS (Laboratoire de l'Institut de Géographie de l'Université de Strasbourg) qui dissocie la forme des grains des états de surface. Les différentes formes retenues par la nomenclature sont: anguleux, subémoussé, émoussé, ovoïde et rond. Pour les états de surface on aura des grains mats ou luisants ou picotés-luisants. Cependant les deux dernières catégories sont très peu représentées. La luisance est très discrète et nous avons utilisé parfois le terme subluisant pour qualifier des grains qui présentaient un léger lustrage sur certaines faces, la plus grande partie de leur superficie étant souvent recouverte par une fine pellicule ferrugineuse. Les résultats des comptages permettent de calculer l'émoussé du sédiment en attribuant un coefficient à chaque classe de forme. Ce coefficient est de 0 pour les anguleux, de 2 pour les subémoussés, 4 pour les émoussés, 6 pour les ovoïdes et 8 pour les ronds. La sommation des produits du poids de chaque classe par le coefficient correspondant, donne l'émoussé du sédiment que l'on peut comparer à d'autres sédiments et dégager éventuellement des niveaux d'évolution. L'étude morphoscopique a porté sur les dimensions suivantes: >840 µm, 595 µm, 420 µm, 297 µm, 210 µm, 149 µm. Mais nombre de sédiments ne comportent pas de fractions supérieures à 420 µm. Or nous avons constaté que c'est surtout aux

dimensions >595 et >840 µm qu'on observe le mélange de deux types de sédiments nettement différents: une catégorie constituée de grains très bien émoussés voire ronds à matité éolienne évidente et une autre de grains anguleux à subanguleux mis en place par des processus fluviatiles.

c.- L'exoscopie

Cette analyse de la morphologie des grains de quartz sera complétée ultérieurement par une analyse exoscopique (p.177)

Les résultats par site.

a.- Echantillons prélevés à Kellé.

Quatre échantillons ont été prélevés sur sommet de dune-glacis, à 4 km au nord de Kellé (profil n°1, Fig.54).

Ils ont des courbes de fréquence très proches avec deux modes dont le mieux marqué est celui à 150 µm qui atteint 36% pour l'échantillon subsuperficiel (Fig. 60a). Dans les deux niveaux inférieurs, le mode de 300 µm est transformé en palier par une augmentation de la proportion de la fraction < 210 µm. Les indices sédimentologiques des 4 échantillons sont les suivants:

φ	Md	Mz	So	Sk	Kg
Zn 7/92	2,3	2,1	0,65	0,04	1,1
Zn 8/92	2,1	2,2	0,69	0,01	1,1
Zn 9/92	2,1	2,1	0,58	-0,01	0,8
Zn 10/92	2,1	2,1	0,57	-0,02	0,8

Le classement est modéré pour les 4 échantillons, la médiane est plus élevée en surface à la suite d'un triage et le classement met en évidence une rupture au dessous de l'échantillon 8/92. Le triage un peu moins bon des horizons inférieurs correspond à l'horizon rubéfié légèrement enrichi en limon.

La morphologie des éléments de plus de 60 µm de l'échantillon supérieur (7) révèle la composition suivante: 10% d'anguleux, 16 % de subanguleux, 54% d'émoussés, 10% d'ovoïdes et 10% de ronds. Le sédiment est donc constitué de deux populations distinctes. La grande majorité est formée de grains très bien émoussés et même de ronds auxquels se mélangent quelques anguleux et subanguleux. Pour l'échantillon 8/92 on a également les deux populations, les ronds sont encore plus nombreux (15%). Mais des subluisants font leur apparition représentant 7% de l'échantillon et 29% des subémoussés. Pour le 9/92 les anguleux et subanguleux constituent respectivement 24 et 31% de l'échantillon alors que la proportion des ovoïdes et des ronds baisse sensiblement (7 et 5%). Cependant les subluisants représentent encore 7% de l'échantillon et

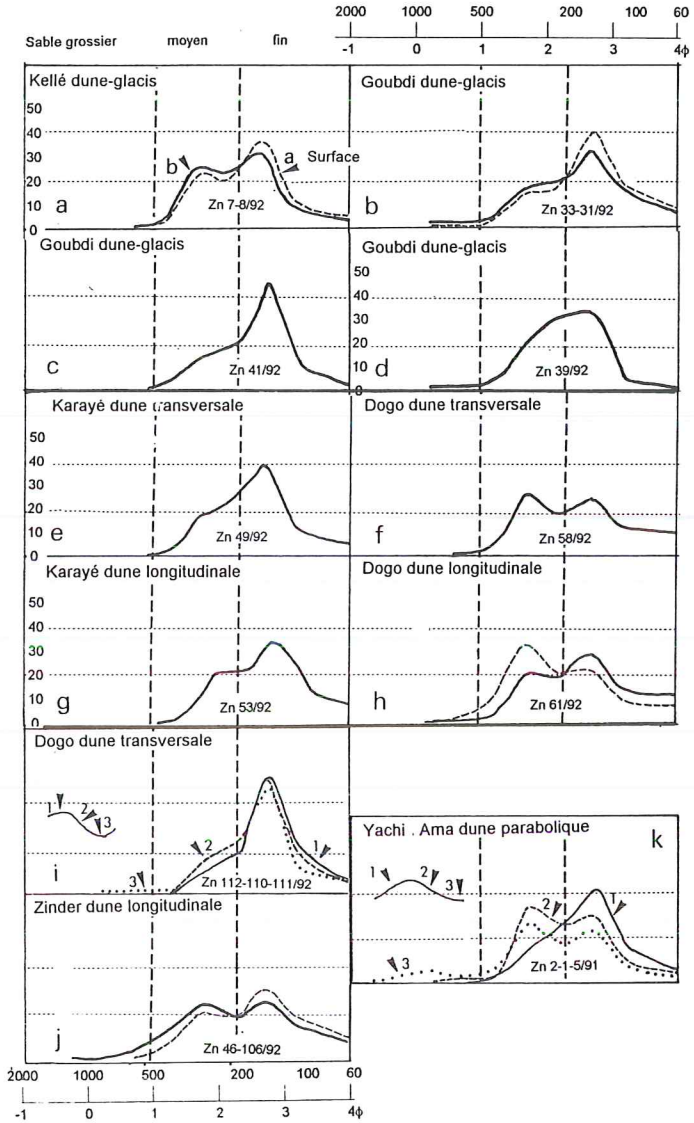


Fig.60.- Histogramme des analyses granulométriques des sables de différentes dunes;
En tireté: échantillon de surface, en trait plein : échantillon des horizons inférieurs ou s'il n'y a pas de différenciation, de l'ensemble du profil. Les échantillons sont identifiés par leur numéro (voir fig.54 (a),fig.55.(b,c,d), fig.56 (e,f), fig.57 (g,h), fig.58 (i) et fig.59 (j). Pour Zinder, seul l'échantillon de surface a été prélevé sur la dune. Des échantillons de surface proviennent de sites différenciés (i, k).

Fig.60.- Grain size analysis of dune sand samples.
Dashed line: surface sample; bold line: deeper samples or if the horizons are not differenciated, of the whole profile. Samples are identified by their number (see fig.54 for a; fig.55 for b,c,d; fig. 56 for e,f; fig.57 for g,h; fig.58 for i; fig.59 for j). Zinder samples other than the surface one have not been picked up in the dune. Surface samples come from different sites (i,k).

22% des subémoussés. Pour l'échantillon Zn 10/92, la proportion des anguleux est encore de 22%. Celle des ovoïdes et des ronds réunis n'est plus que de 4%.

Pour les autres dimensions, la quasi-totalité des sédiments est constituée de subémoussés et d'émoussés en proportions variables, les seconds intervenant pour 75 à 90% aux dimensions comprises entre 300 et 420 µm et seulement de 44 à 52% à 150 µm. A 210 µm, on note 71% d'émoussés pour le Zn 7/92, 77% pour le Zn 8/92, 64 et 62% respectivement pour Zn 9/92 et Zn 10/92.

L'étude de cette coupe permet de tirer un certain nombre de conclusions quant à la mise en place des sédiments. Le niveau supérieur semble avoir subi un remaniement éolien par des vents de compétence variable mais dont les vitesses prépondérantes ont été plutôt faibles. L'éolisation était plus intense pour le niveau superficiel (8) qui remanie en outre des sédiments fluviatiles. Ceux-ci deviennent encore plus abondants dans l'horizon sous-jacent alors que l'importance de l'éolisation diminue.

L'intervention de deux agents de transport permet d'expliquer l'évolution du profil. La base du profil est constituée de sédiments fluviatiles qui ont été remaniés par des vents dont la compétence était croissante jusqu'au niveau subsuperficiel. Celui-ci comprend des sédiments autochtones et des sédiments allochtones, ces derniers ayant subi un long transport éolien favorisé par la compétence élevée des vents. Le niveau supérieur remanie en partie ces sédiments. Mais les vents étant moins véloces ce sont surtout les particules de dimensions <200 µm qui ont été remobilisées. En fait l'émoussé croit globalement du Zn 7/92 au Zn 8/92, puis décroît.

Processus fluviatiles et éoliens sont d'abord concurrents, se relayant au cours de l'année, ou au cours de périodes relativement courtes, l'éolisation finissant par s'imposer seulement dans la partie supérieure du profil. L'étude des autres coupes et l'exoscopie apporteront sans doute des éléments de réponse qui permettront de préciser la succession des événements.

Les échantillons de l'ensemble du transect de Kellé ont été analysés par MAI DABOUA (1993). Les résultats qu'il a obtenus montrent un passage de processus éoliens quasi exclusifs au sommet de dune à des remaniements de type fluviatile de plus en plus importants sur le versant et à des dépôts de caractère fluviatile franc dans le lit de l'oued où les courbes deviennent plurimodales.

b.- Echantillons prélevés à Goubdi .

1) Coupe du ravin séparant la base de la falaise de la dune-glacis (point 3, Fig.55).

Les courbes des échantillons 31, 32, 33 (Fig. 60b) ont des allures assez différentes. Les niveaux inférieur et supérieur ont un mode à 150 µm qui atteint

40% pour le niveau inférieur (Zn 31/92) et présentent un palier entre 300 et 210 µm. Au contraire, le niveau intermédiaire qui s'insère en biseau entre les deux autres (Zn 32/92) présente deux modes quasi égaux à 150 et 300 µm. Cette variation de la courbe le long du profil traduit les variations de la compétence de l'agent de transport.

φ	Md	Mz	So	Sk	Kg
Zn 31/92	2,3	2,2	0,8	-0,1	1,2
Zn 32/92	2,3	2,2	0,8	0,005	0,8
Zn 33/92	2,4	2,3	0,7	-0,07	1,1

L'étude morphoscopique des grains montre l'existence à tous les niveaux, de deux populations qui diffèrent par leur degré de façonnement éolien. La quasi-totalité des grains de taille supérieure ne sont présent qu'aux niveaux supérieurs et inférieurs de la coupe et sont constitués de grains anguleux à subanguleux: (96% et 88% des grains à supérieurs à 840 µm pour les échantillons Zn 31/92 et Zn 33/92. Aux dimensions supérieures à 600 et 420 µm les proportions des subanguleux et des anguleux sont de 68 et 40% pour le Zn 31/92 alors qu'elles ne sont respectivement que de 24 et 11% pour le Zn 32/92 et 38 et 20% pour le Zn 33/92. En outre le Zn 31/92 ne comporte que 2 et 4% de grains ronds ou ovoïdes aux mêmes dimensions. Pour le Zn 32/92 les proportions respectives sont de 10 et 12% et pour le Zn 33/92 elles sont de 20 et 14%. Aux dimensions plus basses cette démarcation dans l'émoussé des grains entre la base du profil et les niveaux supérieurs se maintient. Ainsi à 300 µm on a les valeurs suivantes:

φ	Anguleux	Subanguleux	Emoussés	Ovoïdes	Ronds
31/92	15%	25%	60%		
32/92	4%	26%	68%		2%
33/92	2%	14%	80%	4 %	

Cette évolution de l'émoussé ainsi que les paramètres sédimentologiques développés plus haut traduisent une variation des conditions de transport/dépôt des sédiments responsable de la stratification. Le niveau de base, mis en place vraisemblablement par des processus de ruissellement et remanié par des vents modérés, emprunte une partie importante des sédiments aux grès du Koutous dont il garde la répartition bimodale. Les particules dans leur grande majorité n'ont subi qu'un faible transport éolien. Le niveau médian est celui qui a connu la plus forte éolisation avec des vents de vitesse alternativement modérée et forte, mobilisant tantôt des grains de dimension inférieure à 200 µm (mode de 150 µm) tantôt des grains plus grossiers dont le mode est à 300 µm. L'horizon supérieur remanie une partie des sédiments du niveau médian. Les vents redeviennent plus modérés. L'émoussé acquis antérieurement est amélioré. Mais des grains "frais" venus de la falaise toute proche (par ruissellement) se mélangent aux sédiments éoliens, d'où l'existence de deux stocks constatés à tous les nivaux. Il faut rappeler ici que la couche médiane de la coupe est séparée du niveau inférieur par

un pavage de cailloux et blocs de grès (Fig. 55) qui montre une discontinuité dans la sédimentation éolienne. Une autre discontinuité marque le passage entre niveau médian et niveau supérieur. Les trois étapes dans la formation des dunes, pressentie lors de l'étude morphologique, se confirme donc mais avec une nuance majeure. La couche médiane supposée résulter de processus hydriques est celle qui a été mise en place par les vents les plus violents.

2) Profil n°1: Partie amont de la dune-glacis de Goubdi (point 1, Fig. 55)

Les quatre courbes se rapportant aux différents horizons de cette fosse sont quasiment identiques: elles ont toutes un mode à 150 µm qui dépasse 40 % et un palier entre 210 et 300 µm (Fig. 60c). Les courbes cumulatives concaves et bien redressées sont caractéristiques de sédiments éoliens. Mais elles comportent une extrémité qui s'étale vers les grossiers.

Les indices sédimentologiques sont les suivants:

φ	Md	Mz	So	Sk	Kg
Zn 40/92	2,3	2,30	0,73	-0,12	1,29
Zn 41/92	2,3	2,29	0,64	-0,17	1,24
Zn 43/92	2,3	2,23	0,58	-0,24	1,05
Zn 45/92	2,4	2,24	0,64	-0,15	1,21

De la base au sommet de la coupe, on note une très légère augmentation de la dimension de la moyenne. Le classement modéré dans l'ensemble s'améliore progressivement de haut en bas pour les trois premiers échantillons avant de se dégrader au niveau inférieur. Toutes les courbes montrent une faible asymétrie négative liée à l'étalement vers les grossiers. En dehors du Zn 43/92 qui est mésokurtique constituant ainsi une sorte de rupture, les autres sédiments sont faiblement leptokurtique.

Pour les deux échantillons de la partie supérieure de la coupe les anguleux et subanguleux forment, à 840 µm, près de 90%. La présence de quelques émoussés, d'ovoïdes et de ronds (environ 12%) souligne le mélange de stocks déjà noté ailleurs. Un léger lustrage sur les subémoussés indique que certains grains ont connu un transport aquatique qui peut être hérité de la falaise de grès toute proche. Au-dessus de la taille de 600 µm les émoussés seuls dépassent 50% et atteignent des proportions de 75 à 87 % pour les dimensions de 420, 300 et 210 µm. Les ronds et ovoïdes qui sont le témoignage d'un long façonnement éolien constituent entre 12 et 18% des stocks à 600 et 420 µm. Cependant à 210 µm presque tous les grains présentent un léger lustrage.

Dans les horizons inférieurs l'éolisation est importante dès la taille de 840 µm (32% d'émoussés et de ronds). Mais il y a, à cette taille, quelques subluisants qui révèlent un rôle discret de transport aquatique. Le taux d'émoussé atteint 69

69% dès la taille de 600 µm. Il est de 83 % à 420 µm et 81% à 300 µm. La proportion d'ovoïdes et de ronds est comparable à celle des niveaux supérieurs.

Cette coupe qui correspond dans son intégralité à la couche supérieure de l'entaille du ravin révèle l'imbrication de processus éoliens et hydriques, ces derniers ayant surtout mis en place les horizons supérieurs. Ils apportent des particules provenant de la falaise et remanient les dépôts éoliens antérieurs. Mais les phénomènes éoliens modérés restent globalement prépondérants dans le dépôt de ces sédiments.

3) Profil n°2: Ouest du village de Goubdi (point 2, Fig. 55).

Les cinq courbes granulométriques de ce profil sont quasiment identiques (Fig. 60d). Elles sont toutes assez bien classées avec un seul mode à 149 µm. Elles sont représentatives de sédiments éoliens presque typiques. Médianes et moyennes sont de l'ordre de 2,1 φ. Les courbes sont soit presque symétriques ou à faible asymétrie positive.

φ	Md	Mz	So	Sk	Kg
Zn 34/92	2,2	2,1	0,6	-0,01	1,1
Zn 35/92	2,2	2,1	0,7	0,1	1,6
Zn 36/92	2,1	2,1	0,5	-0,04	1,0
Zn 38/92	2,2	2,1	0,5	-0,005	1,1
Zn 39/92	2,166	2,1	0,8	0,2	2,0

L'horizon supérieur (Zn 34 et 35/92) est moins bien trié que l'horizon intermédiaire (36 et 38/92) mais le classement y est meilleur que dans l'.horizon profond. Le moins bon classement est assorti d'une légère asymétrie avec plus de sable fin et de limon fin à la base (pédogenèse). On rencontre un peu plus de grossiers au sommet (érosion des parties fines sous l'effet de la pluie) et une proportion plus grande de fines dans l'horizon inférieur.

L'étude morphoscopique montre que pour les deux horizons supérieurs, à 840 µm, les grains sont à 98% anguleux ou subanguleux. Les 2% restant sont constitués par des grains ronds attestant la présence de deux stocks distincts. Le Zn 34/92 comporte des subluisants en quantité appréciable (15% des grains). A 600 µm les émoussés et ronds représentent 34% des grains pour le Zn 34/92 mais seulement 16 % pour le Zn 35/92. L'écart entre les deux niveaux se maintient aux plus faibles dimensions. Ainsi à 420 et 300 µm les proportions d'émoussés et de ronds sont de 88 et 87% pour le Zn 34/92 alors qu'elles sont de 68 et 74% pour le Zn 35/92. Ce dernier échantillon comporte d'ailleurs très peu de grains très bien émoussés ou ronds. Ceci traduit sans doute une éolisation moindre que souligne également l'accroissement du taux des émoussés dans les petites dimensions.

Deux des trois horizons de la partie inférieur du profil (Zn 38 et 39/92) comportent des grains de dimension supérieure à 800 µm constitués quasi exclusivement d'anguleux et de subanguleux (96% et 100%). L'on peut, dès 600 µm, noter l'existence des deux stocks déjà observés ailleurs. A cette taille dominent les anguleux et subanguleux: 72%, 71% et 75%, respectivement pour le Zn 36/92, 38/92 39/92. Dès 420 µm la tendance se renverse. Les émoussés qui sont pour la plupart presque ronds témoignant d'une longue évolution éolienne, s'imposent nettement avec des proportions de 70 à 88% des grains.

Les processus éoliens sont prépondérants dans la mise en place des sédiments. Cependant, leur intensité semble avoir momentanément baissé dans la partie supérieure de la coupe, le vent étant ici relayé par des processus hydriques.

C'est pourquoi on peut se demander si l'enrichissement de l'horizon inférieur (Zn 39/92) en fins ne relève pas d'une évolution similaire à celle du Zn 35/92 (c'est-à-dire de type pédogénétique) qui se serait produite à la faveur d'un retour de conditions climatiques favorables.

c.- Echantillons du secteur de Karayé (partie sud de la zone étudiée) (Fig. 56)

Les échantillons Zn 49/92, Zn 50/92, Zn 51/92 et Zn 52/92, prélevés dans une fosse creusée sur une *dune transversale*, ont tous une courbe unimodale (Fig. 60e). Le mode qui se situe à 149 µm est typique de sédiments éoliens. Il correspond à des proportions variant entre 37 et 41% des sédiments. Ceux-ci, hormis l'échantillon subsuperficiel, ont des dimensions inférieures à 600 µm.

Les indices varient très peu sur l'ensemble du profil.

φ	Md	Mz	So	Sk	Kg
Zn 49/92	2,33	2,27	0,62	-0,02	1,12
Zn 50/92	2,29	2,24	0,59	-0,03	1,04
Zn 51/92	2,33	2,29	0,64	0,01	1,10
Zn 52/92	2,46	2,45	0,64	0,02	1,23

Le classement s'améliore un peu au niveau de Zn 50/92, mais reste assez homogène pour les autres horizons. Toutes les courbes sont pratiquement symétriques.

Il ressort de l'analyse morphoscopique que les anguleux et subanguleux d'une part et les émoussés ovoïdes et ronds d'autre part sont pratiquement à proportions égales à 600 µm pour l'échantillon subsuperficel (Zn 49/92). La deuxième catégorie atteint 80% des grains à 420 µm et 300 µm avant de tomber à 68% puis 54% à 210 µm et 149 µm. Pour l'échantillon suivant (Zn 50/92) la proportion des grains les mieux émoussés se maintient à 65-70% pour toutes les dimensions. Par contre, pour le Zn 51/92, elle est de 80% dès 420 µm. Elle atteint 90% à 300 µm avant de tomber à 65% puis 53% aux dimensions

inférieures. Enfin pour la base du profil elle constitue 70% des stocks à toutes les dimensions sauf à 149 µm où la proportion tombe à moins de 50%. A cette dimension 7 à 8% des grains sont brisés. La stratification traduit ici la variation de la compétence éolienne tantôt élevée tantôt moyenne et régulière. On ne note pas de trace de transport hydrique.

Sur la *dune longitudinale* (Fig. 60f), cinq échantillons avaient été prélevés, dont un en surface lors de la campagne de terrain de 1991 (Zn 20/91) et 4 autres dans une tranchée ouverte en 1992 (Zn 53/92, 54/92, 55/92 et 56/92). L'échantillon de surface sera analysé en premier lieu.

Le Zn 20/91 présente un histogramme bimodal avec un mode principal à 300 µm (32%) et un mode secondaire à 150 µm. Les indices sédimentologiques sont caractéristiques de sédiments éoliens: Md = 1,97 φ (255 µm), Mz = 2,01 φ (248 µm), triage modéré (0,662 φ), asymétrie positive (0,115 φ). Le sédiment a été mis en place par des vents modérés à forts. La présence de grains de dimension supérieure à la compétence éolienne relève d'une intervention discrète de processus hydriques.

L'étude morphoscopique permet de voir qu'à 840 µm une grande partie des grains est constituée par des grès ferrugineux légèrement émoussés. Ce sont des sables cimentés par des oxydes de fer. On a également des micro-galets de quartz et de petites billes manganésifères. A cette taille les anguleux et subanguleux dominent nettement formant 84% du stock. A 600 µm les grains les moins usés constituent encore près de 70% du stock, mais les agrégats ferrugineux ne représentent plus que 4% des grains. A 420, 300 et 210 µm ce sont les émoussés qui dominent, représentant, avec les ovoïdes et les ronds, respectivement 82, 80 et 72% des grains. Il faut noter la proportion non négligeable des ovoïdes et des ronds surtout à 420 et 300 µm (8 et 13%). A 150 µm, les émoussés et subémoussés se partagent le stock à proportions quasi égales. Cet échantillon mis en place par des vents modérés à forts a été remanié, en surface par des processus hydriques qui lui ont apporté les sédiments les plus grossiers. Ceux-ci peuvent provenir du relief de quartzite auquel s'appuie la dune.

Les quatre courbes correspondant aux échantillons prélevés en profondeur (Zn 53, 54, 55 et 56/92) sont toutes identiques, avec un mode à 150 µm qui avoisine les 35% et un palier entre 300 et 210 µm. Les médianes sont comprises entre 2,30 φ et 2,34 φ, la moyenne entre 2,27 φ et 2,32 φ. Seul l'horizon II (Zn 54/92) s'écarte légèrement des autres, du fait d'un très léger enrichissement en particules de taille inférieure à 210 µm (c'est l'échantillon qui a le mode le plus important). Le classement varie également très peu d'un horizon à l'autre. Ce sont les sédiments de la base du profil qui sont les moins bien classés quoique la différence soit mineure. Du sommet à la base de la coupe, l'indice de tri prend les valeurs suivantes: 0,69; 0,70; 0,70; 0,74. Toutes les courbes sont pratiquement symétriques.

A l'analyse morphoscopique, il apparaît qu'à 600 µm, la proportion des émoussés, ovoïdes et ronds ne représente que 30 à 40% du stock à tous les niveaux. Elle atteint 75 à 85% à 420 et 300 µm. La plupart des grains émoussés sont presque ronds indiquant un long façonnement éolien. Aux plus faibles dimensions, les grains considérés comme émoussés n'ont pas la forme quasi sphérique des tailles plus grandes.

Ils sont assez proches des subémoussés qui ne sont pas des éclats. Aux deux horizons inférieurs, une grande majorité des grains à 600 µm et la quasi-totalité des stocks à partir de 300 µm sont propres, presque translucides. Leur état de surface est à mettre en relation avec des processus de réduction du fer qui ont eu lieu à ces niveaux. Ces processus de réduction se marquent, rappelons-le, par des taches grises dans un horizon blanchi.

Les sédiments de cette coupe sont constitués, comme ceux d'autres coupes déjà analysées, de deux stocks. L'un très bien émoussé, ayant subi un long façonnement éolien, l'autre moins bien émoussé mais formant ici la grande majorité des grains. La mise en place de ces sédiments a dû s'effectuer en deux étapes. Dans un premier temps des vents de vitesse variable, mais plutôt faibles ont transporté sur de courtes distances et déposé les grains faiblement émoussés. Mais peu à peu se sont imposés des vents de plus en plus violents apportant davantage de grains de plus grandes dimensions et fort bien émoussés car ayant subi un long façonnement éolien. C'est après cette étape qu'une période humide s'est installée engendrant la migration du fer et la transformation des sables en grès.

d.- Echantillons du secteur de Dogo (Fig. 57).

Les échantillons Zn 57, 58, 59 et 60/92 proviennent d'une fosse creusée sur une *dune transversale* rouge localisée à environ 3 km au nord de Dogo (Fig.60g). Les quatre courbes sont bimodales, avec un mode principal à 300 µm mais qui n'est que légèrement plus grand que celui à 150 µm. Il devient néanmoins un peu plus important dans les deux horizons inférieurs. Les indices sédimentologiques sont donnés ci-dessous:

φ	Md	Mz	So	Sk	Kg
Zn 57/92	2,18	2,21	0,80	0,11	0,95
Zn 58/92	2,20	2,27	0,88	0,15	1,01
Zn 59/92	2,05	2,15	0,97	0,29	1,30
Zn 60/92	2,19	2,27	0,94	0,22	1,14

Ces indices montrent une faible variation verticale, un classement modéré, une faible asymétrie positive. Cependant les classements sont parmi les plus mauvais de tous les profils étudiés. Ils s'apparentent aux horizons Zn 32/92 et Zn 33/92 c'est-à-dire soit à un sédiment éolien dont les processus de transport/dépôt

relèvent de vents de vitesse alternativement faible à modérée et forte (Zn 32/92), soit à un sédiment mis en place par des processus mixtes fluvio-éoliens (Zn 33/92).

Au binoculaire, à 840 et 600 µm, les subémoussés et les anguleux présentent un léger lustrage qui affecte des grains de plus en plus nombreux au fur et à mesure que l'on va vers la base du profil. Leur proportion atteint 18 et 22% respectivement à 840 et 600 µm pour le Zn 60/92. La luisance ne subsiste souvent que sur une face, celle qui était en contact avec un grain voisin. Le reste du corps du grain est recouvert d'une fine pellicule de poussière ocre rouge. Un tel état de surface suggère un transport aquatique suivi d'un séjour dans un horizon pédologique. Aux deux dimensions mentionnées ci-dessus, la proportion des émoussés, ovoïdes et ronds est comprise entre 30 et 40% des sédiments. Dès 420 µm, et jusque 210 µm, elle atteint 75 à 85% des grains, la plupart étant presque sphériques.

Les échantillons prélevés dans cette coupe montrent des caractères mixtes, où interviennent des processus fuviatiles, davantage présents vers la base du profil, et des processus éoliens de haute énergie qui sont responsables de la mise en place de l'essentiel du dépôt. Ces derniers remanient sans doute des alluvions qui peuvent être antérieures ou contemporaines de la période de dépôt des sédiments éoliens.

Un second groupe d'échantillons a été prélevé sur une *dune longitudinale* du site du nord de Dogo (Fig. 60h), en surface et dans une fosse.

Tous les échantillons sont caractérisés par des courbes bimodales. Celui récolté en surface a son mode principal à 300 µm, alors que ceux qui proviennent de la fosse ont le leur à 150 µm. Les indices sédimentologiques sont les suivants:

φ	Md	Mz	So	Sk	Kg
Zn 95/91	1,88	1,96	0,75	0,19	1,00
Zn 61/92	2,37	2,41	0,93	0,21	1,19
Zn 62/92	2,33	2,38	1,06	0,28	1,42
Zn 63/92	2,56	2,68	0,70	0,25	0,90

En ce qui concerne les différents sites du profil en travers d'une dune transversale, plusieurs échantillons ont été prélevés en surface (Fig.60i). Les histogrammes sont tous unimodaux avec un pic à 150 µm (proportions allant de 40 à 50%). Les trois échantillons caractérisant le sommet (1), le front (2) et la mi-versant (3) ont une base comprise entre 420 et 60 µm (Zn 2/91, Zn 3/91, Zn 4/91), alors que ceux qui se rapportent à l'interdune et au bas versant de la dune suivante ont une base plus étendue de 840 à 60 µm (Zn 1/91 et Zn 5/91). Les sédiments grossiers subsistent dans cet endroit en tant que dépôts résiduels. De

plus dans l'interdune (Zn 1/92), interviennent des processus hydriques qui se marquent par la couleur grise des sédiments. Par ailleurs cet échantillon se distingue aussi des autres par une proportion nettement plus élevée de fins (près de 10% de >60 µm). Il est enrichi par les produits du vannage des facettes supérieures de la dune et de ceux qui proviennent d'autres dépôts éoliens situés en amont. Le Zn 5/92 qui correspond au bas versant de la dune suivante a également une base comprise entre 840 et 60 µm mais il renferme moins de fins. Cette pauvreté relative en fins est liée à la constitution d'un pavage éolien suite à l'exportation, par vannage éolien, des particules fines. On note d'ailleurs sur le terrain que ces sédiments ne constituent qu'une fine pellicule de quelques cm en transit sur un horizon rouge passablement encroûté.

Les indices sédimentologiques révèlent des caractéristiques éoliennes très nettes.

φ	Md	Mz	So	Sk	Kg
Zn 1/92	2,49	2,55	1,02	0,36	3,24
Zn 2/92	2,48	2,45	0,55	-0,03	1,42
Zn 3/92	2,32	2,25	0,51	-0,11	1,04
Zn 4/92	2,41	2,37	0,59	-0,03	1,21
Zn 5/92	2,42	2,39	0,68	0,01	1,23

Le Zn 1/92 se distingue en fait, nettement des autres. Il est assez mal classé. La courbe est à forte asymétrie positive et est extrêmement leptokurtique. Elle traduit bien l'hétérométrie du stock résultant d'une imbrication, donc d'une alternance de processus éoliens et hydriques. Les autres sont modérément classés. L'échantillon Zn 3/92 du front de la dune est en outre le mieux trié. Il est représentatif des sédiments remis en mouvement. C'est l'échantillon qui reflète le mieux la dynamique éolienne actuelle. En effet, remis en mouvement par érosion de la partie sommitale de la dune, il progresse davantage par roulage et saltation. Les vents actuels n'atteignant que rarement des vélocités permettant de transporter des particules grossières, il en résulte un vannage des particules les plus fines conduisant à une concentration relative des grossiers. En conséquence, le tri est amélioré et la courbe a une faible asymétrie négative.

Seuls le Zn 2/91 et le Zn 3/91 ont été observés au binoculaire. Les résultats sont les suivants:

L'échantillon prélevé au sommet de la dune ne renferme une forte proportion de bien émoussé qu'à 300 µm. En effet à 420 µm près de 80% des grains sont anguleux ou subanguleux. Il faut cependant noter que ces grains sont en général des agrégats de particules fines consolidés par des oxydes de fer. Ces agrégats qui se désagrègent lors qu'on les presses fortement entre les doigts témoignent du séjour des sédiments dans un horizon pédologique où les grains ont été cimentés par les sels de fer. A 300 µm, 75% des sédiments sont bien émoussés. Mais dès 210 µm, cette proportion tombe au dessous de 50%. Cette tendance se maintient à 149 µm où les grains les mieux façonnés ne représentent

que 38% du stock. Le Zn 3/91 est constitué dès 420 µm par une forte proportion de grains bien émoussés (68% d'émoussés, 6% d'ovoïdes et 7,5% de ronds). A 300 µm, la quasi-totalité de l'échantillon est formé de grains bien émoussés: 88% d'émoussés, 4% d'ovoïdes et 4% de ronds. Pour des grains plus fins, la proportion des trois catégories réunies est de 75% à 210 µm et 64% à 150 µm. Le Zn 3/91 renferme moins de 2% d'agrégats à toutes les tailles. Un remaniement récent aura entraîné leur désagrégation. Cet échantillon qui est le mieux trié des 5 prélevés dans ce site, semble le plus typiquement éolien.

Les résultats de cette analyse comparée à celle des autres échantillons amène à l'esprit une question: les grains les mieux façonnés par les processus éoliens ne sont-ils pas plus que d'autres susceptibles de remaniements ultérieurs du fait de leur forme arrondie?

e.- Echantillons prélevés sur une dune longitudinale à 5 km au nord de Zinder (Fig. 60).

1) L'échantillon de surface (Zn 46/92).

L'histogramme est bimodal (Fig 60j), avec deux pics d'égale importance à 150 et 300 µm, (25%). L'échantillon comporte des éléments de taille supérieure au millimètre, indiquant une intervention de processus autres qu'éoliens dans la mise en place. En effet, l'allure de la courbe et les indices sédimentologiques, en particulier le classement, font de cet échantillon un sédiment soit fluvio-éolien soit éolien mais dont le transport/dépôt a été le fait de vents de force alternativement modérée à forte.

Les indices sont les suivants:
Md = 2,029;
Mz = 2,03;
So = 0,836 (modérément classé);
Sk = 0,039 (pratiquement symétrique);
Kg = 0,939 (mésokurtique).

L'analyse au binoculaire révèle les caractéristiques suivantes:
A 840 et 600 µm les anguleux et subanguleux dominent nettement constituant 69 puis 62% des sédiments. La présence, à 840 µm, de quelques subluisants (2%) et de ronds (2%) est indicatrice de l'intervention de processus à la fois hydriques et éoliens de forte énergie.

A 420, 300 et 210 µm, ce sont les émoussés ovoïdes et ronds qui sont les plus nombreux. Ces trois catégories réunies constituent pour ces différentes dimensions respectivement 71, 82, 73% des stocks. Lorsqu'on ne considère que les ronds et ovoïdes, leur proportion qui était de 8% des grains à 600 µm passe à 13 % à 420 µm, puis à 6% à 300 et à 2% à 210 µm. Il ressort de cette évolution de la proportion des ronds et ovoïdes en fonction des tailles, qui a déjà été

constaté dans la plupart des échantillons, que l'efficacité du façonnement éolien se situe entre 400 et 600 µm.

Eu égard aux résultats ci-dessus, on peut interpréter l'échantillon Zn 46/92 comme un sédiment éolien ayant certains caractères fluviatiles. Il a sans doute été mis en place par des vents modérés à forts puis remanié par des processus hydriques.

2) Les échantillons prélevés dans la tranchée de la route Zinder-Tanout donnent des résultats légèrement différents. Les courbes sont bimodales, mais le mode le plus important est celui à 150 µm qui correspond à des proportions de 25 à 30% sur l'axe des ordonnées (Fig. 60j). Le mode à 300 µm atteint 20 à 21%. Seul le Zn 108/92 caractérisant la base de la coupe comporte des particules de taille supérieure au mm. La dimension des grains des échantillons Zn 106/92 et Zn 107/92 ne dépasse guère 600 µm. De telles caractéristiques ont déjà été observées en d'autres sites et suggèrent des processus éoliens dominants en haut de profil et une imbrication de caractères éoliens et fluviatiles en bas de coupe.

Les indices sédimentologiques sont les suivants:

φ	Md	Mz	So	Sk	Kg
Zn 106/92	2,311	2,254	0,805	-0,049	1,02
Zn 107/92	2,257	2,185	0,845	-0,065	0,978
Zn 108/92	2,251	2,257	1,317	0,238	1,729

L'échantillon Zn 108/92 se démarque des deux autres par son classement nettement moins bon, une asymétrie positive qui s'oppose à la quasi-symétrie des Zn 106/92 et Zn 107/92 et une courbe très leptokurtique alors que les autres sont mésokurtiques. Les caractéristiques ci-dessus mettent en évidence la complexité des agents ayant présidé à la mise en place des sédiments de la base du profil qui sont sensiblement différents de ceux des niveaux supérieurs.

L'analyse morphoscopique n'a porté que sur le seul échantillon Zn 108/92. Elle révèle qu'à 840 et 600 µm les anguleux et subanguleux constituent la grande majorité des grains (75% à 840 et 65,5% à 600 µm). Les anguleux, à eux seuls, forment respectivement 24 et 33% de ces stocks. On note, en outre, la présence de débris de micaschiste témoignant du faible transport subi par une partie du matériel. A l'opposé, une deuxième partie du sédiment ayant subi un long façonnement éolien est très bien émoussée. Elle devient prépondérante à 420 µm (81%) et à 300 µm (78%). A ces deux dimensions, les grains sont presque tous très bien émoussés. Les ovoïdes et ronds proprement dits, présents déjà à 840 µm (3,2%), atteignent des proportions appréciables à 600 µm (11,5%) et à 420 µm (13,5%) avant de décliner à partir de 300 µm (4%). En dessous de cette taille, il

n'existe plus d'ovoïdes et de ronds et la proportion globale des bien émoussés tombe à 58% à 210 µm et à 50% à 150 µm.

L'ensemble des observations réalisées dans l'analyse de cette coupe suggère les interprétations suivantes: les sédiments ont été mis en place, dans un premier temps, par des écoulements diffus. Ceux-ci ont été petit à petit relayés par des vents modérés à forts qui ont transporté et déposé les sédiments constituant la partie supérieure du profil. Puis d'autres processus hydriques sont intervenus au niveau subsuperficiel et superficiel. L'histoire la plus récente des sédiments est marquée par un vannage éolien qui, en surface, réduit la proportion des éléments de taille inférieure à 200 µm, d'où la diminution du pic de 150 µm et au contraire la progression, par concentration relative, du mode à 300 µm (ce dernier aspect sera étudié dans la quatrième partie consacrée à la dynamique actuelle induite par la sécheresse et la désertification récentes).

f.- Echantillons de dune parabolique (Fig.61k).

Hormis l'échantillon du front de la dune qui caractérise les particules remobilisées par les vents actuels, les autres sédiments récoltés sur la dune parabolique présentent des courbes bimodales (Zn 109/92 et Zn 110/92), voire trimodales (Zn 111/92). Lorsqu'on va du sommet de la dune en direction du creux, le mode principal qui se localise à 300 µm diminue régulièrement au profit de celui à 150 µm qui finit par le supplanter. Ainsi en haut de versant le mode à 300 µm atteint 34% (Zn 109/92). A mi-versant (Zn 110/92) il ne correspond plus qu'à 28% du stock. Cette proportion tombe à 23% dans le creux au bas versant de la dune. Le mode à 150 µm passe de 23 à 26% des stocks. Cette évolution traduit l'exportation progressive, vers le haut du versant et le front, par roulage et saltation, de sédiments dont le mode est à 300 µm. Elle est également significative de l'enrichissement des dépressions en éléments fins provenant du vannage des dunes situées à l'aval dans la ligne du vent.

L'étude morphoscopique a concerné les sédiments du front de la dune considérés comme susceptibles de mieux renseigner sur la genèse de l'édifice. En effet, au cours de celle-ci une partie au moins des sédiments enlevés au creux de la dune a été exportée vers le front qui peut ainsi livrer des renseignements sur l'évolution présente et antérieure de la dune. Les résultats suivants ont été obtenus:

A 840 µm, tous les grains sont anguleux (36% des stocks) ou subémoussés (64% des stocks). Les subluisants constituent 11% des anguleux et 3% des subémoussés. On compte également 17% d'agrégats parmi les anguleux et 7% parmi les subémoussés qui comportent en outre 7% de grains ferrugineux. Ces agrégats et grains ferrugineux proviennent, sans doute, d'horizons pédologiques érodés par les vents au cours du façonnement de la dune.

A 600 µm, les anguleux (40% des stocks) et subémoussés (56%) dominent encore nettement, les émoussés n'intervenant que pour 4% dans la constitution du stock. Les agrégats forment 10% des anguleux et 4% des subanguleux.

A 420 µm, l'échantillon est constitué, presque à parts égales de particules ayant subi un long façonnement et de grains qui n'ont connu qu'un transport faible ou modéré. Ainsi, grains émoussés (37% du stock), ovoïdes (4%) et ronds (6%) forment ensemble 47% de l'échantillon, anguleux et subémoussés se partagent les 53% restant avec des proportions respectives de 35% et 18% du stock. Les anguleux sont constitués pour 25% d'agrégats qui restent encore très nombreux. Ils renferment également 12% de subluisants.

A 300 µm, les émoussés s'imposent, formant 72% du stock. Cette nette augmentation se fait aux dépens des anguleux et subémoussés qui ne représentent plus que, respectivement, 4 et 14% des grains. La proportion des ovoïdes et des ronds reste identique à celle de la taille précédente. Mais, dès la taille de 210 µm, les subanguleux et anguleux redeviennent nombreux, constituant ensemble environ 40% des particules. A 150 µm, le stock est constitué presque à parts égales de subémoussés et d'émoussés.

Les sédiments ayant subi un long transport ne sont dominants qu'à 300 µm. La majorité des grains n'ont été que faiblement émoussés. Ils proviennent sans doute des résidus de vannages éoliens et ont été pris dans un horizon pédologique avant d'être arrachés par l'érosion éolienne qui les a portés jusqu'au front de la dune.

Quel que soit le site et quelle que soit la profondeur des sédiments prélevés dans les différents types de dune, la configuration bimodale de l'histogramme ou tout au moins la tendance vers un tel caractère reste omniprésente. L'un des deux modes peut être prépondérant, que ce soit celui de 150 µm (Fig. 60c) ou celui de 300 µm (Fig. 60k, 2), l'un des modes peut s'effacer en un palier (Fig. 60b) ou les deux modes se souder pour en former un plus large (Fig. 60d). Une même disposition se rencontre dans les dépôts de type fluviatile (Fig.68). Les sables de la région étudiée ont donc un facteur commun qui est hérité de l'ensemble des grès du Koutous comme le démontrent les échantillons recueillis sur la dune-glacis de Kellé, au pied du versant du plateau. Selon l'intensité, les remaniements dus au vent privilègent l'un ou l'autre mode original, avec toutefois une plus grande fréquence pour le pic de 150 µm.

Le calcul des paramètres sédimentologiques n'est significatif que lorsqu'il permet la discrimination des échantillons les uns par rapport aux autres. De nombreux sédimentologistes (FRIEDMAN, 1961, 1967; RIVIERE, 1970; FOLK, 1971; FOLK & WARD, 1957; BESLER, 1983) mettent en rapport sur un graphe à axes orthonormés deux paramètres, souvent la taille moyenne (ou la médiane) et le classement. Sur la figure 68 sont représentés quelques échantillons considérés comme les plus représentatifs. Sur un tel diagramme apparaît un nuage de points approximativement centré sur un échantillon-type d'un classement assez bon (0.7 φ) pour une taille de 2.3 φ soit 200 µm, intermédiaire entre les modes de 150 µm

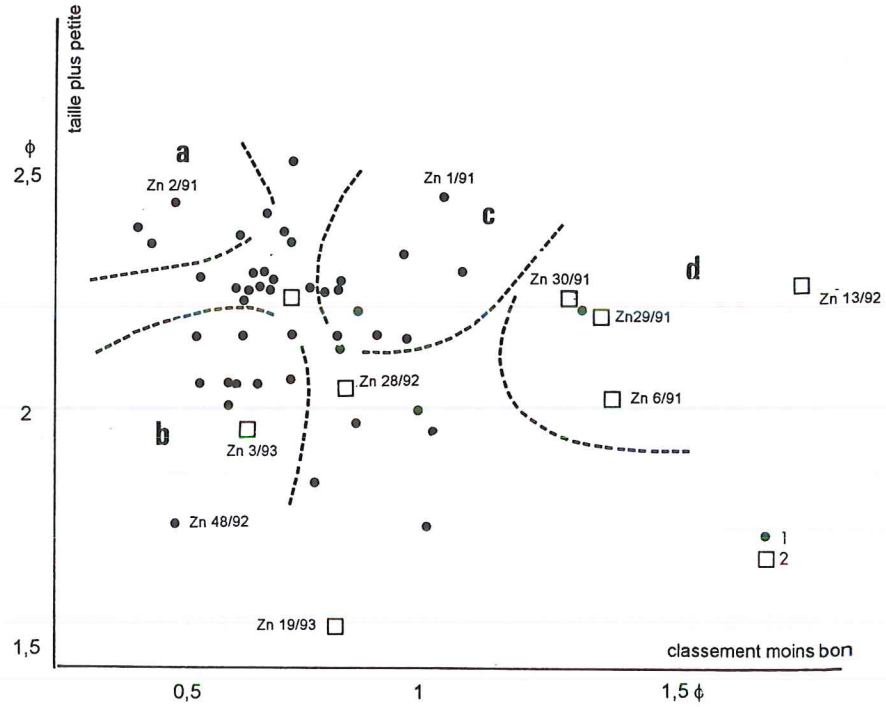


Fig.61. - Echantillons de sable dunaire en fonction de leur taille (Y) et de leur classement (X).
Legende: 1. dunes; 2. dépôts fluviatiles.
Fig.61. - Clusters of sand dune samples with the help of sedimentological characteristics: median (Y) and sorting (X).
Legend: 1. dunes; 2. fluviatile deposits.

et 300 µm et qui est donc une dimension moins fréquente. En fait, cet échantillon-type marque le point de rencontre de trois tendances:

- Le groupe A constitué par des échantillons représentatifs des sédiments des petites dunes jaunes (exemple des échantillons de dunes transversales du SE de Dogo: Zn 2-3-4/91), remaniés par les vents actuels. Ce sont des sédiments fins (mode à 150 µm, Mz compris entre 2,35 φ et 2,45 φ) et bien triés (So compris entre 0,3 φ et 0,6 φ).

- Le groupe B correspond notamment aux sédiments récoltés en surface, ou à faible profondeur sur d'anciennes dunes rouges (Zn 8/92 et 36/92). Ils sont plus grossiers (mode à 300 µm, Mz compris entre 1,95 φ et 2,1 φ). Ces sédiments sont également remaniés par les vents actuels, leur déplacement se faisant davantage par roulage et saltation. Ils ont surtout été récoltés surtout sur les fronts. Aussi sont-ils assez bien classés (So entre 0,5 φ et 0,7 φ) du fait du vannage et de l'exportation préférentiels des particules plus fines.

- Le troisième grand groupe (C) est celui des sédiments représentatifs de l'horizon rubéfié (Zn 62 et 62/92). Les échantillons sont moins bien classés que dans les deux cas précédents (So entre 0,8 φ et 1,1 φ). Cependant la taille moyenne fait ressortir une position généralement médiane par rapport aux deux groupes précédents (comprise entre 2,15 φ et 2,35 φ).

Ces caractéristiques sont dues au fait que les sédiments ont conservé d'une part, l'aspect grossier des échantillons des dunes rouges et d'autre part, n'ayant pas subi de vannage du fait de leur position en profondeur, ils renferment, contrairement aux échantillons de surface, une proportion relativement élevée de particules fines.

L'échantillon Zn 31/92 que nous considérons comme représentatif des dépôts les plus anciens des sédiments constitutifs des dunes, a une position intermédiaire entre les sédiments éoliens actuels ou subactuels (groupe A) et ceux des dunes rouges (Mz: 2,37 et So: 0,7). Il est moins bien trié que les sédiments de surface et moins grossier que ceux de l'horizon rubéfié. Il aurait été mis en place, comme mentionné précédemment par des vents modérés.

Sur le graphe, ont été portés également des échantillons récoltés soit dans les terrasses alluviales (Zn 6/93), soit dans les horizons de glacis de sable rouge (Zn 28, 29 et 30/92), soit sur des colluvions rouges recouvrant des cuirasses (Zn 13/91). Ces échantillons ont la taille moyenne des sédiments de l'horizon rouge des dunes qu'ils remanient, mais ils sont souvent moins bien classés car ils comportent des proportions appréciables d'éléments fins et de grossiers.

En conclusion:

L'étude sédimentologique révèle donc trois étapes dans l'évolution récente des sables dunaires de la région de Zinder. L'étape la plus ancienne est caractérisée par une éolisation modérée des sédiments. Elle a vraisemblablement façonné l'essentiel des modelés dunaires du Damagaram et du Koutous. Elle a remanié des sables mis en place par des épandages fluviatiles issus en grande partie du démantèlement des grès du Koutous et dans une très faible mesure de la désagrégation des roches du socle. Ces sédiments n'ayant en général subi qu'une éolisation relativement faible sont surtout anguleux ou subanguleux. Les particules ayant subi une longue évolution éolienne sont en proportion plutôt faible.

A la fin de la première étape s'installent des conditions pluviométriques un peu plus favorables qui nivellent le modelé dunaire, mettant en place les épandages de blocs et cailloux qui constituent, entre l'horizon inférieur et le niveau médian, un pavage dans la coupe du piémont de la falaise du Koutous à Goubdi.

L'étape suivante est dominée par un régime éolien à vélocité élevée. Les sédiments de l'épisode antérieur sont remaniés. Mais dans les stocks mis en place, les sédiments ayant subi un long façonnement éolien, et qui sont donc vraisemblablement allochtones, sont les plus abondants. Selon MAINGUET et CANON (1976) les dunes du Sahel nigérien, à l'est de Madaoua (centre du pays) seraient constituées, au moins en partie, de particules provenant de l'évidement des ergs du Sahara. Mc TAINSH (1984) pense plutôt que le transport des sables dunaires du nord du Nigeria s'est effectué sur une échelle locale, totalisant au plus 1000 km lors de remaniements successifs. Il semble assez difficile et peut être hasardeux de vouloir déterminer la distance parcourue par les particules à partir seulement de quelques critères sédimentologiques.

Il faudrait sans doute associer à ces paramètres des études minéralogiques pour avoir des résultats plus objectifs. Même dans ce cas, la parenté originelle de la grande partie des stocks et les multiples remaniements subi par les sédiments ne permettent pas toujours de faire le départ entre sédiments allochtones et autochtones. En effet des études de minéraux denses dans les échantillons prélevés à différentes profondeurs ne nous ont pas donné de résultats significatifs et susceptibles d'être publiés. Signalons cependant que MAINGUET et CANON (1976), PFEIFFER *et al* (1990) pensent que les remaniements successifs des sédiments des dunes se traduisent par l'élimination des minéraux les plus fragiles et une concentration relative de plus en plus élevée des ubiquistes, en particulier de la tourmaline, du zircon et du rutile. Mais cette évolution ne renseigne pas sur l'origine des sédiments.

Malgré l'efficacité des vents, ce second épisode ne semble pas avoir amoncelé autant de sédiments que l'épisode précédent. Il a sans doute été de plus courte durée.

A cette deuxième phase succède une période humide qui engendre des phénomènes de pédogenèse avec rubéfaction des sols dunaires mais également l'érosion des sommets des dunes, d'où le caractère fluvio-éolien des sédiments de l'horizon rouge.

Enfin la dernière étape est caractérisée par une efficacité modérée des vents. Ceux-ci remanient la partie superficielle des dépôts fluvio-éoliens du niveau II. Mais la compétence éolienne étant moins élevée, ce sont surtout les particules dont le mode se situe à 150 µm qui sont remobilisées. Ce sont ces

particules qui forment l'horizon jaune qui n'a guère plus de 50 cm d'épaisseur. Les vents actuels semblent en continuité avec ceux de cette dernière étape.

ANALYSE EXOSCOPIQUE DES GRAINS DE QUARTZ.

Nous avons consacré un paragraphe particulier à l'exoscopie des grains de quartz et distingué ainsi cette technique assez récente de la morphoscopie classique, parce que cette dernière apparaît comme une étude plus globale des phénomènes conduisant à une interprétation moins précise. L'exoscopie, observation au microscope électronique à balayage (MEB) de la surface des grains de sable, permet au contraire de mieux déterminer les milieux successifs dans lesquels les particules ont évolué, de retracer leur histoire sédimentologique jusqu'à leur arrivée dans le milieu dans lequel ils ont été récoltés. Ainsi, on peut déceler la part des remaniements successifs et dégager des arguments complémentaires sur les hypothèses émises après l'étude sédimentologique[1]

Les contraintes physiques et chimiques qui s'exercent dans un milieu influencent les caractères originels des quartz (ou génomorphie) et les modifient, leur conférant une morphologie de détail (ou phénomorphie) typique de chaque milieu (Le RIBAULT, 1977). Les témoignages que constituent les traces des influences subies par le grain permettent d'en reconstituer l'histoire récente. Les relations entre les différents types de trace, les modifications par fossilisation des microformes les unes par les autres, les localisations de ces microformes et leur relation avec les sommets, les faces planes et les dépressions de la surface des grains constituent les critères sur lesquels s'est fondée l'interprétation de l'évolution des grains de quartz.

L'action éolienne se marque surtout par la présence, sur la surface des grains, de croissants ou coups d'ongle, de cupules et V de chocs très caractéristiques et facilement reconnaissables. Cupules et V de choc sont des traces d'action mécanique qui caractérisent également le transport par l'eau. Cependant, dans ce dernier cas, ces traces sont émoussées par un polissage qui les distingue de celles qui résultent de chocs éoliens. Le séjour dans un horizon pédologique se marque souvent par des formes de dissolution ou de reprécipitation de la silice. Ce sont ces traces qui seront recherchées au MEB afin de retracer l'histoire des grains. Les grains de sable destinés à l'observation au MEB sont préalablement lavés et séchés à l'étuve, puis collés sur des portoirs métalliques et enduits d'une fine couche d'or-palladium. Ils sont ensuite examinés au MEB afin de déceler les caractères phénomorphiques. Des grains de quartz provenant d'horizons différents et considérés comme caractéristiques des niveaux morphostratigraphiques définis au cours de l'étude des coupes et de l'analyse sédimentologique ont été examinés au MEB.

Il ne s'agira pas de rechercher des caractères génomorphiques, mais seulement de mettre en évidence des aspects phénomorphiques susceptibles de

[1] Les examens au MEB ont été effectués à l'Institut de Zoologie de l'Université de Liège au laboratoire du Professeur GOFFINET.

renseigner sur les différentes étapes qui ont marqué l'histoire des sédiments avant leur dépôts dans le milieu dans lequel ils ont été récoltés. Lorsque, pour des horizons semblables, la fréquence d'un caractère phénomorphique est élevée, on pourra considérer que ce caractère traduit un phénomène qui a une certaine constance dans l'espace et dans le temps. Il devient alors généralisable à l'ensemble du secteur d'étude. Cependant, la plupart du temps, seules quelques particules font ressortir les remaniements, l'essentiel du stock d'un horizon conservant un seul type de caractère phénomorphique. C'est ce genre de particule qui est recherché dans l'analyse au MEB. Pour pouvoir comparer les différents échantillons entre eux (certains échantillons n'ont pas de grains de dimension supérieure à 300 µm), ainsi que pour des problèmes d'ordre pratique (on ne peut analyser dans un travail comme celui-ci toutes les gammes de dimensions), seuls les sédiments de diamètre compris entre 300 et 420 µm ont été examinés au MEB.

Parmi les sédiments prélevés dans les dunes, à la base des profils, sous l'horizon rubéfié, la majorité des grains sont subanguleux ou même anguleux trahissant ainsi leur provenance des grès hamadiens. Quelques grains arrondis existent néanmoins dans ce niveau (Ech. Zn 31/92).

Au fort grossissement (Fig. 62), on constate que la surface des grains ronds est parsemée par une grande densité de cupules éoliennes dont la dimension est comprise entre 5 et 8 mm. Ces cupules sont recouvertes d'une pellicule de silice amorphe résultant sans doute de chocs ou de phénomènes pédogénétiques liés au long séjour des grains dans l'horizon pédologique dans lequel ils ont été récoltés. On peut s'étonner que cette pellicule n'ait pas été attaquée par des processus ultérieurs. Le grain est sans doute resté immobile depuis sa mise en place.

L'horizon rubéfié (Ech. Zn 32/92) comporte deux types de grains. Une première catégorie est constituée par des particules dont la surface porte des coups d'ongle de grande taille (12 à 20 µm) recouverts par une pellicule de silice amorphe à peu près de même apparence que l'échantillon précédent. Les croissants sont toutefois plus grands et dénotent une évolution dans un milieu de plus haute énergie.

La deuxième catégorie comprend des grains ronds luisants ayant visiblement connu un transport aquatique. Ces grains comportent non seulement les grandes cupules observées sur la catégorie précédente, mais également des V de choc avec un gradient de polissage (Fig. 63) qui mettent en évidence le transport aquatique et avec des figures de dissolution témoins d'un séjour dans un horizon pédologique. Dans les creux on note la présence de fleurs de silice qui témoignent de processus diagénétiques ou pédogénétiques de reprécipitation. Les étapes qui ont marqué l'évolution de cet horizon peuvent être résumées comme suit:

1) mise en place des sédiments par des processus éoliens de haute énergie.

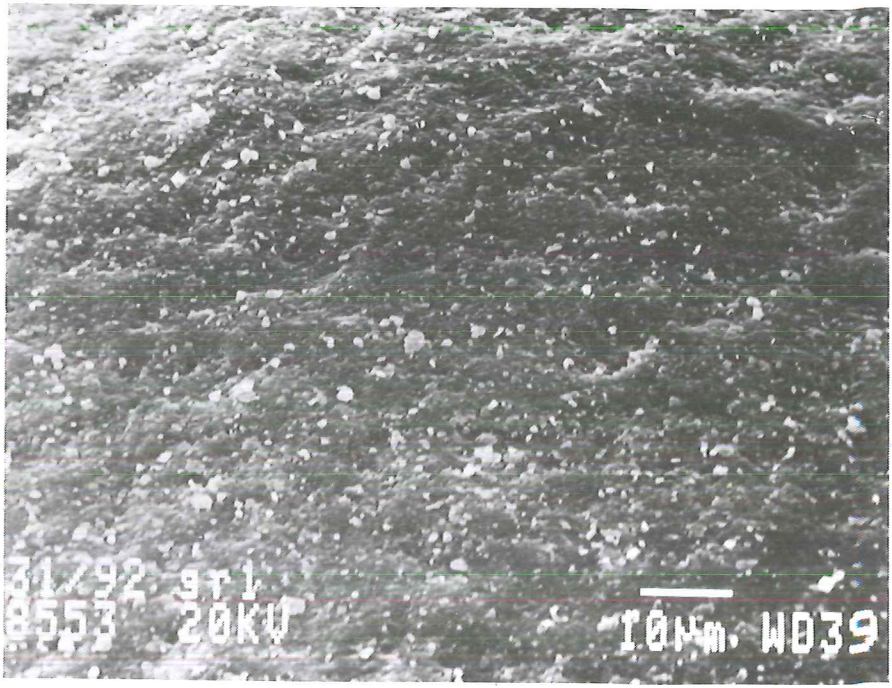


Fig.62. - M.E.B. image de la surface d'un grain de sable prélevé dans la dune-glacis de Kellé (Zn31/92). Nombreuses encoches en forme de croissant dues à un transport éolien. Pellicule de silice d'origine pédologique.
Fig.62. - S.E.M. image of a sand grain surface (Zn31/92 sample, pediment-like dune at Kellé) Many crescent-shaped notches covered with a silica coating of pedogenic origin.

2) séjour dans un horizon pédologique et formation de la pellicule de silice amorphe, ainsi que de globules et fleurs de silice
3) transport aquatique et polissage des cupules et V de chocs qui sont sur les surfaces planes et les crêtes des grains. Globules et fleurs de silice subsistent dans les creux.

Cette évolution s'accorde bien avec l'hypothèse émise dans l'étude des coupes et l'analyse des paramètres sédimentologiques. Ainsi, l'horizon rubéfié serait caractérisé par des processus éoliens et de ruissellement séparés vraisemblablement par un stade pédogénétique. Dans la description des formes nous avons déjà émis l'hypothèse d'une érosion de l'horizon rubéfié avant la mise en place de l'horizon supérieur jaune. Celui-ci n'est d'ailleurs pas présent sur toutes les dunes.

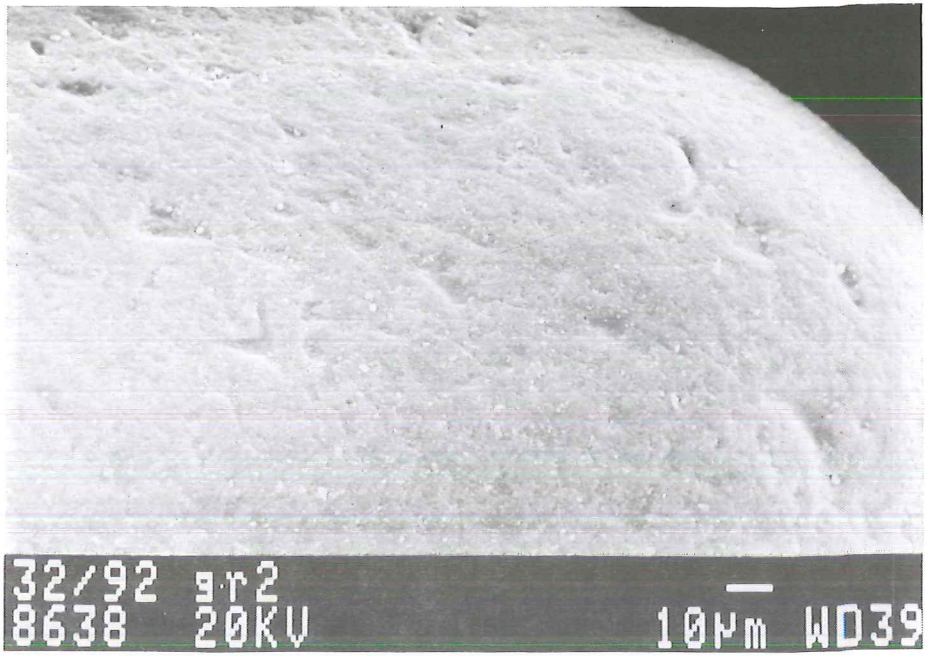


Fig.63. - Echantillon provenant de l'horizon rouge d'une dune-glacis à Goubdi (pied du plateau du Koutous). Nombreuses encoches en forme de croissant ou de V avec un gradient de polissage indiquant un façonnement par un vent assez violent suivi par un transport en milieu aqueux.
Fig.63.Sample coming from the red soil horizon of a pediment-like dune at Goubdi (at the foot of the Koutous plateau). Sample Zn 62/92 (Fig 55). Many crescent-shaped and V-shaped notches with a polishing gradient: made by a high energy aeolian environment followed by a water transportation.

Les sédiments de l'horizon jaune et ceux récoltés en surface sont en général bien évolués. Les grains ronds ou bien émoussés prédominent.

Dans les échantillons prélevés sur dunes rouges, deux exemples pris, l'un sur des sédiments récoltés sur une dune longitudinale localisée à 5 km au nord de Zinder, l'autre sur des sédiments d'une dune transversale à l'est de Dogo, serviront à rechercher des témoignages des traces d'actions mécaniques et chimiques.

La surface du grain de la figure 64 (échantillon Zn 46/92, nord de Zinder) comporte des cupules de petites tailles (environ 10 µm) et des cupules plus récentes et nettement plus grandes (environ 50 µm) qui se superposent aux premières. Les cupules de la deuxième catégorie sont également recoupées par une troisième génération de traces mécaniques qui, elles, sont toutes fraîches. Les cupules de la deuxième génération sont remplies de dépôts de silice amorphe alors que celles de la troisième génération sont complètement dégagées.

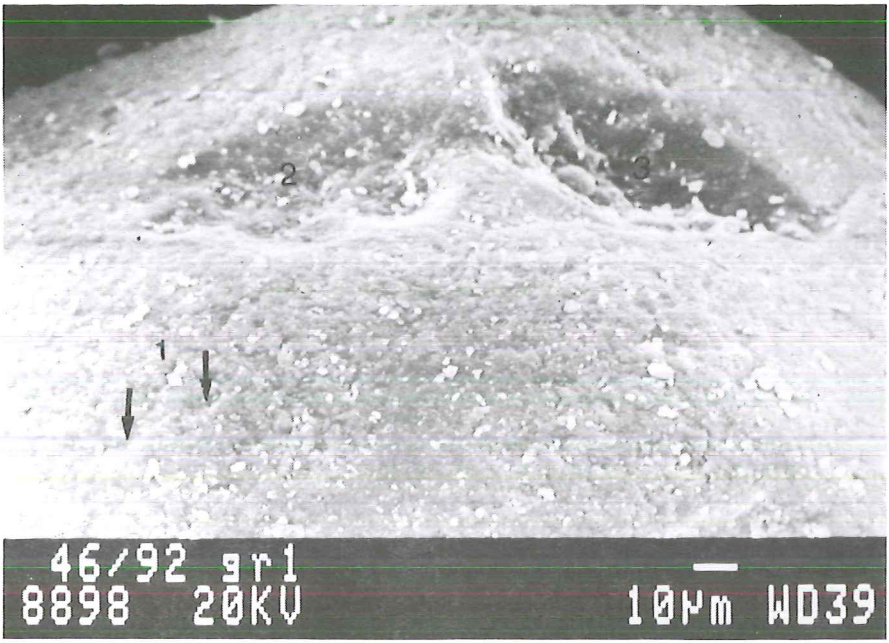


Fig.64. - Image au M.E.B. de la surface d'un grain de sable provenant de l'horizon rouge d'une dune longitudinale située au NE de Zinder. Traces de trois générations d'encoches: a) petites cupules très anciennes (flèches); b) croissant éolien de grande taille, relativement ancienne; c) cupule récente.

Fig.64. - S.E.M. image of the surface of a sand grain from the red soil horizon of a longitudinal dune, NE of Zinder. Marks of three generations of notches. a) very ancient little cupules (arrows); b)quite ancient wind-carved big notch; c) very recent fresh notch.

Cet ensemble d'observations inspire les commentaires suivants: certains sédiments des horizons superficiels ou subsuperficiels des dunes rouges ont subi une évolution en 4 étapes.

La première étape est celle de la mise en place des particules par des vents de force modérée dont l'action est caractérisée par des traces de faibles dimensions.

La deuxième étape correspond à des remaniements par des vents de compétence élevée qui se marque par la deuxième génération de cupules.

Après cette phase, les particules sont immobilisées dans un horizon pédologique où il se forme en leur surface et dans les creux des globules de silice amorphe.

La dernière étape est celle de la remobilisation subactuelle ou actuelle dont les traces sont très fraîches.

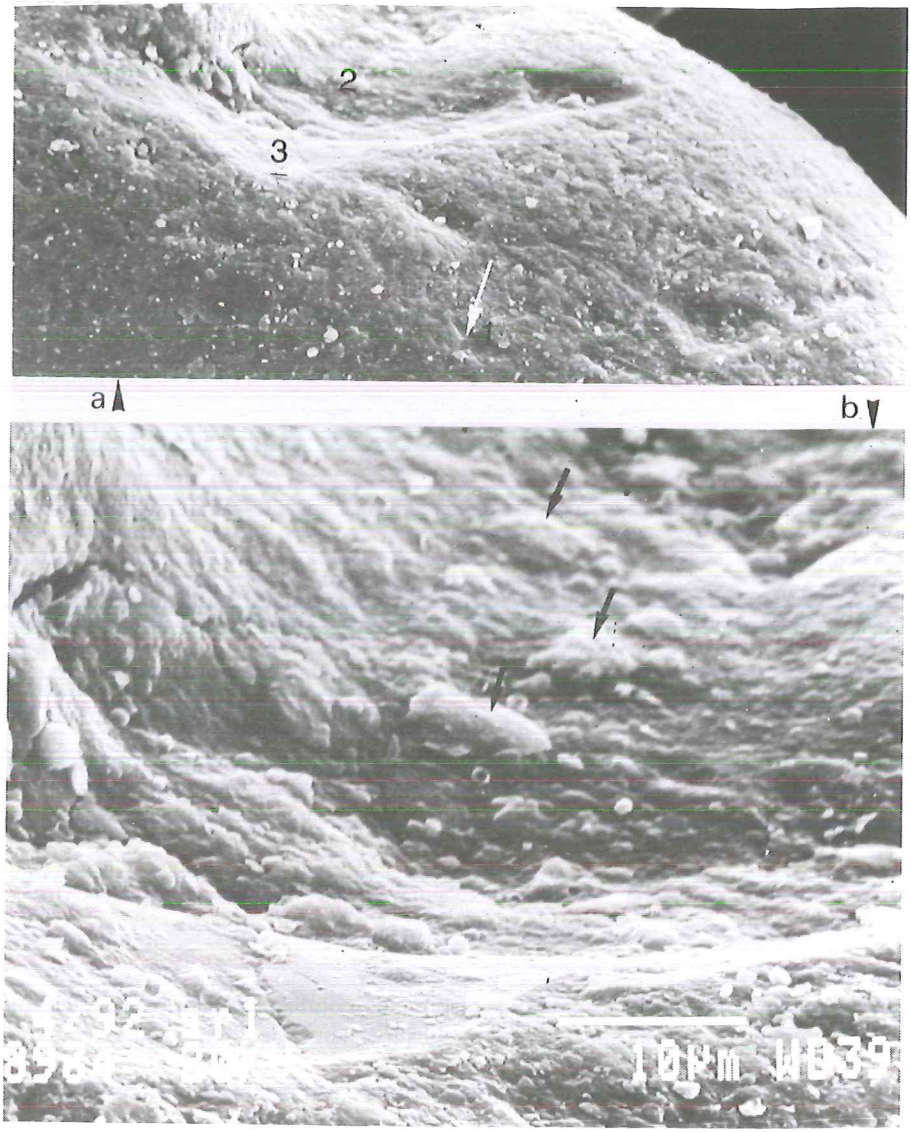


Fig.65.- Image au M.E.B. d'un grain de sable recueilli à la surface du versant au vent d'une dune transversale (secteur de Dogo). Traces de trois générations d'encoches couvertes partiellement par des globules et des fleurs de silice (flèches); **b** est une partie agrandie de **a**.

*Fig.65.- S.E.M. image of a sand grain picked up at the surface of the windside of a transverse dune (Dogo area). Marks of three generations of notches with some silica globules and flowers (arrows). **b** is an enlarged part of **a**.*

Une telle évolution en 4 étapes peut également être reconstituée à partir des sédiments récoltés sur une dune transversale du secteur de Mirria (échantillon Zn 4/92) (Fig. 65). Sur la figure 65a, on peut observer les 3 générations de traces d'actions éoliennes. Sur la figure 65b, au fort grossissement, on constate que le creux des cupules éoliennes de la deuxième génération comportent des globules et des fleurs de silice, témoignage d'un séjour dans un milieu propice à la recristallisation de la silice, c'est-à-dire un horizon pédologique.

Les particules récoltées sur les dunes jaunes font ressortir le même type d'évolution, à la différence que les traces de la troisième génération apparaissent plus fines. Celles prélevées dans les lits d'oueds superposent un polissage aquatique aux traces de la deuxième génération.

En conclusion, on peut donc retenir que les sédiments les plus évolués de la région de Zinder ont subi, au cours de leur histoire récente, trois phases de remaniements éoliens. La première génération remanie des épandages fluviatiles. La deuxième, qui semble avoir connu les vents les plus véloces, n'a sans doute pas connu la durée de la première. Elle est suivie d'une période de pédogénisation et de diagenèse des sédiments, ainsi que d'une période de ruissellement et d'érosion des dunes. La dernière phase qui correspond à l'étape subactuelle et actuelle est caractérisée par des remobilisations de faible ampleur dues à des vents modérés. Elle s'effectue concurremment avec des remaniements de type aquatique.

B. SEDIMENTS DES TERRASSES ET DES PEDIMENTS RECENTS.

Dans les chapitres VI et VII a été analysée la succession des événements morphoclimatiques qui ont marqué de leur empreinte la région du Damagaram et du Koutous depuis le Crétacé jusqu'au façonnement des modelés dunaires. Ceux-ci ont subi de nombreux remaniements dont certains ont été mis en évidence par l'étude de coupes et des paramètres sédimentologiques. Ces remaniements sont en relation avec des modifications de conditions morphogéniques qui peuvent également être mises en évidence par l'étude des terrasses, cônes et glacis récents qui sera l'objet du présent chapitre.

LES BASSES TERRASSES DES OUEDS.

Comme pour les niveaux anciens, (ch. III et IV) les terrasses sont peu nombreuses et souvent d'extension très réduite tant au Damagaram et qu'au Koutous.

Au Damagaram, la plupart des oueds offrent à l'observation deux basses terrasses, comme c'est le cas, par exemple, sur les bords du Korin Daba autour de la localité de Karayé ou encore dans la vallée de l'oued, située à l'est de Guidimouni.

Cependant, une autre terrasse, sans doute plus ancienne a été observée au droit de la localité de Guirari, à quelque 15 km au SE de Koutcika, sur les bords de la Koroma. Cette terrasse qui se présente, sur le plan topographique, comme une légère dépression par rapport au modelé dunaire environnant, est à une altitude de 7 m au-dessus de la plaine alluviale. Elle est constituée par un matériau sableux identiqu à celui des édifices éoliens.

Par ailleurs, à quelques 500 m à l'est de l'école de Koutchika, sur la rive gauche de la Koroma, on peut observer sur une coupe de la berge de l'oued, un dépôt de cône qui est aujourd'hui suspendu à environ 7 m au-dessus du lit mineur du cours d'eau (Fig. 66).

La terrasse et le cône semblent constituer un même niveau morphologique qui pourrait être une des premières étapes du creusement de la vallée. Celle-ci qui entaille, à Koutchika, la cuirasse gravillonnaire correspondant au niveau des glaçages (ch. VI) pourrait être antérieure aux modelés éoliens. Dans ce cas, il est possible que la vallée ait été remblayée jusqu'au niveau de la terrasse et du cône, avant d'être dégagée à nouveau.

Les deux terrasses plus basses dominent la plaine alluviale d'environ 2 m à 2,5 m pour la plus ancienne et de 0,5 à 1 m pour la plus récente. Ces terrasses qui occupent des méandres abandonnés sont nombreuses dans la vallée du Korin Daba, principal affluent de la Koroma. Le village de Karayé est d'ailleurs bâti sur la plus haute des deux terrasses. Cependant, les prélèvements des échantillons que nous avons analysés ont été effectués dans la vallée de l'oued situé à quelques 7 km à l'est de Guidimouni. La disposition des niveaux est la même que dans la vallée du Korin Daba. Les basses terrasses remanient largement les sédiments des édifices éoliens. En outre, la remobilisation récente des sables recouvre d'apports nouveaux les anciens dépôts des terrasses. Les courbes granulométriques des sédiments récoltés sur les basses terrasses de l'oued de Guidimouni ont ainsi des caractéristiques quasiment identiques à celles des sables dunaires. Elles présentent un mode à 300 µm et un palier entre 210 et 150 µm (Fig. 66). Ce type de courbe, est un intergrade entre les histogramme unimodaux et bimodaux.. Il caractérise essentiellement les sables récoltés dans les lits des oueds. Mais, dans certains cas, cette courbe se rapporte également à des sédiments provenant des dunes rouges (longitudinales ou transversales) et ayant été appauvri en particules fines par vannage éolien récent.

On peut penser que trois niveaux de terrasses ont pu se façonner au Damagaram, dans une période récente, en alternance et/ou en concurrence avec le modelé dunaire. La phase d'enfoncement majeure du réseau hydrographique semble avoir été celle qui a séparé la première de la deuxième terrasse. Entre la deuxième et la troisième terrasse, le creusement a été d'assez faible ampleur, soulignant une légère fluctuation morphoclimatique.

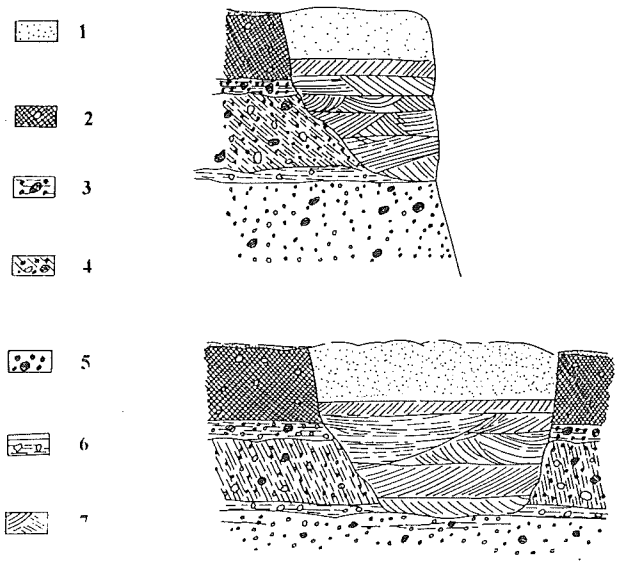


Fig.66.- Cône de déjection perché sur la rive gauche de la Koroma à Koutchika, de profil (a) et de face (b). Légende : 1. sable et limon; 2. cuirasse gravillonnaire compacte; 3. carapace avec blocs de cuirasse et trace d'anciens chenaux; 4. cuirasse alvéolaire secondaire; 5. cuirasse gravillonnaire; 6. carapace alvéolaire avec traces de chenaux; 7. cône avec stratification entrecroisée.

Fig.66. - Hanging alluvial fan on the left bank of the Koroma river at Koutchika, in profile (a) and frontal view (b). Legend : 1. sand and loam; 2. lateritic duricrust; 3. laterite carapace with marks of ancient channels; 4. cellular lateritic duricrust; 5. pisolitic laterite duricrust; 6. cellular carapace with channel marks; 7. cross bedded alluvial fan.

L'évolution morphologique récente des vallées du Damagaram peut alors être résumée de la manière suivante:

1) creusement de la vallée de la Koroma (postérieurement à la pénéplaine correspondant au niveau portant les glaçages actuels);
2) remblaiement de la vallée;
3) deuxième phase de creusement et constitution du cône suspendu et de la "terrasse supérieure";
4) troisième phase de creusement et formation de la première basse terrasse;
5) légère pulsation engendrant un léger enfoncement des oueds et la formation de la deuxième basse terrasse.

Dans les vallées du Koutous, on observe rarement une basse terrasse. Lorsqu'elle existe, elle domine l'entaille actuelle d'environ 1 m.. Elle est constituée d'un sable jaune à texture assez grossière. Cependant, la terrasse la plus fréquente est formée par des dépôts de sables rouges. Elle peut comporter plusieurs termes qui se distinguent les uns des autres par la couleur, la granulométrie et la structure des sédiments. Deux coupes sont décrites ici, l'une dans la vallée du Wâzoumbo, à quelques 3,5 km au nord de Kaoutchiloum, l'autre dans la vallée de Wassâram, non loin d'Azoumba.

La terrasse du Wâzoumbo (Fig. 67) est constituée de trois types de dépôts qui sont, de bas en haut:

- Une couche inférieure formée par un sable rouge (couleur 5 YR 6/8) fortement consolidée comportant des blocs atteignant 40 cm de diamètre. On devine les stratifications par l'alignement de lentilles de cailloutis. Cette couche assez massive peut avoir entre 1,5 m et 8 m d'épaisseur. Elle repose souvent directement sur le bed-rock qui est, ici, le grès du Koutous. Mais localement le contact peut être souligné par la présence d'un dépôt grossier constitué par des blocs de cuirasse et des débris rocheux consolidés par une matrice limono-sableuse rouge (couleur 2,5 YR 5/6).

- Le deuxième terme qui repose sur la couche massive avec un contact légèrement érosif, est formé par un sable assez grossier moins rubéfié (couleur 7,5 YR 6/8) et nettement moins consolidé que le niveau inférieur. Les stratifications entrecroisées sont bien visibles, comportant des intercalations de cailloux, graviers et gravillons latéritiques. Ceux-ci forment un lit assez épais (environ 20 cm) à la base de la couche, mais également à la partie supérieure. Cet horizon peut avoir 1,5 m d'épaisseur.

- La partie supérieure de la coupe est encore moins consolidée. Elle est plus claire (couleur: 7,5 YR 7/8). Les stratifications entrecroisées sont bien nettes. Ce niveau comporte également des cailloux, graviers et gravillons, mais ils sont moins abondants que dans le niveau II et éparpillés dans l'horizon. Cette couche peut avoir également 1 à 2 m d'épaisseur.

Les trois niveaux traduisent trois phases successives de sédimentation dans la formation de cette terrasse:

La première, la plus importante semble avoir démarré par des écoulements de type torrentiel ayant mis en place le conglomérat de la base de la coupe. Après le dépôt du conglomérat, la sédimentation a davantage intéressé des sables, avec cependant des niveaux de galets et même quelquefois des blocs de plusieurs dizaines de centimètres de diamètre.

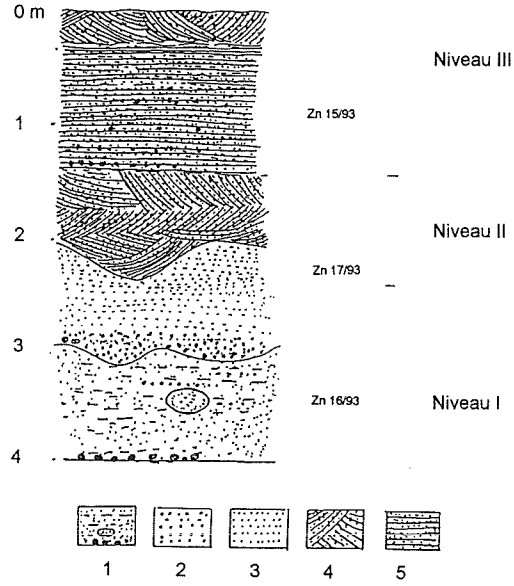


Fig.67. - Coupe de la terrasse de Wâzoumbo près de Kaoutchiloum.
Légende: 1. niveau rouge compact avec blocs de grès et lentilles de cailloutis; 2. cailloutis de la base du niveau II; 3. sable orangé à stratification subhorizontale bien visible; 4. sable orangé à stratification entrecroisée et lentilles de cailloux; 5. sable jaune clair avec stratification nette.
Fig.67. - Cross section in the Wâzoumbo terrace near Kaoutchiloum.
Legend: 1. red horizon with sandstone blocks and pebble lenses; 2. pebbles at the base of level II; 3. orange sand with well developed subhorizontal stratification; 4. cross bedded orange sands with pebble lenses; 5. clearly stratified light yellow sand.

Après cette première phase de dépôts, est intervenue la période de pédogenèse et de rubéfaction qui a gommé les stratifications, rendant l'ensemble de la couche massive. La partie supérieure a ensuite été érodée avec mise en place des dépôts du niveau médian. Ceux-ci remanient les sédiments du niveau de base dont ils renferment des blocs.

Enfin, le dépôt des sables jaunes de la partie supérieure de la coupe a achevé la formation de la terrasse.

Les courbes granulométriques des sédiments récoltés aux trois niveaux sont pratiquement identiques (Fig. 68). On note cependant une légère diminution des particules grossières de la base vers le sommet et au contraire un enrichissement en fins dans les niveaux supérieurs.

Une autre terrasse qui ne comporte plus que le niveau rouge consolidé a été observé dans la vallée de Wassâram, non loin d'Azoumba (Fig. 69). La coupe présente la succession des niveaux suivants :

20 cm de sable fin limoneux, avec de nombreuses tubulures de bioturbation et des passées brunes dans un ensemble de couleur sombre (10 YR 5/3);

50 cm de sable hétérogène de couleur 10 YR 6/6;

150 cm de sable rouge compact (couleur 5 YR 5/8), comportant des lentilles de cailloutis pouvant atteindre des épaisseurs de 20 cm. Ces lentilles sont constituées par des sables grossiers, de gravillons et graviers ferrugineux.

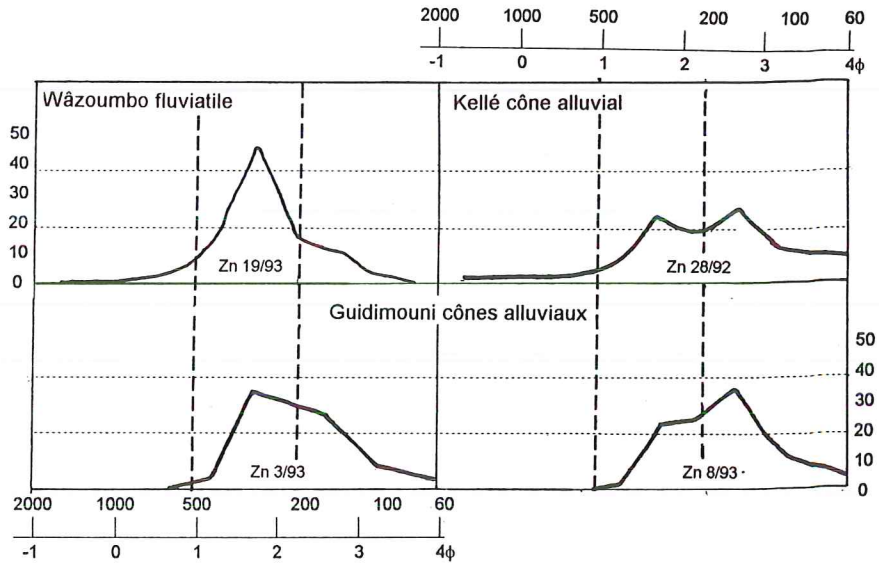


Fig.68. - Histogrammes de certaines analyses granulométriques dans les alluvions fluviatiles: a) terrasse fluviatile de la Wâzoumbo (Fig. 67); b) cône alluvial de Kellé (Fig. 70); c) et d) cônes-deltas de Guidimouni (supérieur et inférieur) (Fig.72).

Fig.68 - Grain sizes analysis of fluviatile sands: a) terrace of the Wâzoumbo river (Fig. 67); b) alluvial fan of Kellé (Fig. 70); c) and d) upper and lower alluvial fan-delta of Guidimouni (Fig. 72).

Une terrasse comportant une base grossière et des niveaux supérieurs sableux est connue et dénommée "terrasse moyenne" (entre terrasses supérieures cuirassées et basses terrasses sableuses) par divers auteurs ayant effectué des recherches de géomorphologie au Tibesti (JÄKEL, 1977), dans l'Aïr (MOREL,

1983; MOREL.1984; DURAND *et al,*. 1984), dans la vallée du fleuve Niger (DUBOIS *et al.*, 1984; OUSSEINI, 1986; OUSSEINI et MOREL, 1989). Sa formation se serait étendue depuis 20.000 ou 22.000 BP jusqu'au milieu de l'Holocène (autour de 5.000 ou 4.000 ans BP.), avec un nivellement au Kanémien (17.000 ans BP).

Les deux terrasses observées au Koutous (vallées du Wézoumbo et de Wassâram) pourraient être contemporaines de "la terrasse moyenne" qui est considérée comme un niveau omniprésent dans la morphologie des régions du Niger.

"La haute terrasse" de la Koroma et le cône suspendu pourraient également correspondre à la moyenne terrasse du fleuve Niger, des vallées de l'Aïr ou du Tibesti.

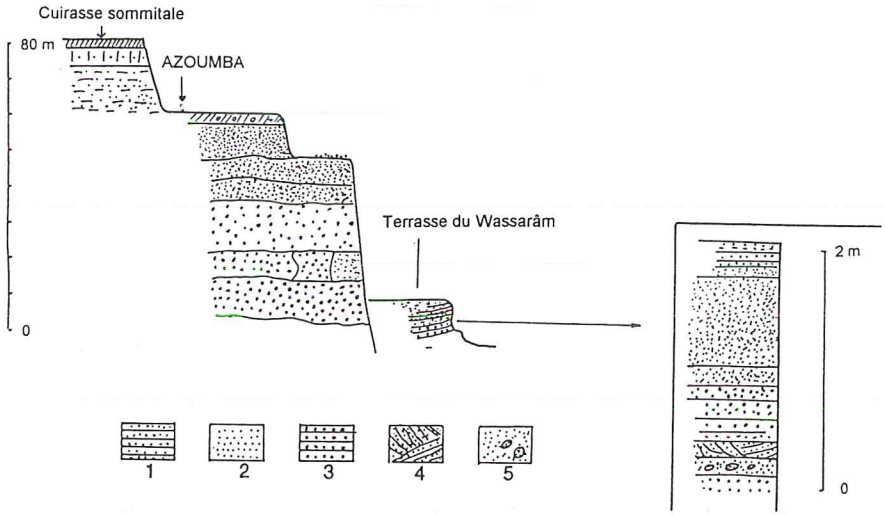


Fig.69. - Coupe dans la terrasse de Wassâram près d'Azoumba.
Légende: 1. sable brun finement stratifié: 2. sable rouge sans stucture visible; 3. lentilles de cailloutis; 4. stratification entrecroisée; 5. sable rouge avec bloc de grès.
Fig.69. - Cross section of the terrace deposits of Wassâram near Azoumbo.
Legend: 1. brown sand finely stratified;2. red sand without visible stratification; 3. pebble lenses; 4. cross bedded sands; 5. red sand with sandstone blocks.

LES CÔNES ET GLACIS RECENTS.

De nombreux cônes de sables rouges existent au pied des massifs, notamment au Koutous où ils forment souvent une bande continue au pied de la falaise. Dans cette région, ils alternent quelquefois avec des glacis de sables. Ainsi, de part et d'autre de la dune-glacis de Sonday (4 km au nord de Kellé), on peut observer deux glacis, l'un de sable rouge, l'autre de sable jaune. Le premier a une altitude relative de 28 m soit 10 m au-dessous de la dune-glacis, le second une altitude de 10 m. Sur le glacis de sable rouge, une fosse a été creusée afin de réaliser des observations en profondeur. Trois niveaux ont été distingués sur le profil (Fig. 70):

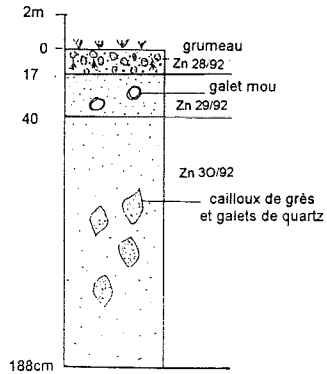


Fig.70. - Profil pédologique sur un cône alluvial rubéfié en contrebas de la butte de Sonday près de Kellé.
Fig. 70. - Soil profile on a red sand alluvial fan at the foot of the Sonday hill near Kellé.
Legend: earth aggregate, soft pebble, quartz stones and sandstone pebbles.

Environnement: champ en jachère, végétation herbeuse de *Cenchrus biflorus* laissant apparaître des plages de glaçage superficiel.

0 - 17 cm: sable brun à jaune hétérométrique (mélange de fins et grossiers), structure grumeleuse, quelques radicelles, passage progressif;

17 - 38 cm: même matériau plus rouge avec galets mous de sable jaune, limite peu nette;

38/40 - 188 cm: même matériau avec quelques cailloux de grès, des galets de quartz, des poches allongées, obliques, remplies de sable beige (anciens terriers ou traces de racines), la structure d'ensemble est massive.

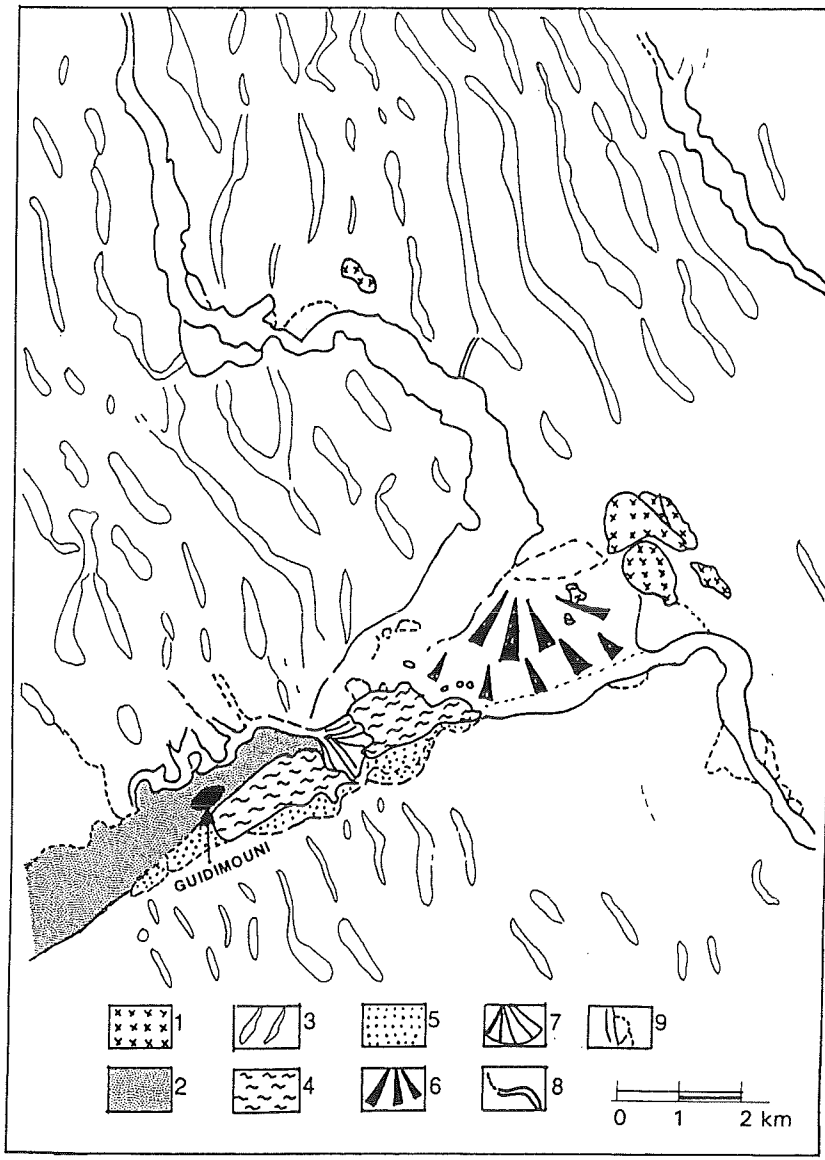


Fig.71.- Croquis géomorphologique du secteur de Guidimouni.
Légende : 1. collines quartzitiques; 2. dune longitudinale; 3. dépressions entre dunes transversales 4. plage actuelle; 5. plage récente; 6. cône-delta ancien; 7. cône-delta récent; 8. oueds; 9. chenaux.
Fig.71.- Geomorphological sketch map of the Guidimouni area.
Legend : 1. quartzitic hills; 2. longitudinal dune; 3. passage-ways between transverse dunes; 4. present-day sand sheet; 5 recent sand sheet; 6.ancient alluvial fan and delta; 7. present-day alluvial fan and delta; 8. wadis; 7 channels.

Les courbes granulométriques qui se rapportent à ces trois niveaux ont toutes deux modes quasi égaux, l'un à 150 µm, l'autre à 300 µm (Fig. 68). En outre, elles font ressortir une proportion non négligeable de particules grossières dont le diamètre est compris entre 0 et -1φ. Ce genre de courbe a été classé comme représentatif des sédiments ayant des caractères fluvio-éoliens (Fig. 61). Ces sédiments correspondent essentiellement à ceux prélevés dans l'horizon médian des profils des dunes, l'horizon rubéfié. La disposition topographique fait penser que le glacis remanie les sables de la dune-glacis et des cônes rouges environnants. Il semble que ce glacis et celui de sable jaune qui se disposent de part et d'autre de la dune-glacis de Sonday correspondent à deux étapes du nivellement du modelé dunaire que l'on peut mettre en rapport avec les phases de nivellement. Le premier glacis, le plus ancien pourrait correspondre à une période de ruissellement qui est contemporaine de la rubéfaction des dunes transversales et longitudinales. Rappelons que l'horizon rubéfié comporte des sédiments ayant à la fois des caractères éoliens et ruisselés. Le second glacis pourrait correspondre soit à la phase d'érosion qui tronque l'horizon rouge soit aux remaniements de l'horizon jaune des dunes. Les deux glacis peuvent également être mis en rapport avec les termes supérieurs des terrasses du Wézoumbo caractérisés par la moindre consolidation des sédiments et la couleur jaune.

Au Damagaram ce sont surtout des cônes qui ont été observés. Nous avions déjà mentionné l'existence de plusieurs générations de cônes dans cette région (ch. III). Quelques-uns parmi les plus anciens ont été presque complètement démantelés et ne représentent que des épandages de sable dans les dépressions adjacentes aux dunes longitudinales. C'est le cas de deux cônes au sud de Mirria (Fig. 22). Par contre, dans la dépression de Guidimouni, on peut observer la superposition de deux cônes qui ont partiellement remblayé la cuvette et coupé le lac en deux (Fig. 71), mettant en évidence l'évolution géomorphologique récente du secteur.

La cuvette de Guidimouni est une de ces dépressions qui se sont formées sur le piémont sud-ouest des reliefs de quartzite du Damagaram occidental et méridional et qui jouxtent le flanc sud-est des dunes longitudinales. Cette dépression devait avoir au départ environ 8,5 km de long selon un axe NE-SO. Le principal oued qui se jette dans la cuvette, venant du nord, a dans un premier temps, déposé une grande quantité de matériau sableux constituant un delta qui a oblitéré la partie orientale de la dépression. Les dépôts ont épargné, cependant, deux petites mares non loin de la colline de quartzite. Il est probable que la réduction de la surface du lac ait entraîné l'ouverture d'un exutoire dans la partie SE de la dépression, formant l'oued qui, à quelques 7 km à l'est de Guidimouni, emprunte les couloirs interdunaires en direction de Gazafa, vers le sud. L'affluent responsable des dépôts creuse aujourd'hui dans son ancien delta pour parvenir au lac.

Un deuxième affluent aboutit dans la dépression en contournant la dune longitudinale. Il a également constitué un delta qui vient se superposer sur

l'ancien, coupant le lac résiduel en deux. L'évolution subactuelle de la cuvette est caractérisée par le retrait de plus en plus important des eaux du lac.

Une évolution similaire est observable dans la dépression de Gazafa, où on peut retrouver le premier delta, les mares résiduelles et le deuxième delta.

La disposition topographique des différents niveaux du secteur de Guidimouni est schématisée sur la figure 72. Les fosses creusées sur les deux deltas donnent les profils suivants:

Profil n°1

Localisation: Cône récent.

0 - 30/33 cm: sable fin à moyen, de couleur jaune orangé (7,5 YR 4/6), grande porosité liée à l'existence de nombreuses tubulures de bioturbation, présence de radicelles,

33 - 66 cm: sable fin à moyen, sans structure visible, couleur 7,5 YR 5/8, présence de termites, quelques tubulures et de racines noires, la porosité est nettement moins élevée qu'au niveau supérieur,

66 - 105 cm: même matériau que le niveau précédent, mais couleur plus claire (7,5 YR 6/8), présence de quelques racines,

105 - 135 cm: même matériau que les deux niveaux précédents, mais de couleur 10 YR 8/4 à 8/6, présence de nombreuses concrétions rouilles, surtout vers la base

135 - 175 cm: sable fin humide, de couleur blanche à beige (10 YR 8/4), comportant des concrétions rouilles et des racines

De haut en bas de la coupe, c'est pratiquement le même matériau. Les caractères qui changent sont les traces de bioturbation, nettement plus abondantes dans les deux premières couches, la couleur qui devient de plus en plus claire vers la base du profil du fait du lessivage lié au battement saisonnier de la nappe. Ce battement se traduit d'ailleurs par des phénomènes d'oxydation des sels de fer matérialisés par la présence de concrétions rouilles dans les deux dernières couches du profil.

Les courbes granulométriques qui se rapportent aux 5 niveaux (Zn 1/93, Zn 2/93, Zn 3/93, Zn 4/93 et Zn 5/93) sont toutes bimodales (Fig. 68). Les deux modes (à 150 et 300 µm) sont séparés par une légère inflexion à 210 µm. La proportion des grains correspondant aux deux modes varie très légèrement le long du profil.

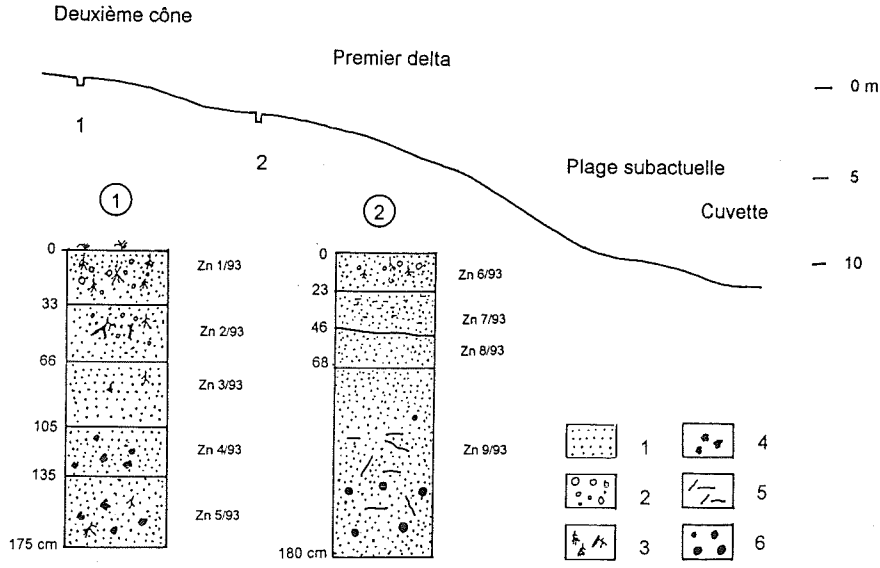


Fig.72. - Logo des alluvions des cônes de déjection-delta de la cuvette de Guidimouni.
Légende: 1. sable fin; 2. bioturbations; 3. racines; 4. concrétion de couleur rouille; 5. marbrures ocre; 6. taches noire.
Fig.72. - Logo of the alluvial deposits of the fan-delta of the Guidimouni basin.
Legend: 1. fine sand; 2. bioturbation; 3. roots; 4. rusty concretions; 5. ochreous mottled sands; 6. black patches.

Les caractéristiques granulométriques des différents niveaux de la coupe font ressortir un remaniement, par le cône, des sables des horizons rubéfiés. La couleur est moins rouge du fait du transport aquatique et du séjour dans un horizon pédologique ayant entraîné des phénomènes de lessivage et d'oxydation des sels de fer. L'établissement du petit cône pourrait correspondre à la phase érosive qui tronque le sommet de l'horizon rouge.

Profil n°2.

Localisation: Cône ancien.

0 - 22/23 cm: sable fin, peu consolidé, de couleur gris (7,5 YR 5/1), présence de tubulures de bioturbation et de radicelles;

22/23 - 46 cm: sable fin à forte cohésion, de couleur gris foncé, devenant plus clair vers la base (couleur d'ensemble 7,5 YR 5/1), présence de radicelles;

46 - 68 cm: sable fin, gris clair de moins en moins compact (7,5 YR 7 à 6/1);

68 - 180 cm: sable fin, blanc à beige, avec de légères marbrures ocre et des taches noires, surtout vers la base. Celle-ci atteint la nappe.

Le matériau du grand cône de la dépression de Guidimouni est essentiellement constitué de sable fins. Seule l'intervention de l'humidité apporte des variations dans le profil. La proximité de la nappe se marque ici par des phénomènes de réduction du fer soulignés par la couleur grise des horizons et la présence de taches noires.

Les courbes granulométriques (Fig. 68) font ressortir un seul mode à 150 µm, avec éventuellement un palier entre 300 et 210 µm.

Le grand cône semble remanier des sédiments plus fins que ceux du petit cône. Il est vraisemblable qu'il ait été établi antérieurement ou en même temps que la couche médiane des dunes (l'horizon rubéfié) et qu'il corresponde à des remaniements de l'horizon de base. Ainsi le grand cône pourrait être alors contemporain des termes inférieurs ou de la partie médiane de la "terrasse moyenne".

En conclusion, l'évolution géomorphologique probable de la région de Zinder (depuis environ 60.000 ans) peut être résumée de la manière suivante:

1) Epandages par ruissellement de sables issus de la désagrégation des grès du Koutous et de l'altération des roches du socle.

2) Remaniements éolien et formation de modelés dunaires (dunes longitudinales et transversales).

3) Erosion de la partie supérieure des dunes, établissement des termes inférieurs de la terrasse moyenne et du grand cône de Guidimouni.

4) Phase d'aridité avec des vents à compétence élevée et mise en place de l'horizon médian des dunes.

5) Phase climatique relativement humide entraînant la rubéfaction de l'horizon médian des dunes ainsi que des termes inférieurs de "la terrasse moyenne"; mise en place des glacis de sable rouge (comme celui de Sonday au nord de Kellé).

6) Erosion de la partie supérieure de la couche rubéfiée, mise en place des basses terrasses des oueds du glacis de sable jaune (deuxième glacis de sable de Sonday, au nord de Kellé) et du petit cône de Guidimouni.

7) Phase relativement sèche avec remaniements éoliens de faible ampleur, formation de petites dunes jaunes.

8) Entaille actuelle.

Cette chronologie des événements morphoclimatiques s'insère bien dans les schémas établis pour le Quaternaire Supérieur dans le bassin tchadien (DURAND et MATHIEU, 1979, 1980) et la vallée du Niger (DUBOIS *et al.*, 1984; OUSSEINI, 1986).

CONCLUSION GENERALE

L'analyse des formes de reliefs et des formations superficielles du Damagaram et du Koutous met en évidence l'existence, dans la région, de trois types de modelé et permet de préciser les différentes étapes de l'évolution géomorphologique.

LES TYPES DE MODELÉ

Les modelés varient en fonction des formations géologiques qui affleurent.

a.- Les structures plissées à axe vertical ou subvertical des formations du socle ont été exploitées par l'érosion différentielle qui a dégagé une succession de crêtes allongées et de collines alignées séparées par des zones déprimées plus ou moins étendues. Les crêtes et collines sont constituées par des quartzites, roches les plus résistantes des formations du socle, qui sont restés en relief lorsque les autres roches ont été déblayées par l'érosion.

Les sommets subplans des crêtes les plus élevées suggèrent que les formations du socle ont été tronquées par une surface d'érosion avant le déblayage des roches les moins résistantes

b.- Les modelés les plus caractéristiques des grès du Continental hamadien sont des plateaux tabulaires comportant deux niveaux principaux. Les plus hauts sommets sont des buttes chapeautées par une cuirasse latéritique. Mais le niveau qui donne aux plateaux leur extension maximum est une surface structurale correspondant au dégagement d'un banc de grès résistant.

Entre le niveau cuirassé et le banc de grès résistant s'insère parfois un replat comportant des galets émoussés, reliques d'une terrain démantelée.

Ailleurs, en contrebas des buttes cuirassées, se sont développés des glacis qui surplombent le niveau dégagé dans le banc de grès résistant, apparaissant ainsi comme suspendus au-dessus de ce niveau. Celui-ci a été entaillé par de profondes vallées ayant des versants de près de cent mètres de commandement.

c.- Les sables qui recouvrent la majeure partie de la zone étudiée sont modelés en dunes. On peut distinguer trois familles dunaires:

- Des dunes transversales, présentes surtout à l'est des reliefs de quartzite et des plateaux de grès.
- Des dunes longitudinales qui se localisent dans la partie occidentale du secteur étudié, dans le prolongement des ensellements qui séparent les reliefs résiduels.
- Des dunes paraboliques qui se situent dans les zones de couverture sableuse faible ou discontinue Cette localisation préférentielle des familles dunaires est liée au rôle d'obstacle au transit éolien que jouent les massifs résiduels, à la canalisation des flux par les couloirs entre reliefs et à la naissance de tourbillons lorsque les flux franchissent un obstacle. Les modes de mise en place des modelés dunaires ont ainsi été commandés par l'agencement des reliefs

préexistants. Aussi, deux grandes étapes ont-elles été distinguées dans l'évolution géomorphologique du Damagaram et du Koutous: une première étape qui intéresse le façonnement du modelé des roches du socle et des grès du Continental hamadien et une deuxième étape caractérisée par la mise en place des édifices éoliens ainsi que leur évolution.

LES ETAPES DE L'EVOLUTION GEOMORPHOLOGIQUE.

a.- La première étape

Les événements les plus anciens de l'évolution géomorphologique du Damagaram et du Koutous sont déduits de la disposition discordante, au sein d'un même relief, des structures verticales du socle et horizontales des grès du Continental hamadien. Une telle disposition indique que les grès sont transgressifs sur les formations anciennes et qu'ils se sont déposés sur une topographie d'où émergeaient déjà les reliefs de quartzite, résultat de l'érosion différentielle des roches du socle.

Les événements géomorphologiques de la première étape qui suivent la sédimentation des grès ont été marqués par la formation de niveaux cuirassés qui constituent, lorsqu'ils sont disposés en marche d'escalier, de véritables jalons de l'évolution géomorphologique de la région. Chaque gradin est caractérisé par la présence d'une cuirasse couverte d'une cuticule spécifique. L'inventaire des cuticules de mêmes nature et structure a permis de repérer les niveaux analogues et, par datation relative, de retracer l'évolution géomorphologique de la région.

La cuticule la plus ancienne, très épaisse, de couleur brun foncé et de structure zonaire, recouvre les cuirasses localisées au sommet de certains reliefs de quartzite, sur les buttes les plus hautes du plateau du Koutous, sur les glacis supérieurs du Damagaram occidental ainsi que sur des cônes très anciens dont les éléments constitutifs, des galets de quartzite, sont corrodés et en retrait par rapport au ciment cuirassé. Cette cuticule semble donc avoir eu une extension généralisée. La cuirasse qui la porte fossilise une surface d'érosion qui pourrait dater du début du Tertiaire.

Le deuxième niveau cuirassé, correspondant au moyen glacis du Damagaram occidental et au replat intermédiaire du Koutous, comporte un enduit brun ocre surmontant quelquefois un enduit rouge fin. La surface de l'enduit brun ocre peut être accidentée par des sutures d'exsudation, témoins d'une aridification relative du climat après la formation de la cuirasse. Celle-ci pourrait dater de la mi-Tertiaire.

Les trois types d'enduit (brun foncé, rouge et brun ocre) peuvent se juxtaposer ou se superposer sur un même niveau, témoignant de la stabilité de certaines formes, en particulier de certains reliefs de quartzite, depuis des temps très anciens.

Au-dessous du moyen glacis, le cuirassement, lorsqu'il existe, a une induration plus faible. Il reprend des blocs issus du démantèlement des niveaux cuirassés supérieurs. Il recouvre un bas glacis qui correspondrait au niveau inférieur du plateau du Koutous. Celui-ci, dépourvu de dépôts corrélatifs,

pourrait être daté de la fin Tertiaire - début Quaternaire, période qui marque le soulèvement des plateaux de grès, aboutissant à une inversion de relief entre la zone de socle du sud (Damagaram-Mounio) et le bassin du nord où se sont déposés les grès. C'est au cours de cette période que se sont élaborées les vallées profondes qui entaillent le plateau du Koutous, en particulier celles qui coulent en direction du Sud et du Sud-Ouest.

La période qui suit ce basculement est celle qui a présidé à l'élaboration des glacis de piémont du plateau du Koutous ainsi que des glaçages qui recouvrent toute la région formant une sorte de pénéplaine d'où émergent les reliefs résiduels.

Sur ce niveau de glaçage se sont déposés des cônes rocheux bien visibles au pied des massifs de quartzite et des plateaux de grès. Ces cônes ne comportent plus de trace de cuirassement. Ainsi le climat n'était plus suffisamment humide pour entraîner la migration des oxydes de fer. Cependant les précipitations ont pu provoquer des écoulements torrentiels qui ont pu évacuer les cailloutis grossiers qui constituent les cônes rocheux ou de déjection au pied du plateau du Koutous et des massifs de quartzite.

La modification de la structure des enduits, la raréfaction puis la disparition du cuirassement dans les formations superficielles sont des signes annonciateurs d'une aridification progressive du climat de la région. Cette tendance va s'accentuer et culminer pendant la deuxième grande étape de l'évolution géomorphologique qui se caractérise par l'installation, dans la région, de conditions désertiques franches avec le façonnement de modelés dunaires.

b.- La deuxième étape.

Après l'élaboration du niveau de glaçage et la formation des cônes, les événements géomorphologiques qui interviennent au Damagaram et au Koutous sont dominés par le façonnement de modelés éoliens. Plusieurs pulsations sèches alternant avec des épisodes humides de durée et d'intensité variables, ont été à l'origine de la mise en place des édifices éoliens. Les effets des pulsations sèches ont été souvent cumulatifs tels qu'on peut en déceler les traces dans les différentes familles dunaires. Il va sans dire que toutes les pulsations sèches n'ont pu imprimer leur empreinte dans la morphologie de la région. Parmi celles dont on retrouve la trace, la plus ancienne est sans doute celle qui a sévi le plus longtemps. Elle semble avoir été caractérisée par des vents de compétence modérée qui ont remanié des épandages de ruissellement. Le façonnement du modelé dunaire serait davantage lié à la durée de la période qu'à la violence des vents. Il est aussi vraisemblable qu'au cours de cette période les écoulements n'aient pas été totalement absents. Cet épisode sec pourrait correspondre à l'Anté-Ghazalien (SERVANT, 1973; DURAND *et al*, 1979, 1980, 1982, 1983, 1984) qui aurait sévi antérieurement à 50 000 voire 65 000 ans BP).

Après cette période sèche, s'installe dans la région un climat relativement humide. Les modelés dunaires hérités de la période sèche sont nivelés. Quelquefois une discordance nette avec changement de coloration marque le passage des dépôts de la première période sèche avec les dépôts éoliens ultérieurs. L'épisode humide peut être assimilé au Ghazalien (SERVANT, 1973)

qui dure jusque vers 22 000 ou 20 000 ans BP. L'amélioration des conditions pluviométriques correspond à des maximums lacustres qui se situent vers 22 000 ans BP. (FAURE, 1966).

Les conditions climatiques vont se dégrader à nouveau engendrant une reprise des processus éoliens. L'aridité est plus sévère que lors de la phase sèche précédente. Les vents ont une compétence plus élevée se traduisant par une prépondérance, dans les dépôts, de sédiments de taille moyenne ayant subi un long transport éolien. La tranche de sédiments correspondant à ces dépôts est la mieux triée et est caractérisée par une coloration rouge. Toutes les familles dunaires du Damagaram et du Koutous comportent ces dépôts qui constituent la plupart du temps les plus grands édifices. Les dunes rouges ont été attribuées à la période sèche appelée "Ogolien" en Afrique occidentale par MICHEL (1973). Cependant pour les auteurs ayant travaillé dans le bassin tchadien (SERVANT, 1973, DURAND *et al*, 1979, 1980, 1982, 1984, 1986) les dunes rouges seraient antérieures au "Kanémien" qui, dans cette région, est l'équivalent de "l'Ogolien". Cette période aurait sévi entre 20 000 et 12 000 ans BP. L'aridité culmine vers 18 000 ou 17 000 ans BP, les conditions climatiques s'améliorant à partir de 15 000 ans BP.

Au Damagaram et au Koutous, les dépôts rouges sont également façonnés en glacis qui recouvrent les piémonts des reliefs de quartzite ou de grès, quelquefois légèrement en contrebas de grandes dunes-glacis. Un cône de déjection suspendu sur les bords de la vallée de la Koroma, certains termes inférieurs des terrasses des vallées intérieures du Koutous ont également été façonnés dans les dépôts rouges. Par ailleurs, même dans les massifs dunaires, ces dépôts tranchent avec les sédiments plus récents qui, lorsqu'ils existent, sont de couleur jaune. Les dunes rouges ont, en fait, été à leur tour érodées lors du retour de conditions plus humides. Certains édifices ont été fort dégradés. D'autres ont été recoupés par des réseaux hydrographiques dont on ne peut quelquefois reconstituer la trace que sur photographies aériennes. Les cours d'eau ayant emprunté les interdunes ont pu transporter d'importantes quantités de sédiments qui ont été déposées sous forme de grands cônes dans les dépressions. Il est probable qu'au cours de cette période humide les conditions aient été à nouveau favorables à la migration du fer engendrant la coloration rouge des dépôts éoliens antérieurs. Les sédiments rouges renferment une grande quantité de grains de quartz marqués par un séjour dans un horizon pédologique. Dans les régions voisines du Damagaram et du Koutous, le "Nigéro-Tchadien" (12000-7000 ans BP.) a été défini comme la période ayant connu un optimum pluviométrique. Les principaux événements hydriques postérieurs à l'Ogolien lui sont rapportés.

Après 7 000 ans BP., le climat s'étant à nouveau dégradé, l'éolisation a repris de l'importance. Les sédiments les plus récents sont, comme mentionné plus haut, de couleur jaune. Ils constituent la tranche supérieure de certains édifices dunaires, mais peuvent également être façonnés en petites dunes transversales. Les stocks sont mixtes, comportant un mélange de grains éoliens et de grains ayant subi un transport aquatique. Ils sont en général plus fins que les dépôts rouges. Ils résultent du remaniement, par des vents de compétence modérée, des sédiments antérieurement mis en place. Ainsi des périodes sèches

moins sévères que "l'Anté-Ghazalien" et le "Kanémien" ont succédé au "Nigéro-Tchadien". Elles ont entraîné la formation des dunes jaunes et des remaniements superficiels. Elles ont alterné avec des périodes relativement humides qui se marquent dans les vallées par des phases de creusement et l'existence de deux basses terrasses ainsi que de cônes récents dans les dépressions. La sécheresse actuelle prolonge cette période de petites pulsations tantôt sèches, tantôt humides. Elle n'apparaît comme exceptionnelle que parce que depuis le début du siècle aucune pulsation sèche n'a eu une aussi longue durée. Cependant, si le phénomène rentre bien dans le schéma global de l'évolution récente du climat, ses conséquences amplifiées par la pression humaine n'en demeurent pas moins dramatiques. De grands espaces qui, il n'y a pas si longtemps, étaient considérés comme greniers à mil de la région (exemple du Damergou) ne sont plus que des regs ou des étendus de sables vifs où l'agriculture devient pratiquement impossible. Le couvert végétal a fortement diminué dans certains secteurs de la région de Zinder et l'érosion éolienne réduit chaque année les faibles capacités des terres à produire le mil nécessaire à l'alimentation des populations. C'est en ce sens qu'il est urgent pour les populations du Sahel nigérien de trouver un mode de gestion des terroirs qui tienne compte de la dégradation des milieux et qui exploite de façon rationnelle les potentialités de la région.

Au Damagaram, des cuvettes inondables existent qui ne sont pas toutes mises en valeur. Leur inventaire et l'évaluation des possibilités qu'elles offrent pourraient permettre de les transformer en pôles de développement d'une culture maraîchère qui peut compléter les productions agricoles réalisées sous pluies.

Le présent travail a été consacré presque uniquement à la géomorphologie "historique" de la région de Zinder, accordant peu de place à la morpho-dynamique actuelle, accentuée par une nette tendance à la désertification. Ces processus seront étudiés ailleurs avec le secours de la télédétection.

REMERCIEMENTS

Notre gratitude va en premier lieu aux professeurs J.ALEXANDRE et A.OZER, de l'Institut de Géographie de l'Université de Liège qui nous ont accueilli dans leur laboratoire et ont guidé nos recherches.

Des avis judicieux nous été prodigués en géomorphologie du Niger, par le professeur A.MOREL et en climatologie du Sahel, par le professeur M.ERPICUM.

Les différentes analyses n'ont pu être menée à bien que grâce à l'aide de spécialistes tels que Mme S.ALEXANDRE-PYRE (sédimentologie, analyse statistique), le professeur F.DIMANCHE (minéralographie), le professeur G.GOFFINET (images au microscope électronique à balayage), Mr. Ph.TREFOIS et le professeur J.P.DONNAY (télédétection).

Ce travail n'aurait pu être entrepris sans la bourse octroyée généreusement par l'Administration Générale de la Coopération au Développement (A.G.C.D.) et le soutien matériel de l'AUPELF-UREV pour les images satellitaires ni l'appui des autorités académiques de l'Université de Niamey, en la personne du doyen B.MAMANE SANI qui nous ont procuré les moyens logistiques nécessaires à nos investigations sur le terrain. Nous remercions enfin toutes les personnes qui nous ont aidé à réaliser les figures et la mise en forme du texte, et plus particulièrement Mr. P.OZER

BIBLIOGRAPHIE

ALEXANDRE, J., 1978. Les stades de la formation des cuirasses latéritiques en Haut-Shaba (Zaïre) et leur signification géomorphologique. *Trav. Doc. Géog. trop.*, CEGET, 33, 133-149.

ALEXANDRE, J., 1986. Critères pour une datation relative des cuirasses latéritiques. *Bull. Acad. roy. Sc. Outre-Mer*, 30, 159-167.

ALEXANDRE, J., 1991. Structure et topographie originelle des cuirasses latéritiques. *Bull. Soc. géog. Liège*, 27, 125-137.

ALEXANDRE, J. & TSHIDIBI, N.YA B., 1984. Les enduits ferrugineux associés aux cuirasses latéritiques successives du Haut-Shaba. Nature, structure et mode de formation. *Geo-Eco-Trop*, 8, 37-46.

ALEXANDRE, J. & ALEXANDRE-PYRE, S., 1970. Les surfaces d'aplanissement d'une région de savane (Haut Katanga). *Zeitschrift f. Geomorphologie*. Suppl. Bd. 9, 127-137.

ALEXANDRE, J. & ALEXANDRE-PYRE, S., 1987. La reconstitution à l'aide des cuirasses latéritiques de l'histoire géomorphologique du Haut-Shaba.. *Zeitschrift f. Geomorphologie*. Suppl. Bd. 64, 119-131.

ALEXANDRE-PYRE, S., 1967. Les processus d'aplanissement de piémont dans les régions marginales du plateau des Biano. *Publ. Univ. Off. Congo*, 16, 3-52.

ALEXANDRE-PYRE, S. 1971. *Le plateau des Biano (Katanga). Géologie et géomorphologie*. Mém. Acad. roy. Sc. Outre-Mer, nouv. série, in-8°, 18(3), 151 p.

ALIMEN, H., 1976. Alternance "pluvial-aride" et "érosion-sédimentation" au Sahara Nord-occidental. *Rev. Geog. phys. et Géol. dyn.*, 18, 301-312.

ALIMEN, H., BURON, M. & CHAVAILLON,J., 1958. Caractères granulométriques des profils transversaux de quelques dunes d'erg du Sahara nord-occidental. *C.R. Acad. Sc. Paris.*, 247, 20, 1758.

ALIMEN, H., BEUCHER, F. & CONRAD, G., 1966. Chronologie du dernier cycle pluvial-aride au Sahara Nord-occidental. *C.R. Acad Sc. Paris* (D), 263, 5-8.

AUBREVILLE, A., 1949. *Climats, forêts et désertification de l'Afrique tropicale*. Société d'éditions géographiques et coloniales, Paris, 351 p.

AUFRERE, L., 1931. Le cycle morphologique des dunes. *Ann. Géog.*, 40, 226, 362-383.

BAGNOLD, R.A., 1954. *The physics of blown sand and desert dunes.* Methuen and Co Ltd, London, 265 p.

BARBEY, C., 1982. *Les ergs du sud-ouest de la Mauritanie et du nord du Sénégal.* Thèse. Paris VII, 2 t., 454 p.

BARBEY, C., 1989. Etude chronologique de la sédimentation éolienne dans le sud-ouest de la Mauritanie et dans le nord du Sénégal. *Bull. Soc. Géol. France,* 8, 5, 21-24.

BEAUDET, G., COQUE, R., MICHEL, P. & ROGNON, P., 1977. Altérations tropicales et accumulations ferrugineuses entre la vallée du Niger et les massifs centraux sahariens (Aïr et Hoggar). *Zeitschrift f. Geomorphologie*, 21, 297-322.

BEAUDET, G., COQUE, R., MICHEL, P. & ROGNON, P., 1981. Reliefs cuirassés et évolution géomorphologique des régions orientales du Mali. *Zeitschrift f. Geomorphologie,* Suppl. Bd. 38, 38-62 et 63-85.

BERNUS, E. 1972. Les palmeraies de l'Aïr. *Revue de l'Occident musulman et de la Méditerranée*, 1, 11 37-50.

BESLER, H., 1983. The response diagram: distinction between aeolian mobility and stability of sands and aeolian residuals by grain size parameters. *Zeitschrift f. Geomorphologie,*. Supp. Bd. 45, 287-301.

BESSOLES, B. & TROMPETTE, R., 1980. *Géologie de l'Afrique. La chaîne Panafricaine "zone mobile d'Afrique centrale (partie sud) et zone mobile soudanaise".* Mémoire du BRGM, 92, 396 p.

BIROT, P., 1950. Notes sur le problème de la désagrégation des roches cristallines. *Rev. Géom. dyn.* 6, 271-276.

BIROT, P., 1951. Sur la désintégration granulaire des roches cristallines. *C.R. Acad. Sc. Fr.*, 233, 1305-1307.

BLACK, R., 1963. Notes sur les complexes anulaires de Tchouni-Zarniski et de Gouré. *Bull. BRGM,* 1, 31-45.

BLACK, R. & LIEGEOIS, J.P., 1991. Pan-African plutonism of the Damagaram inlier, Niger Republic, *Journal of African Earth Sciences,* 13, 471-482.

BLANCK, J.P., 1968. Schéma d'évolution géomorphologique de la vallée du Niger entre Tombouctou et Labbezanga (Rép. du Mali). *Bull. ASEQUA*, 19-20, 17-26.

BLANCK, J.P. & CLOOTS A.M., 1977. Etude écodynamique de l'unité écologique expérimentale de Maradi (Niger). Strasbourg, 74 p.

BLANCK, J.P., 1982. Etude écodynamique de la région de Maradi (Niger). Un exemple d'application à la lutte contre la sécheresse. *Geo-Eco-Trop*, 6, 249-298.

BLANCK, J.P. & GOBERT, A,. 1982. Un aspect du milieu naturel: le régime hydrique des sols. L'exemple de la région de Maradi (Niger). *Ann. Géog.*, 505, 305-339.

BOCQUIER, G., 1973. *Genèse et évolution de deux toposéquences de sols tropicaux du Tchad. Interprétation biogéodynamique*. Mémoires ORSTOM, 62, 350 p.

BOUDOURESQUE, L., 1980. Contribution à la paléopalynologie à la reconstitution floristique, stratigraphique et paléogéographique de la bordure occidentale du bassin des Iullemmeden au Crétacé supérieur et au Paléocène (Niger et Mali - Afrique de l'Ouest). Thèse, Niamey-Orléans.

BOURCART, J., 1928. L'action du vent à la surface de la terre. *Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn.*, 1, 26-54 et 194-265.

BOWDEN, P., VAN BREEMEN, O., HUTCHINSON, J. & TURNER, D.C., 1976. Paleozoic and mesozoic age trends for some ring complexes in Niger and Nigeria. *Nature*, 259, 554, 297-299.

BULL, P.A , 1978 .A quantitative approach of scanning election microscope analysis of cave sediments. In BRIAN WHALLEY, W.,(Ed). *Proceedings of the symposium on scanning electron microscopy in the study of sediments*. 201 p.

BUSCHE, D., 1988. Post-neolitic changes of aeolian morphodynamics in the Kharza and Toshka depressions, Southern Egypt. *Bull. Soc. Geol. France*, 8, 4, 1053-1061.

CALLOT, Y., 1988. Evolution polyphasée d'un massif dunaire subtropical: le Grand Erg occidental (Algérie). *Bull. Soc. Géol. France*, 8, 4, 1073-1079.

CALLOT, Y., 1991. Histoire d'un massif de dunes, le Grand Erg occidental (Algérie). *Sécheresse*, 2, 26-39.

CAPOT-REY, R., 1943. La morphologie de l'Erg occidental. *Trav. Inst. Rech. sahar.*, 2, 69-104.

CAPOT-REY, R., 1947. L'Edeyen de Mourzouk. *Trav. Inst. Rech. sahar.*, 4, 67-109.

CAPOT-REY, R., 1970. Remarques sur les ergs du Sahara. *Ann. Géog.*, 79, 2-19.

CHAMARD, P.C. & COUREL, M.F., 1981. De l'autochtonie des dépôts superficiels du Liptako nigéro-voltaïque. *Rev. Géom. dyn.*, 30, 11-20.

CHARRE, J., 1974. Le climat du Niger. Thèse de doctorat de 3è cycle. Grenoble, 188 p.

CHAVAILLON, J. 1964. *Etude stratigraphique des formations quaternaires du Sahara nord-occidental*. CNRS, Publications Centre Rech. Zones arides, n°5, 383 p. + 32 planches.

CHUDEAU, R., 1907. L'air et la région de Zinder. *La géographie*, 15, 321-336.

CLOS-ARCEDUC, A., 1969. *Essai d'explication des formes dunaires sahariennes*. I.G.N. Paris.

COUDE-GAUSSEN, G., 1982. Les poussières éoliennes sahariennes. Mise au point. *Rev. Géom. dyn.*, 31, 49-69.

COUREL, M.F., 1977. Etude géomorphologique des dunes du Sahel. Niger nord occidental, Haute-Volta septentrionale. Thèse de doctorat de 3è cycle., ParisVII, 284 p.

COUREL, M.F., 1984. *Etude de l'évolution récente des milieux sahéliens à partir des mesures fournies par les satellites.* Thèse de doctorat d'Etat, Univ. Paris I, 407 p. + annexes.

COUREL, M.F. & CHAMARD, P.C., 1987. Apparition de nouvelles formes dunaires dans l'Azawad et le Gourma septentrional (Mali). In ERPICUM, M. (Ed.). Actes des Journées de Climatol. Liège, 5-7 nov. 87, pp. 7-28.

DAOUDA, M., 989. Les dates favorables des semis au Niger: exemple de la culture du mil. Mémoire Maîtrise en Sciences de l'environnement, option agroclimatologie, Fondation Universitaire Luxembourgeoise, Arlon, Belgique, 34 p. + 90 p. d'annexes.

DAVEAU, S., 1958. Les formes d'altération du grès observables sur le plateau de Bandiagara (Soudan français). *Rev. Géomorph. dyn.*, 7-8 - 9, 103-111

DAVEAU, S., 1970. L'évolution géomorphologique quaternaire au sud-ouest du Sahara (Mauritanie). *Ann. Géog.* 431, 20-38.

D'HOORE, J., 1964. *Carte des sols d'Afrique*.Echelle du 1/500.000. C.C.T.A.Pub. 93. + 6 cartes.

DOORNKAMP, J.C. & KRINSLEY, D., 1971. Electron microscopy applied to quartz grains from a tropical environment. *Sedimentology* 17, 89-101.

DORN, R.I. & OBERLANDER, T.M. 1982. Rock varnish. *Progress in physical geography*, 6, 3, 317-367

DRESCH, J. & ROUGERIE, G., 1960. Observations morphologiques dans le Sahel du Niger. *Rev. Geom. dyn.*, 11, 4-6, 49-58.

DRESCH, J., 1959. Note sur la géomorphologie de l'Aïr. *Bull. Ass. Geog. Fr.*, 280-281, 2-20.

DUBIEF, J., 1943. Les vents de sable dans le Sahara français. *Trav. Inst. Rech. sahar.*, 2, 11-35.

DUBIEF, J., 1952. Le vent et le déplacement du sable au Sahara. *Trav. Inst. Rech. sahar.*, 8, 123-165.

DUBIEF, J. 1959. *Le climat du Sahara*, tome I. Inst. Rech. Sahar., Alger.

DUBIEF, J. 1963. *Le climat du Sahara*, tome II. Inst. Rech. Sahar., Alger.

DUBOIS, D., 1979. Etude géologique des formations oolithiques ferrugineuses du bassin des Iullemmeden (Rép. du Niger). Thèse doctorat 3e cycle, Orléans-Niamey, 123 p.

DUBOIS, D. ICOLE, M. & TRICHET, J., 1978. Les formations ferrugineuses du Continental Terminal du bassin des Iullemeden (Niger occidental): sédiments, transformations post-sédimentaires et cuirassements. *Trav. Doc. Geog. trop.*, CEGET, 33, 361-378.

DURAND, A. & MATHIEU, P., 1979. Essai de reconstitution de l'évolution paléoclimatique du bassin tchadien au Pléistocène supérieur à partir de l'étude des formations fluvio-deltaïques du fleuve Chari. *Bull. ASEQUA*, 56-57, 69-71.

DURAND, A. & MATHIEU, P., 1980. Le Quaternaire supérieur sur la rive sud du lac tchad. *Cah. ORSTOM, Sér. Géol.*, 11, 189-203.

DURAND, A. & MATHIEU, P., 1980. Evolution paléogéographique et paléoclimatique du bassin tchadien au Pléistocène supérieur. *Rev. Géog. phys. et Géol. dyn.*, 22, 329-341.

DURAND, A., ICOLE, M. & BIEDA, S., 1982. Sédiments et climats quaternaires du Sahel central: exemple de la vallée de Maradi (Niger méridional). *Cah. ORSTOM, Sér. Géol.*, 12, 77-90.

DURAND, A., FONTES, J.C., GASSE, F. & LANG, J., 1982. North-West of Lake Chad during Quaternary : alluvial, aeolian, palustrine and lacustrine palaeo-environments. XIe Congrès INQUA, Moscou, Résumé, 2, p. 67.

DURAND, A., LANG, J., MOREL, A. & ROSET, J.P., 1983. Evolution géomorphologique et paléoclimatique au Pléistocène supérieur et à l'Holocène de l'Aïr oriental (Niger). *Rev. Géog. phys. Géol. dyn.*, 24, 47-59.

DURAND, A., FONTES, J.C., GASSE, F, ICOLE, M. & LANG, J., 1984. Le nord-ouest du lac Tchad au Quaternaire: Etude de palaéo-environnements alluviaux, éoliens, palustres et lacustres. *Palaeoecology of Africa*, 16., 215-243.

DURAND, A. & LANG, J., 1986. Approche critique des méthodes de reconstitution paléoclimatique: le Sahel nigéro-tchadien depuis 40 000 ans. *Bull. Soc. Géol. France* 8, 2, 267-278.

ERPICUM, M., BINARD, M., PETERS, J.P. & ALEXANDRE, J., 1988. Une méthode d'analyse des caractéristiques de la saison des pluies en région sahélienne (exemple pris au Sénégal). In ERPICUM, M.(Ed.), Actes des Journées de Climatologie, Liège, 5-7 nov. 87, pp. 43-56.

FAUCK, R., 1972. *Les sols rouges sur sables et sur grès d'Afrique occidentale*. Mémoire ORSTOM, 61, 257p.

FAURE, H., 1966. Evolution des grands lacs sahariens à l'Holocène. *Quaternaria*, 8, 167-176.

FAURE, H., 1966. *Reconnaissance géologique des formations sédimentaires post-paléozoïques du Niger oriental*. Mémoire BRGM, n° 47, Publ. Dir. Mines et Géol., n° 1, 630 p., 181 fig., 12 pl.

FAURE, H., 1967. Lacs quaternaires du Sahara. Intern. Symp. Palaeolimnology, Tihany, Août 1967.

FAURE, H. & ELOUARD, P., 1967. Schéma des variations du niveau de l'Océan Atlantique sur la côte de l'Afrique depuis 40 000 ans. *C.R. Acad. Sc., Paris*, 265, 784-787.

FAURE, H. & GAC, J.Y., 1981. Will the Sahelian drought end in 1985 ? *Nature*, 291, 5815, 475-478.

FOLK, R.L., 1971. Longitudinal dunes of the northwestern edge of the Simpson desert, Northern territory, Australia, 1. Geomorphology and grain size relationships. *Sedimentology* 16, 5-54.

FOLK, R.L. & WARD, W.C., 1957. Brazos river Bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journ. Sediment. Petrol.*, 27, 3-26.

FRIEDMAN, G.M., 1961. Distinction between dune, beach and river sands from their textural characteristics. *Journ. Sediment. Petrol.*, 31, 514-529.

FRIEDMAN, G.M., 1967. Dynamic processes and statistical parameters compared for size frequency distribution of beach and river sands. *Journ. Sediment. Petrol.*, 37, 327-354.

FRYBERGER, S.G. & DEAN, G., 1979. Dune forms and wind regime. In : A study of global sand seas. *Geological survey professional papers*, 1052, 137-169.

GAC, J.Y. & FAURE, H., 1987. Le "vrai" retour à l'humide au Sahel est-il pour demain ? *C.R. Acad. Sc. Paris*, 305, 777-781.

GARDE, C. 1910. Description des régons géologiques situées entre le Niger et le Tchad. Thèse, Paris.

GAVAUD, M., 1967. Esquisse de l'histoire des sols du Niger centre et ouest méridional. *Bull. ASEQUA*, 14 - 15, 24-27.

GAVAUD, M., 1968. Les sols bien drainés sur matériaux sableux du Niger. Essai de systématique régionale. *Cah. ORSTOM, Pédol.*, 6, 277-307.

GAVAUD, M., 1977. *Les grands traits de la pédogenèse au Niger méridional*. Trav. Doc. ORSTOM, 76, 102 p.

GRANDIN, G. & DELVIGNE, J., 1969. Les cuirasses de la région birrimienne volcano-sédimentaire de Toumodi: jalons de l'histoire morphologique de la Côte d'Ivoire. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 269, sér. D., 1474-1477.

GRANDIN, G., 1976. *Aplanissements cuirassés et enrichissements des gisements de manganèse dans quelques régions d'Afrique de l'ouest*. Mémoire ORSTOM, 82, 275p.

GREIGERT, J., 1966. *Description des formations crétacées et tertiaires du bassin des Iullemmeden*. Public. Dir. Mines et Géol. Niger, n° 2, Rép. Niger, 234 p.

GREIGERT, J. & POUGNET, R., 1967. *Notice explicative sur la carte géologique de la République du Niger, à l'échelle de 1 2 000 000.*, BRGM, 62 p.

GREIGERT, J. & POUGNET R., 1967 *Essai de description des formations géologiques de la République du Niger*. BRGM. Public. Dir. Mines et Géol. MTP/TMU, n° 3, 273 p.

GRIFFITHS, J.F., 1972 *Climates of Africa*. Elsevier, 604 p.

GROVE, A.T., 1958. The ancient erg of Hausaland and similar formations ont he South Side of the Sahara. *The Geographical Journal*, 124, 528-533.

HAGEDORN, H & JÄKEL, D. 1969. Bemerkungen zur quartären Entwicklung des Reliefs im Tibesti-Gebirge. *Bull. liaison ASEQUA*, 22-24, 25-31.

HANNA, S.R., 1969. The formation of longitudinal sand Dunes by large helical eddies in the atmosphere. *Journal of Applied Meteorology*, 8, 874-883.

HÖVERMANN, J. 1967. Hangformen und Hangentwicklung zwischen Syrte und Tschad. In: *L'évolution des versants*, Liège. pp.139-156.

JÄKEL, D. 1977. Run-off and fluvial processes in the central Sahara as indicators in the reconstruction of climatic history of the Tibesti. X Congress INQUA, Birmingham. p.225.

JOO', J. & FRANCONI, A., 1983. *Plan minéral de la République du Niger. Etat actuel des connaissances sur la géologie du Niger*. 2e partie. Ministère des Mines et Industries du Niger, 314 p.

KALDI, J., KRINSLEY, D.H. & LAWSON, D., 1978. Experimentally produced aeolian surface textures on quartz sand grains from various environments. In: BRIAN WHALEY, W. (Ed.). *Proceeding of the symposium on Scanning electron microscopy in the study of sediments.*, pp. 261-273.

KARIMOUNE, S., OZER, A. & ERPICUM, M., 1990. Les modelés éoliens de la région de Zinder (Niger méridional), étude de photogéomorphologie, note préliminaire. In : P. LAFRANCE & J.M. DUBOIS (Eds.). *Apports de la télédétection à la lutte contre la sécheresse. Actualité scientifique*: AUPELF/John Libbey Eurotext. pp. 145-161.

KARIMOUNE, S., OZER, A., TREFOIS, P. & GOOSSENS E. 1996.Contribution de la télédétection et des mesures spatiales à l'étude de la désertification dans le secteur sahélien du Niger. In: *Télédétection des ressources en eau*, AUPELF-UREV, Presses Universitaires du Québec, 24, pp.273-281.

KARPOFF, R. 1948. Observations géologiques à l'Est de Zinder. *C.R. Som. Soc. Géol. France*, 15, 339-340

KILIAN, C. 1945. Expédition 1943 (Aïr et Ténéré). *Trav. Inst. Rech. sahar.*, 3, 73-86.

KRINSLEY, D.H., 1978. The present state and future prospects of environmental discrimination by scanning electrons microscopy. In: BRIAN WHALLEY, W. (Ed.) *Symposium on scanning electron microscopy in the study of sediments*, pp. 169-179.

LE RIBAULT, L., 1971. Présence d'une pellicule de silice amorphe à la surface de cristaux de quartz des formations sableuses. *C.R. Acad. Sc. Paris*, D 272, 1933-1936.

LE RIBAULT, L., 1977. *L'exoscopie des quartz*. Masson, Paris, 150 p.

LE RIBAULT, L., 1978. The exoscopy of quartz sand grains. In: BRIAN WHALLEY, W. (Ed). *Proceeding of the Symposium on scanning electron microscopy in the study of sediments*. pp. 319-328.

LEROUX, M., 1983. *Le climat de l'Afrique tropicale*, Paris, 633 p. + annexes.

L.I.G.U.S. (Laboratoire de l'Institut de géographie de l'Université de Strasbourg), 1958. Méthode améliorée pour l'étude des sables. *Rev. Géom. dyn.*, 3-4, 43-54.

LIZINE, A.M., 1989. Le Sahel: 20 000 ans d'histoire de la végétation. *Bul. Soc. Géol. France*, 8, 5, 35-42.

MABBUTT, J.A. & WOODING, R.A., 1983. Analysis of longitudinal dune patterns in the northwestern Simpson Desert, Central Australia. *Zeitschrift f. Geomorphologie*. Suppl. Bd. 45, 51-69.

MAÏ-DABOUA, M., 1986. Changements dans un écosystème semi-aride. Désertification dans le Koutous. Mémoire de Maîtrise, Niamey, 122 p.

MAÏ-DABOUA, M., 1993. Contribution à l'étude géomorphologique et à la caractérisation des sols dunaires du Koutous (Niger). Mémoire de Maîtrise, Liège, 92 p.

MAIGNIEN, R., 1958. *Le cuirassement des sols en Guinée, Afrique occidentale*. Mémoires du Service de la Carte Géologique d'Alsace et de Lorraine, 16, 239 p.

MAIGNIEN, R., 1966. *Compte rendu de recherches sur les latérites. Ressources naturelles du continent africain*, UNESCO, 155 p.

MAINGUET, M., 1968. Le Borkou. Aspect d'un modelé éolien. *Ann. Géog.*, 421, 296-322.

MAINGUET, M., 1976. Images satellites et morphologie des zones arides et sahéliennes. Apports de la télédétection à l'étude des régions arides et subarides. In: "Aménagement du milieu naturel" CNEAT (Centre National d'Etudes Agronomiques Tropicales)., pp. 34-50.

MAINGUET, M., 1976. Etude géodynamique de l'effet d'obstacle topographique dans le transport éolien. Résultats obtenus à l'aide des images aériennes et satellites au Sahara. *Soc. française de photogrammétrie., Bull.*, 61, 31-38.

MAINGUET, M., 1977. Analyse quantitative de l'extrémité sahélienne du courant éolien transporteur de sable au Sahara nigérien. *C.R. Acad. Sc. Paris*, D, 285, 1029-1032.

MAINGUET, M., 1982. Les dunes d'érosion: signification morphodynamique et climatique de leur existence. *Würzburg Geographische Arbeiten*, 56, 79-92.

MAINGUET, M., 1983. Dunes vives, dunes fixées, dunes vêtues: une classification selon le bilan d'alimentation, le régime éolien et la dynamique des édifices sableux. *Zeitschrift f. Geomorphologie.*, Suppl. Bd 45, 265-285.

MAINGUET, M., 1984. Cordons longitudinaux (sand ridges) dunes allongées à ne plus confondre avec les sifs, autres dunes linéaires. *Trav. Inst. Geog. Reims*, 59-60, 61-83.

MAINGUET, M., 1990. La désertification: une crise autant socio-économique que climatique. *Sécheresse*. 1, 187-195.

MAINGUET, M. & CANON, L., 1976. Vents et paléovents du Sahara. Tentative d'approche paléoclimatique. *Rev. Géog. phys. et Geol. dyn.*, 18, 241-250.

MAINGUET, M., CANON, L. & LEMERRER, J.Y., 1976. Recherche sur les photographies aériennes et les images satellites, d'indices de désertification dans le Sahel, à l'est du Niger. *Rev. Photo- interprétation*, 3-4-5, 19-41.

MAINGUET, M. & CALLOT, Y., 1978. *L'erg de Fachi-Bilma (Tchad-Niger). Contribution à la connaisance de la dynamique des ergs et des dunes des zones arides chaudes*. Mémoires et documents, CNRS, n°8, 184 p.

MAINGUET, M., CANON-COSSUS, L. & CHEMIN, M.C., 1979. Dégradation dans les régions centrales de la République du Niger : degré de responsabilité de la nature du milieu, de la dynamique externe et de la mise en valeur par l'homme. *Trav. inst. Geog. Reims*, 39-40, 61-73.

MAINGUET, M., VIMEUX-RICHEUX, M. & CHEMIN, M.C., 1983. Autochtonie et allochtonie des sables de la zone saharo-sahélienne du Niger. *Rev. de Géol. dyn. et de Géog. phys.*, 24, 167-175.

MAINGUET, M., BORDE, J.M. & CHEMIN, M.C., 1984. Sédimentation éolienne au sahara et sur ses marges. Les images Météosat et Landsat, outil pour l'analyse des témoignages géodynamiques du transport éolien au sol. *Trav. inst. Geog. Reims*, 59-60, 15-27.

MALEY, J., 1977. Analysis polliniques et paléoclimatologie des douze derniers millénaires du bassin du Tchad (Afrique centrale). *Bull. Ass. Fr. Et. Quat.*,suppl., 1, 187-197.

MALEY, J. 1980. Les changements climatiques de la fin du Tertiaire en Afrioque : leurs conséquences sur l'apparition du Sahara et de sa végétation. In : WILLIAM, M.A.J.& FAURE, H. (Eds.), *The Sahara and the Nile*. pp.63-86.

MALEY, J. 1982. Dusts, clouds, raintypes and climatic variations in tropical North Africa. *Quaternary Research*, 18, 1-6.

McKEE, E.D., 1979. A study of global sand seas. *Geological survey professional paper*, 1052, 1-19.

McTAINSH, G., 1984. The nature and origin of the aeolian mantles of central northern Nigeria. *Geoderma*, 33, 13-37.

MENSCHING, H.G., 1979. The Sahelian zone and the problems of desertificatin. Climatic and anthropogenic causes of desert encroachment.Palaeoecology of Africa and the surrounding Islands. In: Vol. 12. Sahara and surronding seas. Sediments and climatic changes. Proceedings of an international Symposium. pp. 257-266.

MICHEL, P., 1973. *Les bassins des fleuves Sénégal et Gambie. Etude géomorphologique*. Mémoire ORSTOM. 63, 752 p.

MICHEL, P. 1979. Les modelés et dépôts du Sahara méridional, du Sahel et du Sud-Ouest Africain. Essai de comparaison. *Rech. Géog., Strasbourg*, 5, 5-35..

MICHEL, P., 1986. Sécheresse, dégradation du milieu naturel et désertification au Sénégal. *Geoökodynamik*, 7, 63-88.

MIGNON, R., 1970. *Carte géologique au 1/200 000 du Damagaram-Mounio et du sud de Maradi - Rép. du Niger*. BRGM.

MIGNON, R., 1970. *Notice explicative de la carte géologique au 1/200 000 du Damagaram-Mounio et du sud de Maradi* Direction des Mines et de la Géologie, Niger, BRGM, 57 p.

MISKOVSKY, J.C., AMBLARD, S., OULD KHATTAR, M. & N'GUER, M., 1989. Un aspect de l'aridification et du peuplement ancien en Mauritanie. *Bull. Soc. Géol. France*, 5, 109-115.

MONOD, T. 1958. *Majâbat-al-Koubra. Contribution à l'étude de l'"Empty Quarter" ouest-saharien*. Mém. IFAN, Dakar, n°52, 403 p.

MOREL. A. 1980. Formes et formations quaternaires du massif de l'Aïr (Niger). XXVI Congrès int. Géol., Paris, 2, 675.

MOREL. A. 1981. Formes, formations superficielles et variations climatiques récentes dans les massis centraux de l'Aïr (Sud Sahara). *Palaeoecology Africa*, 13, 189-198.

MOREL. A., 1983. Erosion et sédimentation dans le massif de l'Aïr (Sahara méridional) : essai d'interprétation paléoclimatique de la moyenne terrasse. *Cah. ORSTOM, sér. Géol.*, 8, 111-118.

MOREL. A., 1984. *Les hauts massifs de l'Aïr (Niger) et leurs piémonts, étude géomorphologique*. Thèse de doctorat d'Etat, Grenoble, 404 p.

NAHON. D. & DEMOULIN. D., 1971. Contribution à l'étude des formations cuirasses du sénégal occidental (Pétrographie, morphologie et stratigraphie relative). *Rev. Géog. phys. et Géol. dyn.*, 8, 1, 35-54.

OUSSEINI. I., 1986. Etude de la répartition des formations sableuses et interprétation des dépôts éoliens dans le Liptako Oriental (Rép. du Niger). Thèse de 3e cycle. Univ. P. et M. Curie, Paris, 235 p.

OUSSEINI. I., 1988. Morphostratigraphie et interprétation des dépôts éoliens entre Sirba et Dargol dans le Moyen Niger (Rép. du Niger). *Würzburg Geographische Arbeiten*, 69, 211-231.

OUSSEINI. I. & MOREL. A., 1989. Utilisation de formations alluviales azoïques pour l'étude des paléoenvironnements du Pléistocène supérieur et de l'Holocène au sud du Sahara. L'exemple de la vallée du fleuve Niger dans le Liptako nigérien. *Bull. Soc. Géol. France*, 8, 5, 85-90.

OZER. A., 1989. Ressources minérales et ressources en eau. L'apport de la télédétection dans le monde francophone. In: *Télédétection en francophonie*. AUPELF/UREV, John Libbey, Eurotext. Paris, 117-123.

OZER. A., MARION. J.M., ROLAND. C. & TREFOIS. P., 1988. Signification de linéaments sur une image SPOT dans la région liégeoise. *Bull. Soc. Belge Géol.*, 97, 153-172.

OZER. P., 1993. Contribution à l'étude de la désertification en région sahélienne. Le cas du Niger. Problèmes posés par les précipitations et les lithométéores. Mémoire de licence, Liège, 177 p.

PACHUR. H.J. & KROPELIN. S., 1989. L'aridification du Sahara oriental à l'Holocène moyen et supérieur. *Bull. Soc. Géol. France*, 8, 5, 99-107.

PEYRE de FABREGUES. B., 1990. Sécheresse et disparition des arbres fourragers au Sahel. *Sécheresse*, 1, 105-108.

PFEIFFER, L., GRUNERT, J., 1989. Heavy mineral associations in dune sands and soils of the Sahel and the Sudan (Niger, Burkina Faso, Togo). *Palaeoecology of Africa.* 20, 55-68.

PIAS, J., 1970. *Les formations sédimentaires tertiaires et quaternaires de la cuvette tchadienne et les sols qui en dérivent.* Mém. ORSTOM, 43, 408 p.

PIRARD, F. 1964. Reconnaissance hydrogéologique du Niger oriental : rapport de fin de travaux 1960-63. B.R.G.M..

PIRARD, F., 1966. Géologie du Manga nigérien, schéma d'évolution quaternaire du secteur nord occidental de la cuvette du Tchad. Etat des recherches sur le Quaternaire de l'ouest africain. *Bull. IFAN*, Sér. A, 28, 1, 421-425.

PIRARD, F., 1967. *Notice explicative sur la carte géologique de reconnaissance du Manga (Niger sud-oriental) à l'échelle du 1 500 000.* Editions du BRGM et Publ. du MTP/TMU, Direction des Mines et de la Géologie de la Rép. du Niger. 34 p.

RISER, J., HILAIRE-MARCEL, C. & ROGNON, P., 1983. Les phases lacustres holocènes. In: N. PETIT-MAIRE et J. RISER, (Eds).,Sahara ou Sahel, Quaternaire récent du bassin de Taoudéni (Mali), pp. 65-86.

RIVIERE, A., 1977. *Méthodes granulométriques. Techniques et interprétations.* Masson, Paris, 170 p.

ROCCI, G., 1965. Essai d'interprétation de mesures géochronologiques. La structure de l'ouest africain. In: Actes du 151e Colloque International du CNRS, Sciences de la Terre, 10, pp. 461-478.

RODIER, J.A., 1975. *Evaluation de l'écoulement annuel dans le Sahel tropical africain.* ORSTOM, n° 46, 121 p.

RODIER, J.A., 1989. Ecoulement de surface dans les bassins perméables du sahel. Comparaison avec d'autres bassins perméables tropicaux. *Hydrologie continentale*, 4 123-138.

ROGNON, P., 1980. Une extension des déserts (Sahara et Moyen Orient) au cours du tardiglaciaire (18 000-10 000 ans BP). *Rev Géog. phys. et Géol. dyn.*, 22, 313-328.

ROGNON, P., 1991. Les sécheresses au Sahel replacées dans l'évolution climatique des vingt derniers millénaires. *Sécheresse*, 2, 199-210.

SALIFOU, A., 1974. *Le Damagaram ou Sultanat de Zinder au XIXe siècle.* Etudes nigériennes n° 27.Niamey.

SERVANT, M., 1973. *Séquences continentales et variations climatiques. Evolution du bassin du Tchad au Cénozoïque supérieur.* Thèse, Paris, 348p.

SERVANT-VILDARY, S., 1977. *Etude des diatomées et paléolimnologie du bassin tchadien au Cénozoïque supérieur*. Travaux et documents ORSTOM, 84, 2 vol., 345 p. + annexes.

SIRCOULON, J., 1976. Les données hydropluviométriques de la sécheresse récente en Afrique intertropicale. Comparaison avec les sécheresses "1913" et "1940". *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol.*, 13, 75-149.

SNEYERS, R. 1975. *Sur l'analyse statistique des séries d'observations.* O. M. M., Note technique n°143, 192p.

SPÖNHOLZ, G. 1985. *Karsterscheinungen in nichtkarbonatischen Gesteinen der östlichen Republik Niger*. Thèse, Wurzbourg, 365p.

TRICART, J., 1960. Etude géomorphologique du projet d'aménagement du lac Faguibine (Rép. du Mali). Commission de Coopération Technique en Afrique au Sud du Sahara. *Sols Africains*, 5, 207-250.

TRICART, J. 1969. *Le modelé des régions sèches.* SEDES, Paris,472p.

TRIPLET, J.P. & ROCHE, G., 1977. *Météorologie générale.* Paris, 317 p.

TSHIDIBI, N.B., 1985. Les cuirasses latéritiques du Haut-Shaba, structure et composition. Thèse de doctorat en Sciences, Liège, 590 p. + annexes.

TSHIDIBI, N.B., 1988. Nouveaux critères de datation relative des cuirasses latéritiques. *Geo-Eco-Trop,* 12, 1-4, 23-39.

TWIDALE, C.R. 1972. Evolution of sand dunes in the Simpson Desert, central Australia. *Institute of British Geographers, Transactions*, 56, 77-109.

URVOY, Y., 1993 Structure et modelé au Soudan français (colonie du Niger). *Ann. Géog.*, 19-49.

VOGT, J. & BLACK, R. 1963.Remarques sur la géomorphologie de l'Aïr. *Bull. B.R.G.M.*, 1, 1-29.

VÖLKEL, J., 1989. Formation of dunes and pedogenesis as palaeoclimatic indicators in the eastern part of the Republic of Niger (Sahara and Sahel). *Palaeoecology of Africa,* 20, 37-54.

VÖLKEL, J. & GRUNERT, J., 1990. To the problem of dune formation and dune weathering during the late Pleistocene and Holocene in the Southern Sahara and the Sahel *Zeitschrift f. Geomorphologie*, 34, 1, 1-17.

WASSON, R.J. & HYDE, R., 1983. Factors determining desert dune type. *Nature*, 304, 337-339.

WASSON, R.J., RAJAGURU, S.N., MISRA, V.N., AGRAWAL, D.P., DHIR, R.P., SINGHVI, A.K. & KAMESWARA RAO, K., 1983. Geomorphology, late Quaternary stratigraphy and

palaeoclimatology of the Thar dunefield. *Zeitschrift f. Geomorphologie*, 45, 117-151.

WHITE, F., 1986. *La végétation de l'Afrique. Mémoire accompagnant la carte de végétation de l'Afrique*. Publication ORSTOM et UNESCO, 384 p.

WILSON, I.G. 1972. Aeolian landforms - their development and origins. *Sedimentology*, 19, 173-210.

WILSON, I.G. 1773. Ergs. *Sedimentary geology*, 10, 77-106.

WILLEMS, L., LENOIR, F., LEVECQ, J.M. & VICAT, J.P., 1993. Evolution du relief au Niger occidental, rôle de la fracturation du socle précambrien et de la formation de pseudo-karstz au sein de la lithomarge et de la couverture sédimentaire. *CR. Acad. Sc. Paris*, 317, 97-102.

SOMMAIRE CONTENTS

INTRODUCTION

PREMIERE PARTIE. CADRE GENERAL DE L'ETUDE
GENERAL FRAME OF THE STUDY

CHAP. I. LA GEOLOGIE 1
THE GEOLOGY
Historique des recherches 2
Les formations géologiques 3
La structure 20

CHAP.II. LES CONDITIONS BIOCLIMATIQUES 23
THE BIOCLIMATIC ENVIRONMENT
Le climat 24
Végétation et sols 44
L'hydrologie 48

DEUXIEME PARTIE. LES FORMES DE TERRAIN 57
THE LANDFORMS

CHAP.III. RELIEF SUR LES ROCHES DU SOCLE 59
LANDFORMS ON ROCK FOUNDATION
Modelé des séries cristallophyliennes 66
Les roches granitoïdes 69

CHAP.IV. LE PLATEAU DU KOUTOUS ET SES ABORDS 71
THE KOUTOUS PLATEAU AND THE SURROUNDING AREA
Aspects généraux 71
La surface supérieure 76
Le versant et le niveau résistant principal 79
Les étapes de l'évolution morphostructurale 82

CHAP.V. LE MODELÉ DUNAIRE 85
THE DUNE SHAPING
Les types de dunes 86
Morphologie et répartition spatiale des édifices éoliens de la région de Zinder 90
Genèse des édifices éoliens de la région de Zinder 101
Caractères généraux et genèses des dépressions associées aux dunes longitudinales 111
Conclusion 112

TROISIEME PARTIE. LES FORMATIONS SUPERFICIELLES ET L'EVOLUTIONGEOMORPHOLOGIQUE 115
SUPERFICIAL GEOLOGICAL FORMATIONS AND GEOMORPHOLOGICAL EVOLUTION

CHAP.VI. LA SIGNIFICATION GEOMORPHOLOGIQUE DES NIVEAUX CUIRASSÉS 118
THE GEOMORPHOLOGICAL SIGNIFICANCE OF LATERITIC DURICRUST LEVELS
Mode de formation des cuirasses et rôle morphologique 118
Méthodes d'étude des cuirasses du Damagaram et du Koutous 120
Répartition spatiale et position topographique des niveaux cuirassés 121
Description macroscopique et microscopique de quelques échantillons prélevés au Damagaram et au Koutous 135

CHAP.VII. LES DEPÔTS RECENTS 143
THE RECENT DEPOSITS

A. LE SABLE DES DUNES 145
THE DUNE SAND
Description des sites et des profils pédologiques de référence 145
Etude sédimentologique 157
Analyse exoscopique des grains de quartz 177

B. SÉDIMENTS DES TERRASSES ET DES PÉDIMENTS RÉCENTS 183
THE SEDIMENTS OF FLUVIATILE TERRASSES AND RECENT PEDIMENTS
Les basses terrasses des oueds 183
Les cônes et les glacis récents 190

CONCLUSION GÉNÉRALE 197
CONCLUSIONS

BIBLIOGRAPHIE 203
REFERENCES