



**HAL**  
open science

## Morphogenèse et géosystèmes au Pléistocène supérieur et à l'Holocène dans l'Extrême-Sud tunisien

Jean-Louis Ballais, Sophie Bieda, Nicole Petit-Maire, Pierre Félix Burolet,  
Michel Fontugne, Jean-Claude Rosso

► **To cite this version:**

Jean-Louis Ballais, Sophie Bieda, Nicole Petit-Maire, Pierre Félix Burolet, Michel Fontugne, et al..  
Morphogenèse et géosystèmes au Pléistocène supérieur et à l'Holocène dans l'Extrême-Sud tunisien.  
Mémoires de la Société Géologique de France, 1995, Déserts tropicaux et changements globaux, 167,  
pp.25-32. hal-01565035

**HAL Id: hal-01565035**

**<https://amu.hal.science/hal-01565035>**

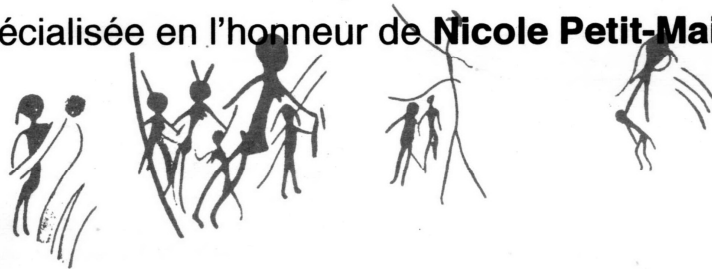
Submitted on 24 Jul 2017

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

# DÉSERTS TROPICAUX ET CHANGEMENTS GLOBAUX

séance spécialisée en l'honneur de **Nicole Petit-Maire**



Paris 11 Mai 1993



MÉMOIRES  
DE LA SOCIÉTÉ  
GÉOLOGIQUE  
DE FRANCE

mémoire n.s., 1995, n° 167, 104 p.

## Morphogenèse et géosystèmes au Pléistocène supérieur et à l'Holocène dans l'Extrême-Sud tunisien

par JEAN-LOUIS BALLAIS\*, SOPHIE BIEDA\*\*, NICOLE PETIT-MAIRE\*\*,  
PIERRE FÉLIX BUROLLET\*\*\*, MICHEL FONTUGNE\*\*\*\* & JEAN-CLAUDE ROSSO\*\*

*Mots clés.* – Terrasses alluviales, Morphogenèse fluviale, Holocène, Pléistocène supérieur, Tunisie.

*Résumé.* – Dans l'étage saharien de l'extrême-sud tunisien, la terrasse alluviale attribuée au Pléistocène supérieur, mal datée, se termine par une accumulation travertineuse. La basse terrasse, bien datée, s'élabore lors des phases humides de l'Holocène. Cette accumulation se place principalement pendant l'Holocène inférieur (contemporain de lacs locaux et des hauts niveaux des lacs sahariens) et, à un moindre degré, pendant l'Holocène moyen, alors que cette seconde phase est aussi importante que la première dans les étages plus humides du climat méditerranéen. La phase sèche intermédiaire provoque l'arrêt de l'accumulation, voire son entaille. Il n'existe pas de très basse terrasse holocène historique.

### Upper Pleistocene and Holocene morphogenesis and geosystems in the southernmost part of Tunisia

*Key words.* – Alluvial terraces, Fluvial erosion, Holocene, Upper Pleistocene, Tunisia.

*Abstract.* – In the southernmost part of Tunisia, the alluvial terrace attributed to Upper Pleistocene is poorly dated and covered with a travertine. The lower terrace, well dated, was accumulating during the Holocene humid phases. This accumulation occurred mainly during Lower Holocene (characterized by local lakes and the high levels of the main Saharan lakes). Middle Holocene accumulation was less important by contrast with the more humid mediterranean zone. The intermediate dry phase caused the stop of the filling up and, locally, a vertical incision. There is no very low Holocene historic terrace.

#### INTRODUCTION

A l'exception de rares études, très anciennes [Pervin-quière, 1912] ou plus récentes [Coque, 1962], l'évolution géomorphologique quaternaire de l'extrême-sud tunisien demeure très mal connue. Grâce à M. A. Lazaar, président de la SODEPS qui gère les installations pétrolières de cette région, il nous a été possible de commencer l'étude des formations accumulées pendant des phases climatiques plus humides que l'Actuel [Petit-Maire *et al.*, 1991; Burollet *et al.*, 1992]. Le travail présenté ici est plus spécialement consacré à la dernière terrasse accumulée le long des principaux oueds.

Vers 32° de latitude nord, des oueds cataclinaux drainent le revers du Dahar (fig. 1), vaste plateau monoclinale constitué de calcaires et marnes du Crétacé supérieur. A partir d'altitudes de l'ordre de 600 m, à l'est où il domine par un vigoureux talus la plaine de la Djefara, il descend en pente douce vers l'ouest où il n'est plus qu'à 200 à 300 m d'altitude quand il atteint la frontière algérienne. Le reg de dissociation et les rares dayas légèrement ensablées qui jalonnent sa surface font progressivement place, vers l'ouest, à des accumulations sableuses, d'abord peu épaisses, les remlas, puis à de véritables ergs : erg Jenain et, surtout, Grand Erg Oriental. De la même façon, le cours

des oueds, bien individualisé à l'est, devient de moins en moins perceptible vers l'ouest où il disparaît sous l'erg.

#### I. – BASSES TERRASSES ET FORMATIONS ASSOCIÉES

##### A) Les basses terrasses de l'oued Jenain

###### 1) La basse terrasse au bordj

Des observations effectuées en 14 points différents (fig. 1), il ressort que la coupe la plus caractéristique et la plus complète, est celle de la terrasse de rive gauche de l'oued Jenain, environ 500 m à l'amont du bordj. Epaisse d'environ 6 m, elle comporte 16 couches, de haut en bas (fig. 2) :

- 16 : croûte gypseuse, épaisseur : 15 cm,
- 15 : sables gypseux bleuâtres, épaisseur : 1,50 m,
- 14 : sables silteux noirs, probablement gypseux, épaisseur : 5 cm,
- 13 : sables silteux gris, épaisseur : 50 cm,
- 12 : sables noirs, probablement organiques, épaisseur : 5 cm,
- 11 : sables silteux gris, épaisseur : 50 cm,
- 10 et 9 : sables grésifiés, épaisseur : 60 à 65 cm,

\* Institut de Géographie et URA 903 CNRS, Univ. Provence, 29, avenue Robert-Schuman, 13621 Aix-en-Provence cedex.

\*\* Lab. Géologie du Quaternaire, CNRS, Case 907, Luminy, 13288 Marseille cedex 9.

\*\*\* GEA, 1, Place Vieille, 04300 Forcalquier.

\*\*\*\* Centre des Faibles Radioactivités, CNRS - CEA, avenue de la Terrasse, 91198 Gif-sur-Yvette cedex.

Manuscrit déposé le 9 décembre 1993 ; accepté après révision le 14 juin 1994.

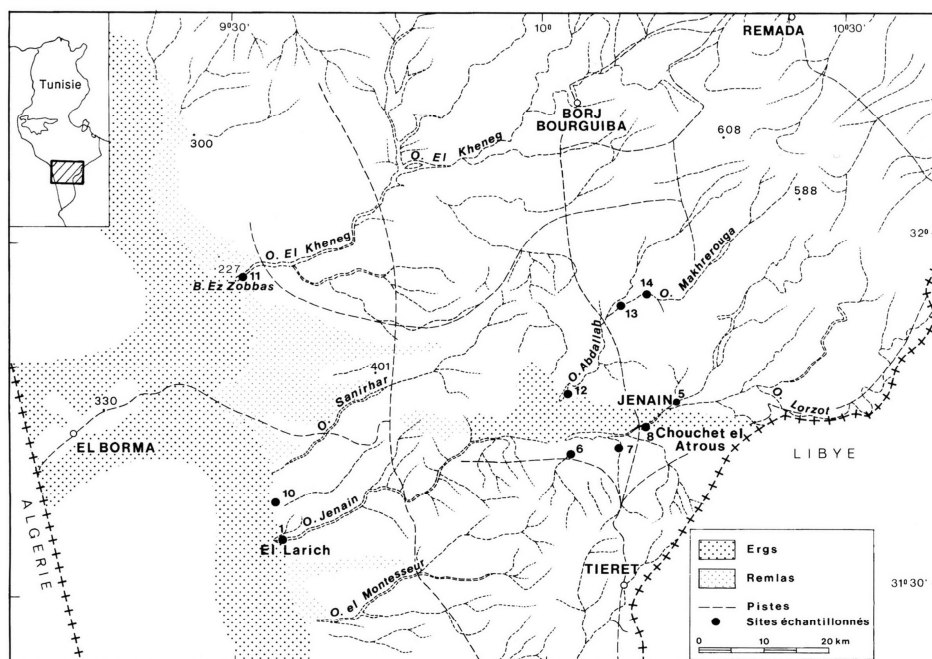


FIG. 1. – Carte de localisation.

FIG. 1. – Location map.

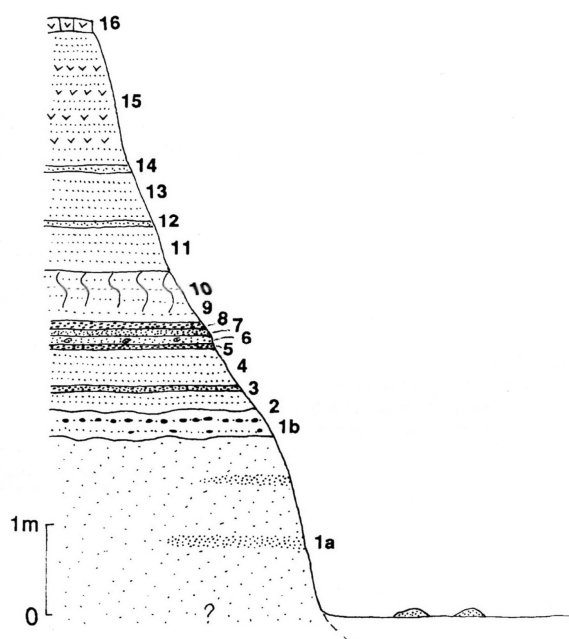


FIG. 2. – Coupe de la basse terrasse de l'oued Jenain juste à l'amont du bordj.

FIG. 2. – Section of the lower terrace of wadi Jenain close to the bordj.

*Mém. Soc. géol. Fr.*, n. s., 1995, n° 167

- 8 : sables silteux noirs, probablement organiques, épaisseur : 5 cm,
- 7 : sables silteux gris, probablement gypseux, épaisseur : 10 cm,
- 6 : sables silteux gris, à malacofaune d'eau douce, formant corniche, épaisseur : 10 cm,
- 5 : sables silteux noirs, probablement organiques, épaisseur : 5 à 10 cm,
- 4 : sables silteux gris à passées ocres, épaisseur : 40 cm,
- 3 : sables silteux noirs, en lit ondulé, épaisseur : 3 à 5 cm,
- 2 : en ravinement, sables silteux à tâches ocres, avec un niveau noir à la base, peut-être des pseudo-mycéliums, épaisseur : 20 cm,
- 1 : sables rougeâtres (1b : à gravillons, épaisseur : 3 cm, 1a : à passées noirâtres, épaisseur visible : 1,50 m).

Sur la base de l'existence de ravinements, de la granulométrie et du taux de gypse, on peut regrouper ces couches en trois membres : le membre inférieur (couche 1), constitué de sables rouges, au sommet duquel apparaissent les premiers dépôts alluviaux grossiers ; le membre moyen (couches 2 à 14) constitué par l'alternance de sables silteux gris d'épaisseur décimétrique à pluri-décimétrique, et de sables noirs d'épaisseur centimétrique ; enfin, le membre supérieur (couches 15 et 16), riche en gypse.

Les échantillons prélevés dans chaque couche ont permis de déterminer la granulométrie, la minéralogie, les minéraux argileux et la matière organique. La morphoscopie des grains de quartz a été également effectuée (fig. 3).

Ces analyses ne confirment pas totalement la distinction, pourtant très nette sur le terrain, entre le membre inférieur et la base du membre moyen. En effet, les couches 3 à 5

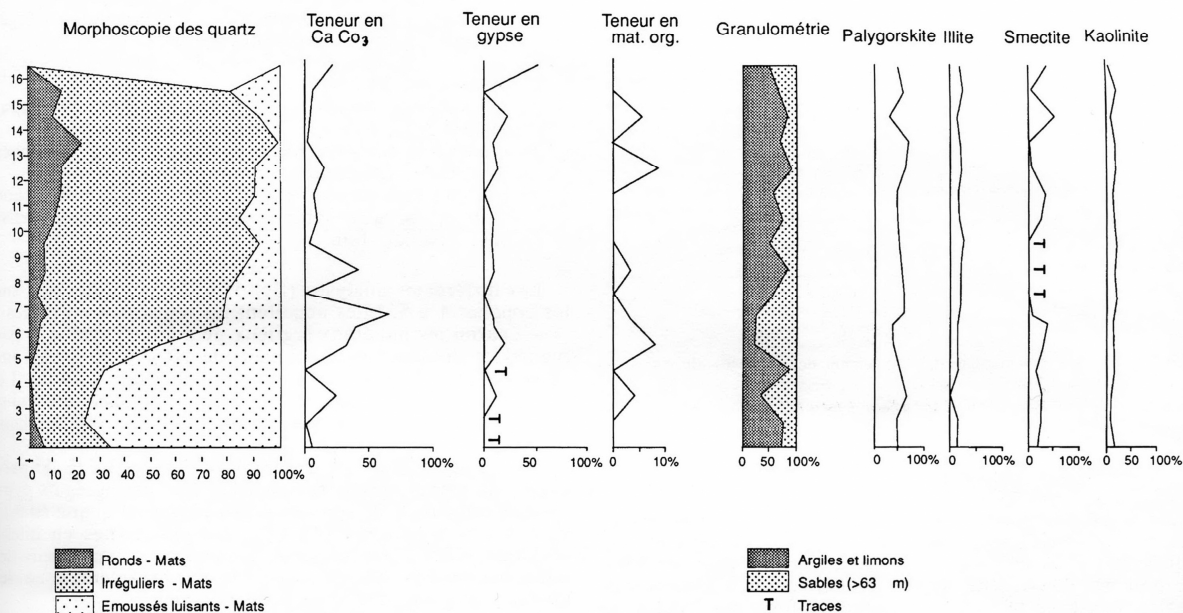


Fig. 3. – Caractérisation sédimentologique et minéralogique des dépôts de la basse terrasse de l'oued Jenain juste à l'amont du bordj.  
 Fig. 3. – Sedimentological and mineralogical characterization of the deposits of the lower terrace of wadi Jenain close to the bordj.

apparaissent, à des degrés différents, comme des transitions entre les deux membres. Par exemple, la couche 3, discordante, est nettement plus riche en  $\text{CaCO}_3$  (23,2 %) et plus pauvre en quartz que les deux précédentes, dont elle se distingue aussi par l'apparition du gypse (9,6 %), un pic de palygorskite (66 %) accompagnant la disparition de l'illite, l'apparition de la matière organique (4,1 %) et une granulométrie plus fine (65,4 % de silts et argiles). En revanche, la morphoscopie des quartz de 160  $\mu\text{m}$  reste dominée par les émoussés-luisants irréguliers (72 %). Les irréguliers mats ne deviennent majoritaires que dans l'échantillon 5.

A partir de la couche 5, et jusqu'au sommet de la coupe, deux caractéristiques communes se dégagent :

— concernant la morphoscopie, la prédominance, à la dimension de 160  $\mu\text{m}$ , des grains de quartz irréguliers-mats (50 à 83 %),

— du point de vue minéralogique, l'affirmation de la présence du gypse, malgré de grandes irrégularités.

Dans le détail, l'opposition entre les niveaux gris et les niveaux noirs est due à la présence systématique de gypse (de 5,6 à 19,2 %) et de matière organique (3,2 à 8,6 %) dans les seconds, les autres nuances ne paraissant pas significatives.

Le membre supérieur s'individualise essentiellement par sa forte proportion de gypse (48,8 % dans la couche 16) accompagnée par les plus faibles taux de kaolinite (4 %) et, inversement, des taux très élevés de smectite (34 %).

L'âge holocène de l'essentiel, au moins, de cette terrasse est prouvé par une datation  $^{14}\text{C}$  de la couche 6 sur *Biomphalaria* : 6 580  $\pm$  350 B.P. (Gif 8474).

## 2) La basse terrasse amont

A quelques kilomètres en amont du bordj, une terrasse haute de 2 à 3 m se développe à la faveur d'une confluence (site 5, fig. 1). Elle s'emboîte dans un conglomérat à ciment de croûte calcaire, attribuable au Pléistocène moyen [Cocque, 1962; Ballais *et al.*, 1983] qui tronque les calcaires turoniens. Cette basse terrasse est constituée, à la base, par 1 m de cailloux subarrondis et graviers relevant vers l'aval, en lits minces, surmonté par 1 m de limons gypseux gris à niveaux rouilles, bien lités ou en lentilles, recouverts d'un reg caillouteux. Les conditions d'observation (en particulier l'existence de voiles sableux éoliens ou de barkhanoïdes) ne permettent pas de suivre le passage de cette terrasse à celle du bordj, vers l'aval. Vers l'amont, et dans l'affluent de rive droite de l'oued Jenain, ces dépôts passent latéralement à une formation sablo-limoneuse grise riche en malacofaune, reposant sur des sables limoneux plus sombres. La formation supérieure, qui s'étend sur plusieurs centaines de mètres à l'amont, sur les deux rives des oueds, est riche en gypse. Elle contient également de la calcite, mais pas de quartz, malgré la proximité actuelle de dunes mobiles. Parmi les minéraux argileux, la palygorskite mal cristallisée (55,7 %) et la smectite (31,8 %) dominent l'illite (8 %) et les interstratifiés (4,5 %). Cette formation est datée au  $^{14}\text{C}$  de 7 890  $\pm$  90 B.P. (Gif 8476), sur malacofaune aquatique.

## B) Les basses terrasses des oueds Abdallah et Mahrerouga

Un peu plus au nord (fig. 1), le système constitué par ces deux oueds s'achève dans le niveau de base local constitué par la Graret Abdallah, au nord de l'erg Jenain. Deux coupes ont été relevées (sites 13 et 14). Le dispositif d'en-

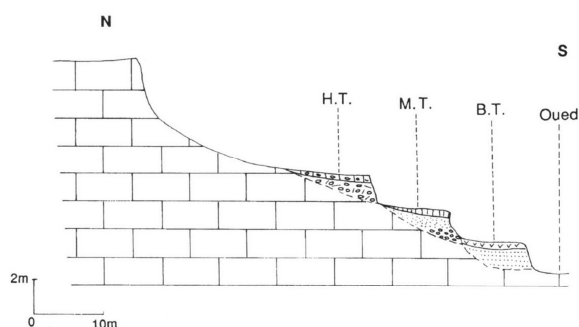


FIG. 4. - Coupe schématique de l'étagement des terrasses alluviales des oueds Abdallah et Makhrouga.

FIG. 4. - Schematic section of the alluvial terraces of wadis Abdallah and Makhrouga.

semble est très comparable à celui de la coupe précédente : les oueds sont encaissés dans le substratum calcaire et dans un système de terrasses (fig. 4). La nappe alluviale attribuable au Pléistocène moyen (conglomérat à ciment calcaire) constitue la surface majeure du fond des vallées, se raccordant par de courts glacis aux corniches bordières. La différence principale avec l'oued Jenain réside dans l'existence de deux terrasses postérieures, la terrasse moyenne et la basse terrasse.

#### 1) La moyenne terrasse (site 13)

Haute de 2,50 m à 3 m, elle comporte les couches suivantes, de haut en bas :

- 7 : travertin calcaire très vacuolaire, à empreintes de végétaux (tiges de roseaux, feuilles...) et malacofaune aquatique, épaisseur : 30 à 40 cm;
- 6 : silts très gypseux, déconsolidés en surface, épaisseur : 20 cm;

- 5 : sables silteux gris foncé, très gypseux, faisant légèrement corniche, épaisseur : 30 cm;
- 4 : sables rouilles, à tubulures de racines gypseuses, épaisseur : 50 cm;
- 3 : lit sableux noirâtre, parfois dédoublé, gypseux, épaisseur : 10 cm;
- 2 : sables à nodules calcaires, consolidés, beiges à taches de rouille, épaisseur : 40 cm;
- 1 : cailloux calcaires subarrondis, denses, épars dans une matrice calcaire sablo-limoneuse consolidée, épaisseur visible : 1 m.

Les différentes analyses (fig. 5) n'ont pu porter que sur les couches 1 à 5. Elles appellent les remarques suivantes :

— parmi les minéraux argileux, le pourcentage de la palygorskite diminue régulièrement (de 90 % à 65 %) à l'inverse de celui d'illite (depuis des traces jusqu'à 14 %). Le taux d'interstratifiés présente la même tendance que celui de l'illite et la smectite atteint son maximum (18 %) dans les sables rouilles (couche 4) ;

— ces sables rouilles ne comportent que 63,5 % de particules de granulométrie sableuse (en fait, des agrégats gypseux et calcaires). Ils sont les plus pauvres en quartz (0 %), mais les plus gypseux (43,5 %), les plus riches en interstratifiés (18 %). De plus, ils présentent le maximum de minéraux lourds altérés (fig. 6). Ils marquent donc le niveau maximum d'altération de la coupe ;

— les minéraux lourds présentent les mêmes espèces : zircon, tourmaline brune, grenat, rutile, épidote, hornblende verte, staurodite (fig. 6), mais une rupture se produit au niveau des sables rouilles. Dans les couches 1 et 2, le zircon domine nettement (de 33,73 à 55,22 %), loin devant les autres espèces qui ne dépassent guère 7 %. Dans les couches 3 et 4, le zircon devient nettement moins dominant ; il est même devancé par les grenats et la tourmaline (couche 3) ou par la hornblende et l'épidote (couche 4). Dans la couche 5, on retrouve les caractéristiques des couches 1 et 2 avec 27,09 % de zircon et les autres espèces en dessous de 10 %, cependant le taux de minéraux altérés reste élevé (24,60 %).

Le travertin sommital a été daté au  $^{14}\text{C}$  de 6 970 ± 70 B.P. (Gif 8524).

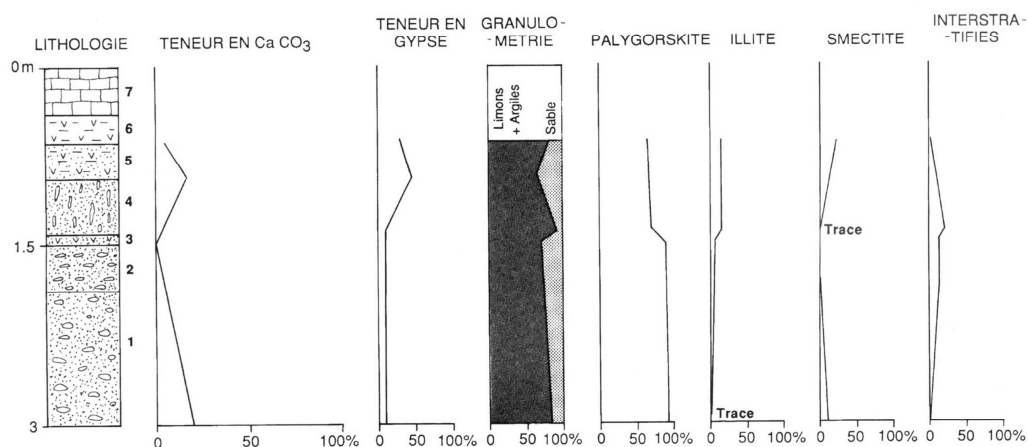


FIG. 5. - Caractérisation sédimentologique et minéralogique de la terrasse moyenne de l'oued Makhrouga.

FIG. 5. - Sedimentological and mineralogical characterization of the middle terrace of wadi Makhrouga.

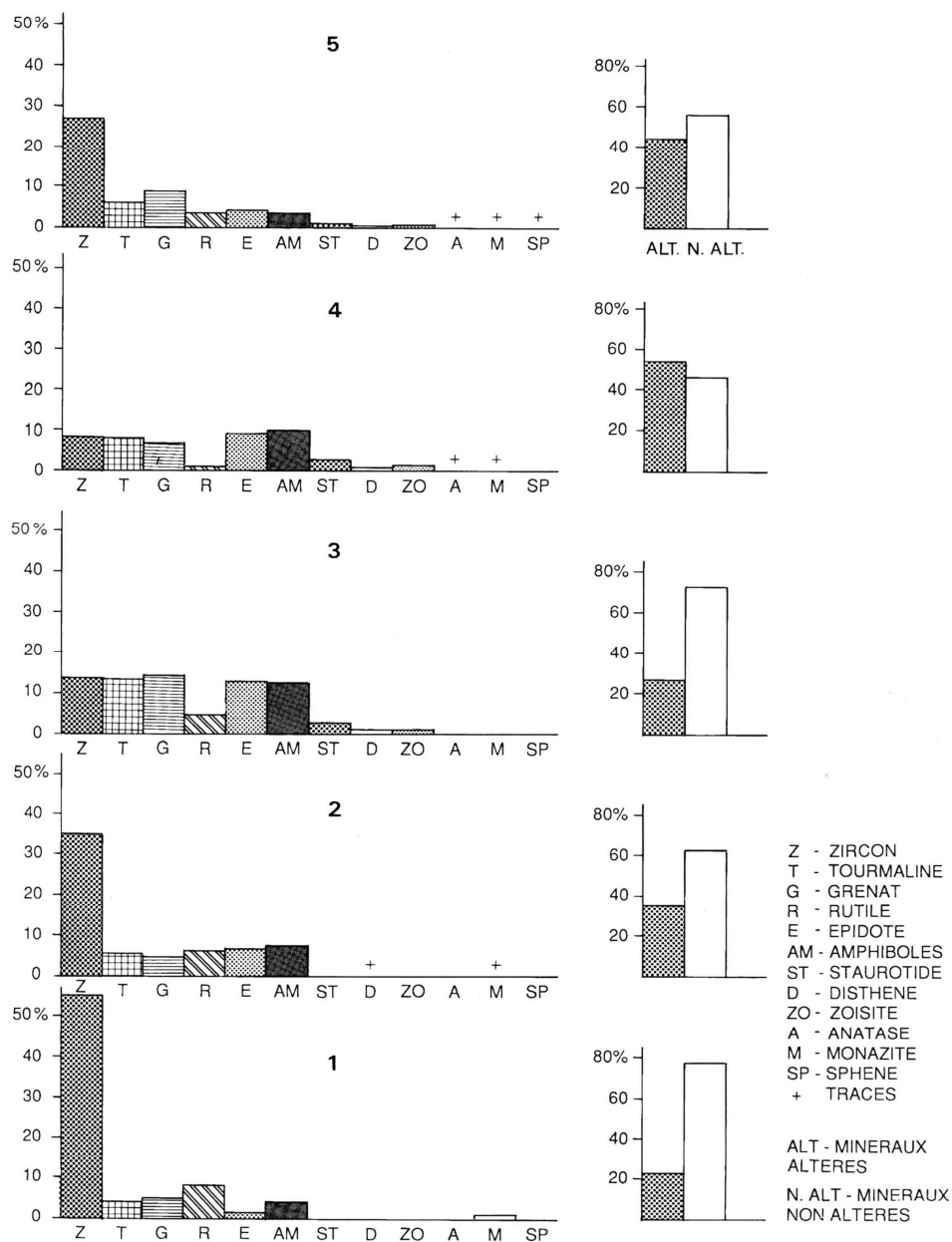


FIG. 6. - Minéraux lourds de la terrasse moyenne de l'oued makhrerouga.  
 FIG. 6. - Heavy minerals of the middle terrace of wadi Makhrerouga.

## 2) La basse terrasse

Un peu en aval (site 14), 1 à 2 m de dépôts viennent se plaquer sur la terrasse du Pléistocène moyen. Il s'agit de sables très gypseux à faunule de gastéropodes aquatiques dont le sommet est constitué par un encroûtement gypseux

polygonal. La calcite est présente avec des traces de quartz à la base; tous les deux disparaissent vers le sommet, tandis que la proportion de palygorskite augmente (de 75,5 à 82,5 %) comme celle des interstratifiés (de traces à 5 %), à l'inverse de la chlorite (de 14 % à 7 %). La faunule a fourni une date  $^{14}\text{C}$  de  $8\,010 \pm 160$  B.P. (Gif 8475).

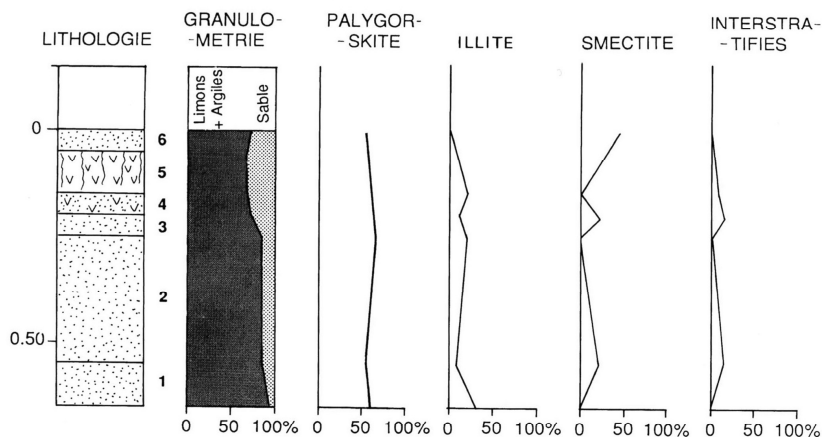


FIG. 7. — Caractérisation sédimentologique et minéralogique des dépôts lacustres d'Ez Zobbas.

FIG. 7. — Sedimentological and mineralogical characterization of Ez Zobbas lacustrine deposits.

### C) Les dépôts des niveaux de base

#### 1) Les dépôts lacustres d'Ez Zobbas

Au nord-ouest des sites précédents, l'oued el Kheneg s'achève au contact du Grand Erg Oriental. Là, dans une dépression orthoclinale dégagée dans les calcaires maestrichtiens (site 11, fig. 1), des dépôts à *Cerastoderma glaucum* se sont accumulés [Petit-Maire *et al.*, 1991].

On distingue, de haut en bas :

- 6 : sable jaune peu consolidé à tests d'ostracodes et fragments de characées, épaisseur : 5 cm,
- 5 : sable silteux gypseux, grésifié, à *Cerastoderma glaucum*, tests d'ostracodes et fragments de characées, épaisseur : 10 cm,
- 4 : sable gris, gypseux, à *Cerastoderma glaucum* et tests d'ostracodes, épaisseur : 5 cm,
- 3 : sable gris à tests d'ostracodes, épaisseur : 5 cm,
- 2 : sable gris, épaisseur : 30 cm,
- 1 : sable fin jaune, épaisseur visible : 10 cm.

L'origine éolienne de ces sables ne fait pas de doute (fig. 7) : ils sont très bien triés et très majoritairement irréguliers mats. Dépourvus de calcite, très peu quartzeux (ce qui a interdit une étude systématique de la morphoscopie des grains de 160  $\mu\text{m}$ ), ils sont gypseux, surtout dans la partie sommitale qui montre une diminution de la proportion de palygorskite à moins de 60 % tandis que celle de smectite dépasse 40 %. Les dépôts à *Cerastoderma glaucum*, incontestablement lacustres, s'individualisent par une augmentation des silts et argiles (maximum de 32,4 %), le minimum de palygorskite (51 %) et le maximum d'interstratifiés (15 %). Les *Cerastoderma* sont datés au  $^{14}\text{C}$  de 8 230  $\pm$  70 B.P. (Gif 8478).

#### 2) Les dépôts de la Graret Abdallah (site 12)

Niveau de base des oueds Makherouga et Abdallah, la Graret Abdallah est actuellement envahie par des barkhanoïdes. Le reg de dissociation d'une croûte calcaire qui la borde passe progressivement, vers le fond de la dépression, sous un remblaiement sableux d'origine fluviale car son sommet montre encore des rides de courant. Ce remblai-

ment a comblé des creux interdunaires et est actuellement détruit par la corrosion éolienne qui dégage ainsi une faune de gastéropodes, des *Helicella* en particulier, mais aussi des *Hydrobia* et *Bulinus* de taille moyenne. Ces coquilles ont été datées au  $^{14}\text{C}$  de 5 640  $\pm$  100 B.P. (Gif 8477).

## II. — INTERPRÉTATION

### A) Une terrasse du Pléistocène supérieur terminal

La terrasse moyenne de l'oued Makherouga nous semble devoir être datée du Pléistocène supérieur, au plus jeune, pour les raisons suivantes :

— *topographiquement*, elle est au-dessus de la basse terrasse. Son faciès sommital, le travertin calcaire, constitue le plancher de la vaste vallée commune des oueds Makherouga et Abdallah où il forme de petits dos de terrain ravinés par les dépôts holocènes qui se terminent par une croûte gypseuse comme au bordj Jenain ;

— *géomorphologiquement*, elle est emboîtée directement dans la terrasse attribuée généralement au Pléistocène moyen dans le Sud tunisien [Coque, 1962 ; Ballais *et al.*, 1983] même si, au niveau de la coupe-type, cet emboîtement est peu visible ;

— du point de vue *géochimique*, elle présente des caractéristiques uniques, inconnues dans l'Holocène :

- \* consolidation basale par un ciment calcaire,
- \* présence de nodules calcaires qui, en Tunisie ou en Algérie orientale, sont très abondants dans les formations pléistocènes et rares dans les formations holocènes [Ballais, Ben Ouedzou, 1992],
- \* altération des minéraux lourds,
- \* présence d'un travertin calcaire sommital.

Le seul obstacle à une attribution au Pléistocène reste donc la datation isotopique. Les difficultés de la datation des travertins au  $^{14}\text{C}$  sont connues et il faut indiquer qu'une première tentative, non concluante, de datation à l' $^{14}\text{U}/\text{Th}$ , avait fourni un âge d'environ 11 000 B.P. On peut donc penser que la date de 6 970  $\pm$  70 B.P. indique la dernière phase



de recristallisation des carbonates et non la phase de formation principale du travertin.

Cette terrasse montre donc une succession tout à fait caractéristique :

- à la base, des dépôts alluviaux dûs à des crues à compétence modérée transportant des cailloux, très probablement plus fréquentes et plus compétentes que les actuelles, ce qui suppose des pluies concentrées, probablement plus nombreuses qu'aujourd'hui,

- une diminution de la compétence des crues qui s'accompagne d'une pédogenèse modérée (couches 2 et 3) permettant la formation des nodules calcaires, sous un couvert végétal dense (steppe boisée à forêt claire). Cette phase suppose une abondance des précipitations très supérieure à l'actuelle (peut-être de l'ordre de 200 mm/an contre 52,3 mm à Remada aujourd'hui) ainsi qu'une meilleure répartition saisonnière, favorisant la pédogenèse par rapport aux crues,

- l'aridification commence ensuite, marquée par l'apparition puis par la concentration progressive du gypse dans le profil (couches 3 et 4),

- enfin, un retour à des conditions plus humides s'amorce dès la couche 5 qui comporte des coquilles de *Lymnea truncatula* MÜLLER, de rares *Biomphalaria pfeifferi* (KRAUSS) et des Hydrobiidae (*Ammicola* sp., diverses formes de *Mercuria confusa* FRAUENFELD), indiquant une nappe d'eau douce froide, peu profonde, à phragmitaie probable. La présence de quelques Helicellidae indique l'existence de formations herbacées toutes proches. Le dépôt du travertin calcaire se fait dans des conditions très comparables : une nappe d'eau douce peu profonde colonisée par des roseaux. Cependant, la substitution du carbonate au sulfate suppose une dissolution du premier dans le bassin-versant, donc l'existence d'une végétation, d'une pédogenèse, d'une circulation, éventuellement karstique, des eaux carbonatées qui implique une nouvelle amélioration du bilan hydrique, donc une situation très comparable à celle observée lors du dépôt de la couche 2.

## B) La basse terrasse de l'Holocène inférieur et moyen

### 1) La basse terrasse amont de l'oued Jenain présente le cas le plus simple

- Les dépôts grossiers de base indiquent, comme dans le cas précédent, la réapparition de crues à compétence modérée, cependant plus forte que les actuelles qui, si on en juge par celle de janvier 1990, ne font que remanier les sables du lit.

- La formation fine supérieure est riche en *Lymnaea natalensis* KRAUSS (forme *subauricularia*) et *Biomphalaria pfeifferi* (KRAUSS), espèces classiques des dépôts holocènes du Sahara, thermophiles, vivant dans les eaux calmes ou stagnantes parmi les débris végétaux. Ils sont accompagnés de *Bulinus* cf. *umbilicatus* MANDAHL-BARTH ainsi que de quelques *Hydrobia aponensis duveyrieri*. L'ensemble suggère l'existence d'une nappe d'eau douce pérenne où s'accumulent les silts. Le bilan hydrique est donc devenu très favorable dans le bassin versant vers 7 890 ± 90 B.P.

### 2) La basse terrasse des oueds Abdallah et Makhrouga

Elle présente une évolution contemporaine (vers 8 010 ± 160 B.P.) tout à fait comparable : accumulation de dépôts fins dans des nappes d'eau douce à gastéropodes abondants. Ici, la présence d'*Ancylus fluviatilis* permet d'affirmer l'existence, à côté de mares, d'eaux courantes bien oxygénées. L'assèchement se traduit également par une concentration de gypse, plus diffuse ici dans un bassin-versant presque exclusivement carbonaté.

### 3) Le lac d'Ez Zobbas

L'existence de lacs contemporains (8 230 ± 70 B.P.) des faciès palustres de la basse terrasse suppose un approvisionnement en eau très supérieur à l'actuel. Cependant, la présence de *Cerastoderma glaucum*, espèce oligohaline, suppose une salinité supérieure à 3 pour mille. Le lac pouvait être en partie alimenté par des sources d'eau douce (convenant à *Bulinus truncatus* (AUDOUIN), *Hydrobia* sp. et *Mercuria* sp.), émergence de la nappe phréatique de l'erg. Cependant, l'existence de mares très en amont, sans liaison avec cette nappe de l'erg, implique une augmentation significative des précipitations locales, même s'il n'est pas possible d'éliminer le rôle de précipitations lointaines ou/et antérieures sur la dynamique de la nappe de l'erg.

Certaines caractéristiques des dépôts montrent aussi une modification radicale des géosystèmes par rapport à l'Actuel. C'est ainsi que les couches à *Cerastoderma* se caractérisent par une granulométrie plus fine, un plus mauvais tri et une diminution de la proportion des grains irréguliers-mats qui, tous, indiquent une diminution des apports éoliens. Or, comme les dépôts lacustres sont actuellement entourés de barkhanoides, juste au pied du Grand Erg Oriental, cela signifie une stabilisation des dunes par une formation végétale, probablement herbacée, alimentée par des pluies locales relativement abondantes (plus de 100 mm/an, à l'évidence).

Dans le détail, la concentration progressive du gypse au sommet des dépôts accumulés dans ce lac montre la progression de l'aridité.

### 4) La basse terrasse de l'oued Jenain au bordj

La partie basale est constituée surtout de sables émoussés-luisants-irréguliers, caractéristiques d'un transport fluvial assez court. Plus particulièrement, le sommet de la couche 1, graveleux, indique le maximum de compétence jamais atteint, maximum modéré mais supérieur à celui des crues actuelles qui semblent atteindre rarement le bordj. La prédominance des sables alluviaux se maintient jusqu'à la couche 4.

Les couches médianes sont constituées d'un matériel non plus alluvial mais éolien (dans une proportion qui croît jusqu'à un maximum stable entre 75 et 85 % d'irréguliers-mats pendant que le pourcentage d'émoussés-luisants-mats s'effondre au-dessous de 10 %). Ce matériel éolien provient des dunes proches, alors fixées, mais il s'accumule dans des marécages riches en matière organique, en particulier vers 6 580 ± 350 B.P. quand des *Biomphalaria pfeifferi* (KRAUSS), *Lymnea truncatula* (MÜLLER) et *Succinea* cf. *pfeifferi* (ROSSM.) y vivent dans des eaux douces et froides probablement peuplées de roseaux.

Vers le haut, comme dans les cas précédents, l'augmentation de la proportion de gypse signe l'assèchement progressif jusqu'au dépôt de la croûte finale. Cette croûte est-elle purement évaporitique ou résulte-t-elle de la diagenèse d'un sol gypseux, il n'est pas possible de le dire, même si elle se marque, comme d'ailleurs dans les autres coupes, par l'augmentation du taux de smectite couplée à la diminution du taux de palygorskite. Dans le second cas, elle supposerait des précipitations contemporaines de l'ordre de 100 mm/an [Page, 1972].

## C) Conclusions

Il reste que le décalage de plus de 1 000 ans entre, d'une part, les dépôts des lacs et la basse terrasse des oueds

Abdallah, Makhrouga et Jenain (amont) et, d'autre part, ceux de la basse terrasse de l'oued Jenain (bordj) pose problème. On pourrait penser l'expliquer par les limites de la datation au  $^{14}\text{C}$ . Or, les datations obtenues montrent des sigmas faibles, à l'exception de celle du bordj Jenain. Par ailleurs, l'hétérogénéité du matériel daté et, en particulier, le fait qu'il n'a pas été possible d'effectuer toutes les datations sur les mêmes espèces d'escargots, ne nous semble pas suffisant pour expliquer cette différence. On peut tenter de résoudre cette contradiction en considérant que, comme au Tchad [Servant, 1973], dans les Ziban algériens [Ballais *et al.*, 1979], au Maroc [Lefèvre, 1985] et en Tunisie présaharienne [Ballais, 1991b], une phase sèche, au moins aussi sèche que l'actuelle, s'intercale entre les deux phases humides de l'Holocène inférieur et de l'Holocène moyen. Pendant cette phase sèche, la plupart des oueds auraient entaillé les dépôts meubles accumulés au cours de l'Holocène inférieur, dégageant ainsi la basse terrasse. En revanche, l'oued Jenain, à l'aval de son cours, n'aurait que partiellement entaillé ses dépôts, probablement par suite de l'accumulation d'un bouchon dunaire dans son lit, à l'image de la situation actuelle à Bir el Ma, quelques kilomètres à l'aval du bordj. Dans cette hypothèse, la couche 1, typiquement fluviatile, représenterait les vestiges de l'accumulation de l'Holocène inférieur, ravinés par la couche 2 à l'Holocène moyen, après la phase sèche.

Ainsi, la compétence plus forte des écoulements, révélée par la grossièreté des alluvions basales de la terrasse s'expliquerait aussi par un bilan hydrique plus favorable, permettant l'apparition de lacs. Par contre, à l'Holocène moyen, la compétence diminue, en liaison avec la disparition des lacs. Les derniers apports atteignant les niveaux de base locaux s'arrêtent vers  $5\,640 \pm 100$  B.P. (Graret Abdallah).

### III. - CONCLUSIONS

Cette étude, la première sur l'extrême-sud tunisien, confirme et nuance plusieurs conclusions concernant les terrasses récentes de Tunisie présaharienne et saharienne :

— la basse terrasse s'accumule lors des phases humides de l'Holocène, principalement pendant l'Holocène inférieur, contemporain des hauts niveaux des lacs sahariens (Petit-Maire *et al.*, 1993, 1994), et, à un moindre degré, pendant l'Holocène moyen, alors que cette seconde phase est aussi importante que la première dans les étages plus humides du climat méditerranéen,

— la phase sèche de l'Holocène inférieur terminal, qui pourrait se situer entre  $7\,890 \pm 90$  B.P. et  $6\,580 \pm 350$  B.P., provoque l'arrêt de l'accumulation et déclenche l'entaillage de cette terrasse. En fonction des conditions locales, cette entaille est plus ou moins importante,

— la vitesse d'accumulation minimum de la basse terrasse en Tunisie saharienne reste très moyenne (de l'ordre de 3 mm/an) au sein du Maghreb oriental [Ballais, 1991a],

— l'accumulation alluviale se termine par une concentration gypseuse (faciès évaporitique ou sol gypseux ?),

— l'humidité atteinte pendant ces périodes holocènes ne permet pourtant jamais la mobilisation des carbonates, comme au Pléistocène moyen et supérieur, elle se limite à une recristallisation du travertin,

— la basse terrasse holocène préhistorique est la dernière terrasse accumulée par les oueds : il n'existe pas de très basse terrasse holocène historique. Ceci confirme l'hypothèse [Ballais, 1993] selon laquelle, dans l'étage saharien, cette terrasse n'existe que si les géosystèmes ont été fortement anthropisés.

*Remerciements.* - Nous tenons à remercier très vivement Daniel Lefèvre et Jean-Paul Raynal pour leurs critiques constructives.

### Références

- BALLAIS J.-L. (1991a). - Vitesses d'accumulation et d'entaillage des terrasses alluviales holocènes et historiques au Maghreb oriental. - *Physo-Géo.*, **22/23**, 89-94.
- BALLAIS J.-L. (1991b). - Evolution holocène de la Tunisie saharienne et présaharienne. - *Méditerranée*, **4**, 31-38.
- BALLAIS J.-L. (1993). - Alluvial Holocene terraces in eastern Maghreb : climate and anthropogenic causes. In : LEWIN, WOODWARD, Eds., *Mediterranean Quaternary river environments.* - Balkema, Rotterdam (sous presse).
- BALLAIS J.-L., MARRE A. & ROGNON P. (1979). - Périodes arides du Quaternaire récent et déplacement des sables éoliens dans les Zibans (Algérie). - *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, **21** (2), 97-108.
- BALLAIS J.-L., LEVY A. & RISER J. (1983). - Les terrasses quaternaires du cours inférieur de quelques oueds du golfe de Gabès (Sud-Tunisien). - *Géol. Méditerr.*, **X** (2), 65-69.
- BALLAIS J.-L. & BEN OUEZDOU H. (1992). - Sables éoliens quaternaires entre les chaînes de Gafsa et du Cherb (Sud Tunisien). - *Zeitsch. für Geomorphologie*, Suppl.-Bd. **84**, 89-99.
- BUROLLET P.F., PETIT-MAIRE N., BALLAIS J.-L., FONTUGNE M., ROSSO J.-C. & LAZAAR A. (1992). - Evolution du Sahara tunisien au Pléistocène récent et à l'Holocène. In : *Déserts - Passé, présent, futur.* - C.T.H.S., *116<sup>e</sup> Cong. Nat. Soc. Sav. Chambéry*, 23-29.
- COQUE R. (1962). - La Tunisie présaharienne. - A. Colin, Paris, 476 p.
- LEFEVRE D. (1985). - Les formations plio-pléistocènes du bassin de Ksabi (Moyenne Moulouya, Maroc). - Thèse Univ. Bordeaux I, 243 p.
- PAGE W.D. (1972). - The geological setting of the archaeological site at oued el Akarit and the palaeoclimatic significance of gypsum soils (S. Tunisian). - PhD Thesis, Univ. of Colorado, 111 p.
- PERVINQUIÈRE L. (1912). - Sur la géologie de l'Extrême-Sud tunisien et de quelques points de la Tripolitaine. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, (5), **XII**, 143-193.
- PETIT-MAIRE N., BUROLLET P.F., BALLAIS J.-L., FONTUGNE M., ROSSO J.-C. & LAZAAR A. (1991). - Paléoclimats holocènes du Sahara septentrional. Dépôts lacustres et terrasses alluviales en bordure du Grand Erg Oriental à l'extrême-Sud de la Tunisie. - *C.R. Acad. Sci.*, Paris, **312** (II), 1661-1666.
- PETIT-MAIRE N., PAGE N. & MARCHAND J. (1993). - The Sahara in the Holocene. Map 1/5 000 000. - LGQ, Marseille.
- PETIT-MAIRE N., SANLAVILLE P. & ZHONGWEI Y. (1994). - Changements globaux et paléoclimats : la zone de transition afro-asiatique au cours des derniers 140 000 ans. - *Géochronique*, **50**, 16-19.
- SERVANT M. (1973). - Séquences continentales et variations climatiques : évolution du bassin du Tchad au Cénozoïque supérieur. - Thèse ès-Sciences, Paris, 348 p.