Essai de corrélation des formations quaternaires continentales et marines dans les alentours du golfe de Gabès

Hédi BEN OUEZDOU[1]

Résumé : *Trois terrasses fluviales sont identifiées dans la plaine côtière de Gabès entre l'oued Akarit et l'oued Zigzaou. Elles sont emboîtées dans un dépôt continental d'âge finitertiaire à quaternaire ancien. La formation Graîba, la plus ancienne, peut être attribuée au Pléistocène moyen (dépôt grossier à croûte calcaire renfermant des silex taillés, probablement acheuléens). La formation Akarit qui date du Pléistocène supérieur et du début de l'Holocène (dépôt fin à croûte gypseuse), peut être subdivisée en deux membres : Akarit I à industrie moustérienne ; Akarit II à industrie à lamelles. Une basse terrasse, grossière et peu étendue à l'amont, fine et très étendue à l'aval, est d'âge holocène. L'analyse des relations entre les dépôts continentaux et les dépôts marins montre que la formation Graîba est antérieure à la formation Rejiche eutyrrhénienne, laquelle est plus ancienne que la formation Akarit. La basse terrasse holocène est légèrement postérieure au maximum transgressif versilien de +2 m.*

Mots-clés : Quaternaire - Dépôts marins - Dépôts continentaux - Tunisie.

Abstract : **A correlation between marine and continental quaternary formations around the gulf of Gabes (Tunisia).** *On the coastal plain, between oued Akarit and oued Zigzaou, three fluvial terraces are identified. They are younger than a continental deposit whose age ranges from late Tertiary to lower Quaternary. The Graîba formation, the oldest one, can be attributed to the middle Pleistocene (coarse deposits covered by a calcareous crust and containing artefacts probably of Acheulean age). The Akarit formation is attibuted to the upper Pleistocene (fine deposits covered by a gypsum crust). It can be subdivided into two membres : Akarit I with the so-called industrie à lamelles. The lower Holocene terrace is coarse and narrow in the upper course of the wadis, fine and wide in the lower course. The analysis of the relationship between continental formations and marine formations, suggests thats the Graîba formation was deposited prior to the Rejiche formation (Eutyrrhenian), which is older than the Akarit formation. The Holocene terrace was formed after the Versilian transgressive maximum at about 2 m.*

Key words : Quaternary - Marine deposits - Continental deposits - Tunisie.

(1) *Centre des Sciences de la Terre. Institut National de Recherche Scientifique et Technique B.P. 95, Hammam Lif, 2050 Tunisie.*

En Tunisie les essais de corrélation entre les formations marines et continentales du Quaternaire ne sont pas nombreux. La première tentative revient à CASTANY (1956) qui a distingué successivement du bas en haut :

1. des conglomérats à croûte calcaire à Hélicidés, attribués au « complexe villafranchien - silicien » et dont la limite supérieure se situe à l'Acheuléen évolué ;
2. en discordance sur les précédents, des dépôts tyrrhéniens à Strombes (*Strombus bubonius*) ainsi qu'une haute terrasse continentale. Cet ensemble débute au Moustérien. Sur le littoral au cours de la régression post-tyrrhénienne, des dunes succèdent, aux dépôts à Strombes, tandis que sur le continent, la phase d'accumulation s'est prolongée sans rupture ;
3. une seconde terrasse, basse, s'emboîte dans la première. Cette basse terrasse est contemporaine du Capsien et elle se raccorde à des dépôts de sebkhat et des dunes.

Un second essai a été tenté par COQUE (1962), lequel a mis en évidence la postériorité du glacis moustérien, glacis 2, par rapport aux dépôts marins à Strombes. Il attribue ces derniers au Tyrrhénien II. La basse terrasse capsienne, plus récente, s'emboîte dans l'ensemble.

BALLAIS (1972, 1973) en étudiant la sebkhat En noual et les dépôts marins de la Skira, a présenté le schéma suivant :

1. un glacis à croûte gypseuse qui constitue l'équivalent du glacis moustérien (glacis 2, de COQUE), s'est élaboré lors d'une période de bas niveau marin ;
2. ce glacis a été attaqué en falaise au cours d'une transgression marine ;
3. durant une phase de régression marine (−3 m) s'est développé le glacis terrasse 1, non encroûté (basse terrasse).

Au Cap Bon, FOURNET (1982), étudiant la coupe du canal d'El Haouaria, distingue de bas en haut :

1. des dépôts marins, puis continentaux, qu'il attribue au Quaternaire moyen ;
2. un complexe marin tyrrhénien qui serait un modèle schématique de cycle sédimentaire marin ;
3. des épandages colluviaux superficiels appartenant au Quaternaire récent continental.

Dans la même région du Cap Bon, BONVALLOT et PASKOFF (1983), étudiant les « couches rouges » du littoral en ont identifié trois générations : la première, du bas vers le haut, qui sépare la formation Douira (Tyrrhénien ancien) de la formation Rejiche (Eutyrrhénien), est d'âge tyrrhénien ; la seconde (formation Aïn Oktor) correspond au début du Würm ; la troisième (formation Dar Chichou) date du Würm final. Ces couches rouges sont séparées les unes des autres par des formations éoliennes. Ainsi, une dune consolidée (formation Capblanc) s'intercale entre les formations Aïn Oktor et Dar Chichou ; celle-ci est surmontée par une éolianite (formation Sidi Salem), d'âge holocène.

Ces études anciennes ou ponctuelles n'abordent pas suffisamment la stratigraphie des terrains continentaux. Cependant, la mise au point d'un schéma stratigraphique complet et précis du Quaternaire marin de Tunisie (PASKOFF et SANLAVILLE, 1983) nous incite à proposer ici un essai basé sur les travaux que nous avons menés dans la région du golfe de Gabès (Ben OUEZDOU, 1983, 1984).

CADRE GÉOLOGIQUE ET MORPHOLOGIQUE

La plaine côtière du golfe de Gabès, caractérisée par une altitude moyenne d'environ 50 m et par une inclinaison générale faible vers la mer, s'étend entre l'oued Akarit, au nord, et l'oued Zigzaou, au sud. A l'ouest (fig. 1) cette plaine est bordée par :

— la terminaison nord-est du Dahar, constituée essentiellement de séries dolomitiques et carbonatées d'âge crétacé [1], ayant un faible pendage général vers l'ouest, et dont le modelé se présente sous la forme de crêtes d'orientation méridienne, bien visibles à l'ouest de Mareth ;
— l'ensemble des jebels, Edkila et Sidi Salah, peu élevés, et formés uniquement de calcaire sénonien à léger pendage, de 5°, vers le sud-est ;
— le jebel Eddissa correspondant à une cuesta d'orientation méridienne, regardant vers l'ouest. La corniche de cette cuesta est formée par une dolomie massive, grise, à rognons de silex d'âge cénomanien supérieur à turonien pp., reposant sur des argiles, des dolomies et du gypse du Cénomanien inférieur à moyen. Ces différentes séries ont un pendage faible de 3° vers le sud-est.

Bordée par des reliefs, relativement marqués, la plaine côtière a été le siège d'une accumulation continentale attribuée au Mio-Pliocène sans plus de précision. Il s'agit d'argiles gypseuses rouges et vertes avec des passées conglomératiques fortement consolidées épaisses de 0,5 m. Par endroits, des bancs sableux ou gréseux, d'épaisseur comprise entre 0,5 m et 1,5 m, s'intercalent en lentilles dans la série argileuse. L'épaisseur totale de cet ensemble est variable mais peut atteindre 60 m.

Cette série argileuse est recouverte par un conglomérat à ciment calcaire de 0,5 m à 1,5 m d'épaisseur surmonté par une croûte calcaire de couleur saumon

(1) *La description lithologique et les attributions stratigraphiques pour les séries mésozoïques ont été réalisées par H. ZOUARI dans le cadre du levé des cartes géologiques de Mareth et de Gabès au 1/100 000 (en cours de publication).*

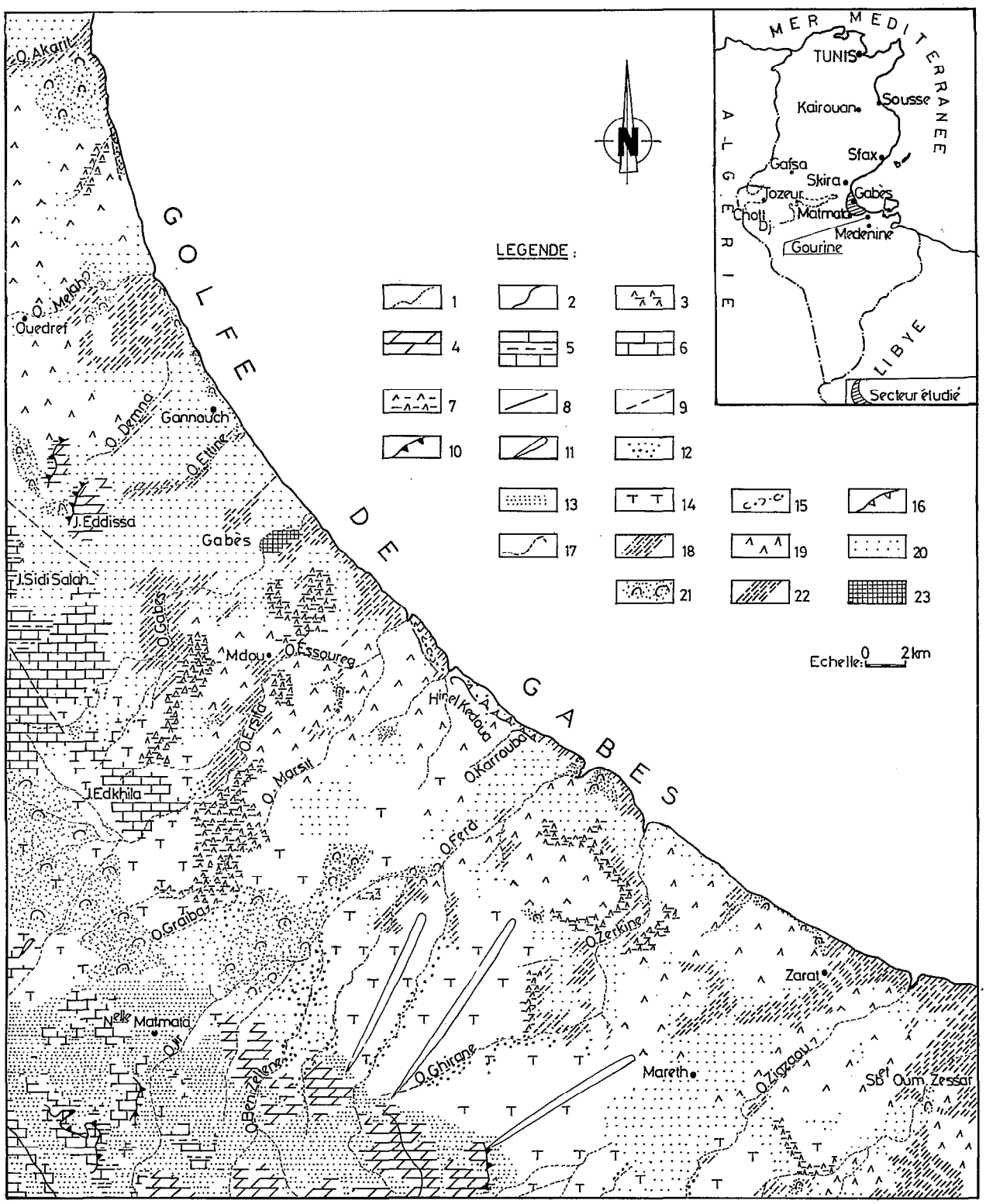


Fig. 1. — Carte géomorphologique simplifiée de la plaine côtière du Golfe de Gabes. 1 : Oued ; 2 : Ligne de crête ; 3 . Alternance de gypse et d'argile, Cénomanien ; 4 : Dolomie, Cénomanien-Turonien p.p ; 5 : Alternance de calcaire et de marne, Turonien pp. — Coniacien ; 6 : Calcaire, Santonien-Campanien ; 7 : Argile gypseuse, Mio-Pliocène ; 8 : Faille ; 9 : Faille probable ; 10 : Cuesta ; 11 : Glacis d'érosion, Pléistocène inférieur ; 12 : Dépôt grossier de haute terrasse, Formation Graïba, Pléistocène moyen ; 13 : Limons à concrétions calcaires ; 14 : Croûte calcaire ; 15 : Dépôt marin, Eutyrrhénien ; 16 : Falaise morte, Eutyrrhénien ; 17 : Ligne de rivage, Eutyrrhénien ; 18 : Dépôt fin de moyenne terrasse et de glacis d'accumulation, Formation Akarit, Pléistocène supérieur-Holocène ; 19 : Croûte gypseuse ; 20 : Dépôt de basse terrasse et épandage de limon récent ; 21 : Dunes ; 22 : Sol argileux de Sebkhat ; 23 : Espace bâti.

qui peut dépasser 20 cm. Celle-ci, relativement bien conservée à l'Ouest, sur le piedmont, est de plus en plus démantelée lorsqu'on s'approche de la mer et ne subsiste plus, le long du rivage, qu'à l'état de petits lambeaux témoins de son extension initiale. Elle y est remplacée par une croûte gypseuse plus récente. Elle fossilise une surface qui correspond à un ancien glacis d'érosion, fortement disséqué par le réseau hydrographique depuis son élaboration. Cette croûte calcaire saumon, traditionnellement attribuée au Villafranchien (POMEL, 1884, THOMAS 1907-1913, SEURAT, 1927, COQUE, *op. cit.*), s'étend largement dans la Jeffara.

Du point de vue morphologique, ce matériel mio-plio-villafranchien constitue, dans la plaine côtière, l'ossature de la topographie : buttes et lanières d'interfluve qui séparent les grands axes du réseau hydrographique dans lesquels s'emboîtent les dépôts du Pléistocène moyen et supérieur et ceux de l'Holocène.

LES DÉPÔTS DU QUATERNAIRE CONTINENTAL DANS LA PLAINE COTIÈRE DU GOLFE DE GABÈS

Les ensembles morphologiques et lithologiques

Quatre ensembles morphologiques et lithologiques successifs sont distingués dans la plaine côtière.

LA HAUTE TERRASSE (fig. 1 et 2)

Elle est visible le long des cours supérieur et moyen des principaux oueds qui descendent des monts des Matmata (oueds Ersifa, Graïba, Jir et ses affluents, El Ghirane et Zigzaou). De rares témoins en subsistent le long des cours inférieurs des oueds Ferd et Zigzaou. Haute de 5 m au maximum et s'emboîtant dans les séries mio-plio-villafranchiennes, cette terrasse a une largeur variant de quelques mètres à plusieurs centaines de mètres. Son matériel très hétérométrique est constitué de blocs, de galets et de sable grossier et fin. Les galets, moyennement émoussés et aplatis en forment cependant l'essentiel. Ces divers éléments calcaires et dolomitiques, proviennent directement des terrains crétacés des monts des Matmata.

Des lentilles de limons rouges à beiges, à concrétions calcaires, de développement variable, s'intercalent parfois dans les formations grossières. Le dépôt, meuble à la base, est caractérisé par une consolidation croissante des éléments vers le haut où se développe un encroûtement friable et/ou une croûte calcaire en dalles ou en feuillets. Mais l'aspect le plus fréquent est celui d'un poudingue par cimentation des éléments détritiques.

LES LIMONS À CONCRÉTIONS ET À CROÛTES CALCAIRES

Un volume considérable de limons (REGAYA, 1983) appelés aussi « lœss » (COUDÉ-GAUSSEN *et al.*, 1983) colmate les cuvettes intra-montagneuses telles celles de Matmata, de Techine et de Béni-Zeltène. Ces limons, dont l'épaisseur peut dépasser 15 m, montrent plusieurs séquences de couleurs différentes et plus ou moins carbonatées, ainsi que des niveaux de croûtes calcaires et des paléosols. D'origine incontestablement éolienne, ils ont subi une évolution complexe depuis leur dépôt (REGAYA, *op. cit.*).

Des limons du même type, à concrétions calcaires, s'étalent également dans la plaine côtière et sur la bordure septentrionale du Dahar. Il s'agit d'un placage éolien peu épais (2 m environ) sur les versants calcaires et dolomitiques et sur le matériel mio-plio-villafranchien des lanières d'interfluve. Le long des oueds, ces limons fossilisent le dépôt grossier de la haute terrasse : c'est ainsi que dans l'oued Jir, deux mètres de limons à concrétions calcaires surmontant les formations alluviales grossières, montrent trois niveaux distincts (fig. 3) : l'inférieur de couleur rougeâtre est fortement compacté ; il est surmonté par un niveau plus clair parsemé de concrétions calcaires ; le supérieur est formé d'une croûte calcaire épaisse d'environ 20 cm.

LA MOYENNE TERRASSE ET LE GLACIS D'ACCUMULATION (fig. 4)

Entre Gabès et l'oued Akarit, un glacis d'accumulation, entaillé par les oueds sur plus d'une dizaine de mètres de hauteur s'étend depuis le jebel Eddissa et le Dhar ouedref jusqu'à la mer. Il est attaqué en falaise vive au sud de l'embouchure de l'oued Akarit. Entre Gabès et l'oued Zigzaou, une terrasse qui s'emboîte souvent dans l'ensemble mio-plio-villafranchien et, plus rarement, dans la haute terrasse, de largeur variable : elle peut en effet se présenter sous forme d'une banquette, comme à l'oued El Ghirane, ou d'une plaine de remblaiement large d'un kilomètre le long des oueds Jir et Essoureg. Cette moyenne terrasse et le glacis d'accumulation révèlent des matériaux limoneux et argileux gypsifères à cristallisation de type « rose des sables » légèrement compactés, de couleur variable (rouge, blanc, beige, jaune) et épais de 3 à 15 m. Des lits, contenant de la matière organique, noirâtres, centimétriques à métriques sont visibles en plusieurs endroits dans les berges des oueds Akarit, Gabès, Essoureg et Marsit. Quelques passées lenticulaires grossières, s'intercalent au sein de la formation limono-argileuse. Au sommet se développe une croûte gypseuse de quelques centimètres à 1,5 m de puissance.

LA BASSE TERRASSE

Une basse terrasse, partout présente le long des oueds, s'emboîte indifféremment dans le Mio-Plio-Villafranchien, la haute ou la moyenne terrasse. Peu

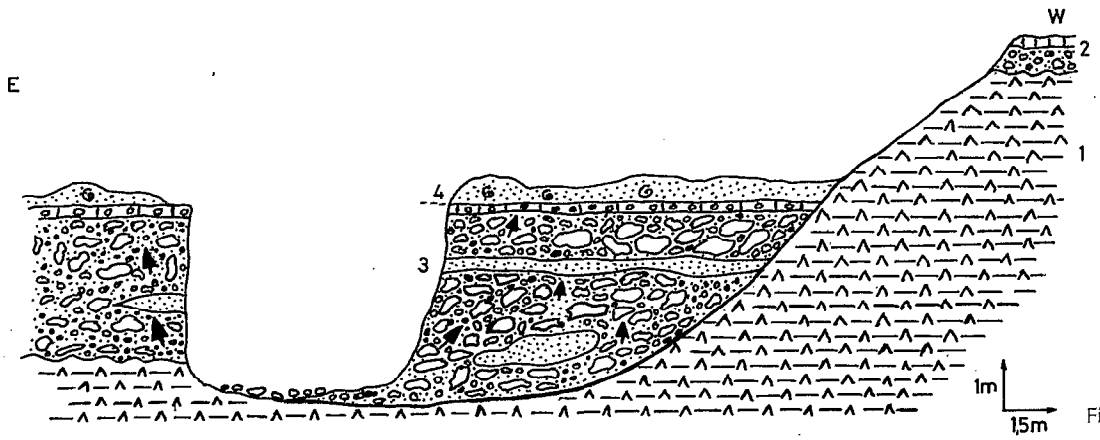


Fig. 2

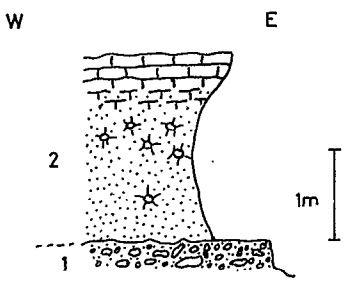


Fig. 3

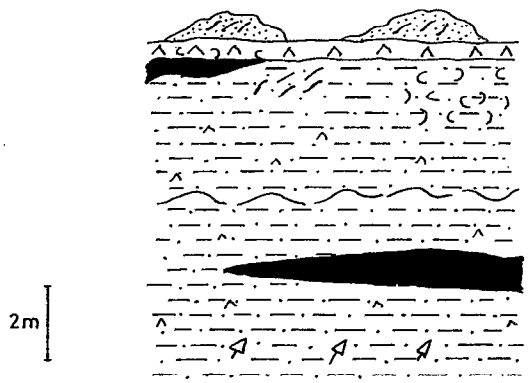


Fig. 4

Fig. 2. — La haute terrasse de l'oued Graïba. 1 : Mio-Pliocène ; 2 : Pléistocène inférieur ; 3 : Formation Graïba, Pléistocène moyen ; 4 : Holocène et actuel.
(Voir aussi légende en bas de la page 91)

Fig. 3. — Les limons à concrétions et à croûte calcaire de l'oued Jir. 1 : Conglomérat de la haute terrasse ; 2 : Limons à concrétions et à croûte calcaire.
(Voir aussi légende en bas de la page 91)

Fig. 4. — Coupe Synthétique du glacis d'accumulation à l'oued Akarit.

Fig. 5. — Biface trouvé dans la formation Graïba.

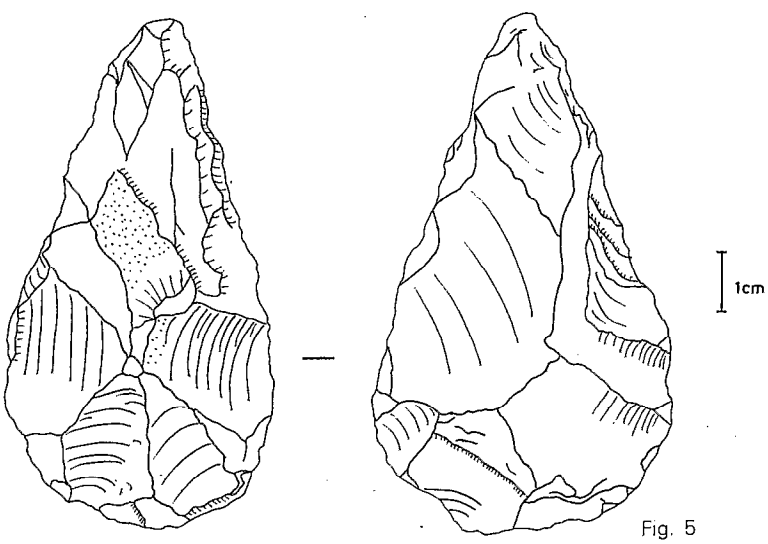


Fig. 5

Tableau I
Les formations quaternaires des alentours du golfe de Gabès

AGE				DOMAINE CONTINENTAL				DOMAINE MARIN ET LITTORAL	
				Formes et Dépôts		Datations radiométriques ans B.P.	Préhistoire et Archéologie	Formes et Dépôts	Datations radiométriques ans B.P.
QUATERNAIRE	HOLOCENE	VERSILIEN		Erosion			Tessons de porterie romaine		
				Dépôt de la basse Terrasse		5195		Eolianite, Formation Sidi Salem	4210
								Cordons littoraux à +2m	6400
				Erosion					
	PLEISTOCENE	SUPERIEUR		Croûte gypseuse Dépôt Limono-argileux, de glacis d'accumulation et de moyenne terrasse.	AKARIT II	8000	Industrie à Lamelles		
					AKARIT I				
				FORMATION AKARIT		30 000	Moustérien		
			TYRRHENIEN	Erosion				Grés calcaire oolithique. Cordon littoral à galets consolidés. (strombes) +6m	
								Formation Rejiche.	
		MOYEN		Croûte calcaire Epandage de limons a concrétions calcaires dépôt grossier de haute terrasse			Acheuléen Final		
				FORMATION GRAIBA					
		INFERIEUR		Croûte calcaire Saumon et conglomérat. Glacis d'érosion					
TERT	MIO-PLIOCENE			Argiles gypseuses et conglomérats.					

étendue dans le cours amont des oueds où elle se présente sous la forme d'une banquette, elle s'élargit souvent vers l'aval atteignant 1 km. Le dépôt, épais de 2 m environ, révèle un granoclassement longitudinal : formé essentiellement de galets et de graviers à la sortie du système montagneux, il devient de plus en plus fin vers l'aval.

Datation de ces ensembles

Les dépôts de la haute terrasse ainsi que ceux de la moyenne terrasse contiennent un abondant outillage lithique appartenant à trois civilisations distinctes.

a) Nous avons trouvé des silex taillés à débitage levallois dans les dépôts grossiers de la haute terrasse des oueds Graïba, Ferd, Béni-Zelten. Il s'agit dans l'ensemble de *nucléus* levallois, de racloirs, de pièces à retouche biface et d'un fragment de lame à débitage levallois. A l'oued Zigzaou 2 km en aval de son recoupement par la route GP1, dans le matériel grossier de la haute terrasse, un biface de petite taille, à arêtes rectilignes, non roulé (fig. 5), appartient à la catégorie des bifaces ficrons (BORDES, 1962) et date vraisemblablement de l'Acheuléen final [1].

b) Les séries limono-argileuses de la terrasse moyenne et du glacis d'accumulation renferment dans leur partie inférieure une industrie moustérienne. Un abondant matériel lithique (450 pièces environ) a été attribué au Moustérien par GOBERT (1962) à la suite d'une fouille pratiquée sur la rive droite de l'oued Akarit à l'emplacement des sources aujourd'hui captées (COQUE, *op. cit.*, PAGE, 1972). D'autre part, nous avons découvert des silex taillés dans un mètre et demi d'argiles grises de la partie inférieure des matériaux de la moyenne terrasse à l'oued Gabès, dans un banc grossier intercalé dans des argiles en bordure de l'oued Essoureg au niveau de l'oasis de Mdou (fig. 6). Parmi les pièces recueillies, à l'oued Gabès figure une pointe moustérienne.

c) Vers le sommet du dépôt une industrie à lamelles a été signalée à l'oued Akarit, trois stations différentes ont été reconnues et fouillées (GOBERT, et HOWE, 1952, GOBERT, *op. cit.*). De part et d'autre de la route Gabès — Sfax, à 200 m au nord de l'oued Akarit, l'outillage lithique recueilli dans les stations A et B de GOBERT (*op. cit.*), est emballé dans des limons jaunâtres reposant sur la croûte gypseuse. A 800 m en aval, dans la station C de GOBERT (*op. cit.*), la croûte gypseuse scelle, au contraire, l'horizon à lamelles. A l'oued Zigzaou, au niveau de son recoupement par la route Gabès-Medenine, un autre site à lamelles a été repéré sous la croûte gypseuse. Enfin, des lamelles ont été prélevées au sud de Borj Zarat, sans qu'il soit possible de déterminer leur position par rapport à la croûte gypseuse.

DISCUSSION (tabl. I)

a) La haute terrasse ne peut donc être plus ancienne que l'Acheuléen final, âge accordé au biface récolté dans ce dépôt grossier. D'autre part, elle ne peut être plus récente que le Moustérien puisque ce dernier se trouve à la base du dépôt fin de la moyenne terrasse emboîtée dans la précédente. Nous désignons le dépôt grossier à croûte calcaire de la haute terrasse par l'appellation *formation Graïba*, du nom de l'oued Graïba où elle est bien caractérisée (BEN OUEZDOU, *op. cit.*). Il est donc permis de situer la période de la mise en place de la formation Graïba à l'Acheuléen final et de lui attribuer un âge Pléistocène moyen (Riss).

b) Plusieurs datations radiométriques ont été obtenues sur le matériel de la moyenne terrasse et du glacis d'accumulation provenant de l'oued Akarit. Un âge voisin de 28 000 ans B.P. (PAGE, *op. cit.* FONTES *et al.*, 1983) a été attribué à la base visible du dépôt de l'oued Akarit dans laquelle a été découverte l'industrie moustérienne. Mais cet âge prête à discussion car il paraît trop récent pour le Moustérien. Trois hypothèses peuvent être envisagées : soit le Moustérien de l'oued Akarit est particulièrement tardif, soit les artefacts moustériens sont remaniés (PAGE, *op. cit.*), soit la limite de fiabilité de la technique du C14 est atteinte. Des Cardium, situés sous la croûte gypseuse ont été datés d'environ 8 000 ans B.P. (PAGE, *op. cit.* ; PASKOFF et SANLAVILLE, *op. cit.* ; FONTES *et al., op. cit.*). Ils proviennent d'une couche argileuse qui a livré latéralement une industrie à lamelles. Nous proposons de désigner l'ensemble moyenne terrasse — glacis d'accumulation par le terme de formation Akarit, contrairement à PAGE (*op. cit.*) qui distingue une formation Akarit et une formation Demna [2] séparées par un niveau d'érosion à galets de croûte gypseuse. En effet, les matériaux permettant une datation, présents à l'oued Akarit, manquent totalement à l'oued Demna si bien qu'il semble plus logique de désigner l'ensemble par le terme Formation Akarit laquelle sera subdivisée, lorsque cela est possible en Akarit I pour le membre inférieur à industrie moustérienne et en Akarit II pour le membre supérieur à industrie à lamelles. Leur mise en place est du Pléistocène supérieur et du début de l'Holocène.

c) La basse terrasse, nettement emboîtée dans la moyenne terrasse, est d'âge holocène. En effet, une datation radiométrique (STEINMAN et BARTELS, 1982) a fourni un âge de 5 195 ± 105 ans B.P. pour la base du dépôt lequel s'est poursuivi durant la période de historique (des tessons de poterie romaine ayant été trouvés vers le sommet de la terrasse de l'oued Gabès).

d) La position stratigraphique du complexe des limons à concrétions calcaires n'est pas facile à déter-

(1) *Nous remercions A. GRAGUEB de l'Institut d'Archéologie et d'Art, de Tunis, pour la détermination du biface.*

(1) *Du nom de l'oued Demna qui se trouve 4 km au nord de Gabès.*

miner. COUDÉ-GAUSSEN *et al.*, (*op. cit.*) distinguent plusieurs phases de mise en place, la plus récente datant de 12 000 à 10 000 ans B.P., donc de la fin du Pléistocène supérieur, alors que la plus ancienne se situe au-delà de la limite de la technique du C^{14}. Les observations de terrain, sur la bordure septentrionale des monts de Matmata et dans la plaine côtière entre Nouvelle Matmata et Mareth, permettent d'apporter quelques éléments nouveaux à verser au dossier. Partout où nous avons pu observer leur contact avec les autres formations quaternaires, les limons à concrétions calcaires viennent se superposer au dépôt grossier de la haute terrasse et appartiendraient par conséquent au cycle morpho-climatique qui a permis la mise en place de la formation Graïba. Ils dateraient donc du Pléistocène moyen et seraient bien antérieurs à la formation Akarit, nettement emboîtée dans la formation Graïba. Par contre, sur ce piedmont septentrional, nous ne constatons nulle part la présence de limons contemporains de la formation Akarit équivalents de ceux des phases récentes identifiées par COUDÉ-GAUSSEN *et al.*, (*op. cit.*). Mais ceci n'exclut cependant pas que des phases de dépôt plus récentes aient pu avoir lieu sur le plateau des Matmata et sur ses bordures orientales et occidentales. Le problème de l'extension géographique des différentes phases de dépôts de limons reste donc posé ainsi que ceux de leur durée et du volume accumulé.

Signification climatique de ces ensembles

Les quatre ensembles morphologiques et les faciès des dépôts qui les caractérisent fournissent des renseignements sur l'évolution paléoclimatique de la région.

Pendant le Pléistocène inférieur et moyen le conglomérat sommital reposant sur les argiles rouges du Mio-Pliocène et le dépôt grossier de la formation Graïba témoignent de l'occurrence d'un climat favorisant la fragmentation du matériel rocheux sur les bassins versants et son transport par des écoulements violents depuis les Matmata à une plaine côtière probablement plus étendue qu'aujourd'hui. Cette période du Pléistocène inférieur et moyen est aussi caractérisée par la mobilisation du calcaire aboutissant, à la fin de chaque cycle, à la formation d'une croûte calcaire dont la plus récente est celle qui couvre les limons. Par contre, au Pléistocène supérieur et à l'Holocène se forment plutôt des croûtes gypseuses. Il y a là, semble-t-il, l'indice d'une coupure climatique nette avec la fin du Pléistocène moyen. Notons à ce sujet que COQUE (*op. cit.*) plaçait une coupure climatique nette au Villanfranchien avec la formation de la croûte calcaire saumon qu'il considérait comme l'unique croûte calcaire du Sud Tunisien.

Au Pléistocène supérieur et à l'Holocène, la tendance du climat vers l'assèchement s'affirme de plus en plus. L'époque du dépôt de la formation Akarit est marquée par une production très limitée de matériel grossier à l'amont des bassins versants. Les dépôts fins de la terrasse moyenne résultent plus d'un remaniement des séries mio-pliocènes à l'affleurement dans la plaine côtière que d'un apport depuis les monts des Matmata. L'amincissement des dépôts de la formation Akarit, de l'aval vers l'amont, ainsi que les traces d'hydromorphie qu'ils révèlent caractérisent une accumulation régressive sur des terrains à faible pente et dans des zones d'épandage. En outre, cette période est caractérisée par une mobilisation du gypse, plus soluble que le calcaire. Il y a formation d'une croûte gypseuse à la fin du cycle climatique au cours duquel est développée la moyenne terrasse. L'absence de croûte dans la basse terrasse serait dûe à une accentuation de l'aridification au cours de la seconde moitié de l'Holocène. L'hypothèse d'une diminution de l'intensité des pluviaux durant le Quaternaire (COQUE, *op. cit.*) semble confirmée.

LES DÉPÔTS DU QUATERNAIRE MARIN DE LA PLAINE CÔTIÈRE DU GOLFE DE GABÈS

Les dépôts tyrrhéniens

Vers 100 000 ans B.P., une transgression marine qui a intéressé toute la côte orientale de la Tunisie a laissé des dépôts visibles sur le littoral du golfe de Gabès. Elle est d'âge eutyrrhénien et est désignée sous le nom de formation Rejiche (PASKOFF et SANLAVILLE, *op. cit.*).

La ligne de rivage eutyrrhénienne (fig. 1) est en gros parallèle au littoral actuel, entre l'oued Akarit et l'oued Zigzaou. Mais, entre la sebkhat Oum Zessar et Jorf, elle décrit deux golfes dont l'un est bien prononcé (environ 3 km). Une topographie préétablie est probablement à l'origine de ces anomalies.

La formation Rejiche eutyrrhénienne présente divers faciès : le faciès classique de grès calcaire oolithique à Strombes de couleur blanche et pauvre en coquilles marines, affleure de la Sebkhat Oum Zessar à Jorf. Dans le secteur de Gourine, un niveau grossier coquillier, formé de galets du même matériel et de sable, ravine le grès calcaire oolithique (fig. 7) mais, disparaissant latéralement, il ne traduit pas nécessairement un changement positif notable du niveau de la mer. L'existence de galets de grès calcaires oolithiques dans l'ensemble grossier ravinant peut en effet être due à une variation temporaire de l'énergie des vagues et une modification locale du tracé de la côte qui auraient permis à la mer de s'avancer sur un matériel consolidé en beach rock.

Deux cordons parallèles, contenant des coquilles marines à leurs sommets sont visibles à l'est de Gourine. Ils correspondent vraisemblablement à des rides d'avant-côte ou à des cordons de plage. Ils témoignent du stationnement de la mer tyrrhénienne lors de sa régression.

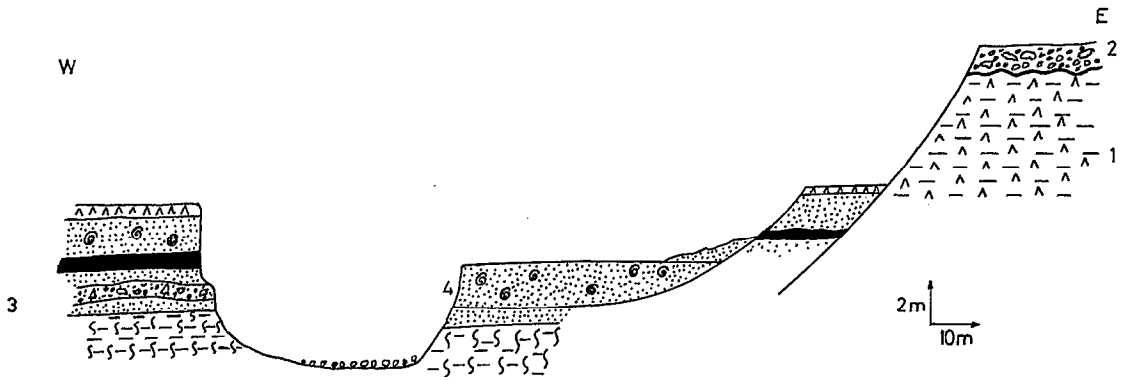


Fig. 6. — Les terrasses de l'oued Essoureg. 1 : Mio-Pliocène ; 2 : Pléistocène inférieur ; 3 : Pléistocène supérieur — Holocène, Formation Akarit ; 4 : Holocène et actuel.

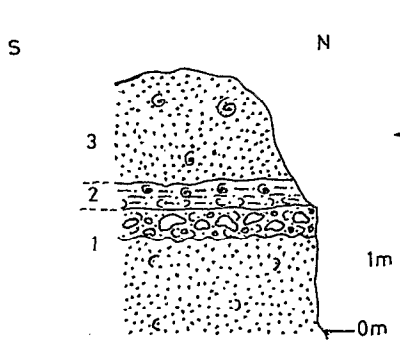
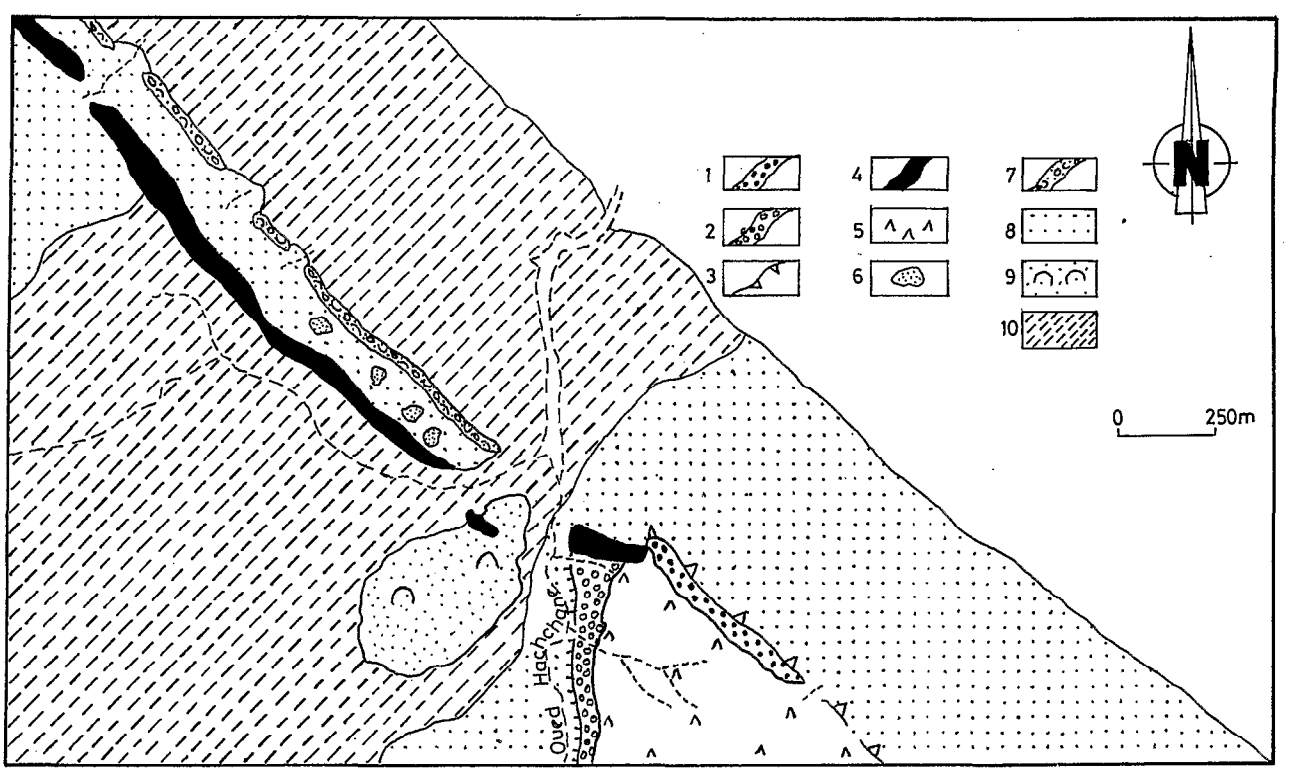


Fig. 7. — Coupe du Quaternaire de Gourine. 1 : Formation Rejiche, Eutyrrhénien , 2 : Pléistocène supérieur-Holocène ; 3 : Formation Sidi Salem, Holocène.

Fig. 8. — *Carte géomorphologique du secteur d'Henchir El Kedoua.* 1 . Conglomérat, Mio-Pliocène ; 2 : Dépôt fluviatile en terrasse ; 3 : Falaise morte, Eutyrrhénien ; 4 : Cordon littoral à Strombes, Eutyrrhénien ; 5 : Croûte gypseuse ; 6 : Dune consolidée, Formation Sidi Salem ; 7 : Cordon littoral, Holocène ; 8 : Limon de basse terrasse ; 9 : Dunes vives ; 10 : sols de sebkhat.



Un faciès de grès calcaire à Strombes peu coquillier et dépourvu d'oolithes caractérise par endroits le secteur côtier entre Gabès de l'oued Akarit.

Enfin, entre l'oued Essoureg et l'oued Zigzaou, les dépôts eutyrrhéniens présentent un faciès original : il s'agit d'un dépôt grossier, consolidé et fossilifère, ayant la forme typique d'un ancien cordon littoral. Il est formé de galets calcaires ou dolomitiques, parfois lithophagés, moyennement émoussés et aplatis, et d'une macrofaune marine abondante et très mal conservée (Strombus, Murex, Arca, Cardium). Des bancs gréseux décimétriques s'y intercalent. Dans la topographie, ce dépôt forme un cordon parallèle à la côte actuelle (fig. 8) bien conservé entre l'oued Essoureg et l'oued Hachane et d'une hauteur pouvant atteindre localement 3 m. Dans le secteur d'Henchir el Kedoua, il est visible dans les « seguiet » qui interrompent par endroits un escarpement dans les dépôts du Mio-Pliocène, probablement attaqué en falaise par la mer eutyrrhénienne. Plus au sud dans le secteur de Zarat, il butte contre la bordure interne des sebkhats. Cet ancien cordon littoral conglomératique, à Strombes, est attribué avec certitude à la formation Rejiche eutyrrhénienne. Sa morphologie, sa position topographique et stratigraphique et la présence de Strombes constituent des éléments qui n'autorisent pas à le confondre avec la formation Douira du Tyrrhénien ancien, ou avec la formation Chebba néotyrrhénienne (PASKOFF et SANLAVILLE, 1983).

La présence d'un faciès grossier Rejiche entre l'oued Zigzaou et l'oued Essoureg s'explique par les apports vers la mer de nombreux oueds provenant des Matmata et par la dynamique des courants littoraux. En outre, l'alimentation en galets peut être en partie liée à l'évolution en falaise, pendant l'Eutyrrhénien, du littoral d'Henchir et Kedoua où affleure le conglomérat mio-pliocène.

Les dépôts holocènes

Vers 5 000 à 6 000 ans B.P., la transgression versilienne a dépassé le niveau marin actuel d'environ 2 m. Sa ligne de rivage s'éloigne très peu de la côte actuelle dans ses parties encore visibles. Du point de vue morphologique et lithologique, les dépôts versiliens se présentent sous trois aspects différents :

CORDONS LITTORAUX À GALETS LIBRES

De l'oued Essoureg à l'oued Bhira entre le cordon eutyrrhénien à Strombes et la plage actuelle s'étire un cordon littoral. Plus au sud, dans le secteur de l'oued Karrouba et au nord de l'oued Zerkine, il s'agit plutôt de deux cordons, peu marqués, formés par des galets libres parfois lithophagés, bien émoussés et moyennement aplatis et du sable grossier emballant une riche macrofaune marine parmi laquelle figurent Murex, Cardium, Arca. Des datations au C^{14} effectuées sur des coquilles prélevées dans l'oued Karrouba (fig. 9) ont donné des âges de 5 338 ± 160 ans B.P. et 5 490 ± 130 ans B.P. (BEN OUEZDOU, *op. cit.* ; PASKOFF et SANLAVILLE, *op. cit.*).

DÉPÔTS DE PLAGE

Ces dépôts se présentent parfois sous l'aspect de sable à consolidation variable. Si, pour le dépôt fin coquillier de l'embouchure de l'oued Melah, l'attribution à l'Holocène repose sur une datation C^{14} de 6 420 ± 100 ans B.P. (PASKOFF et SANLAVILLE, *op. cit.*) celle du grès en dalles de 10 à 15 cm observé à Gannouche et au sud de Borj-zarat reste douteuse.

DUNE CONSOLIDÉE

Il s'agit de l'éolianite de la formation Sidi Salem (PASKOFF et SANLAVILLE *op. cit.*) qui, dans la région de Gourine où elle forme un bourrelet parallèle à la côte actuelle, reposent sur les grès calcaires oolithiques eutyrrhéniens par l'intermédiaire d'une couche limoneuse rougeâtre, continentale, à Hélix. A l'est de Gourine, elle se poursuit de façon discontinue et disparaît peu avant les falaises de Jorf. Par contre, les témoins en sont rares sur la côte septentrionale du Golfe de Gabès. En effet, seul l'affleurement de l'oued Bhira, prenant place entre les deux anciens cordons littoraux eutyrrhénien et versilien, permet de conclure à sa présence. Enfin, la dune consolidée reposant sur la croûte gypseuse au Sud de Gannouche et décrite par COQUE (*op. cit.*), n'a pu être retrouvée du fait d'importants travaux de génie civil. Le faciès de cette formation est celui d'un grès blanchâtre à grisâtre, peu induré, à litage dunaire et formé à partir d'un sable fin et d'oolithes. Une datation sur coquilles d'Helix (PASKOFF et SANLAVILLE, *op. cit.*) a livré un âge de 4 210 ± 250 B.P. D'autre part, FABRICIUS *et al.* (1970) attribuent un âge de 9 000 à 7 000 ans B.P. aux oolithes de la formation Sidi Salem qui correspond à la transgression versilienne. La formation Sidi Salem est donc d'âge incontestablement holocène et ne peut être, par conséquent, datée ni du médio-Würm comme l'avaient d'abord suggéré PASKOFF et SANLAVILLE, ni de la fin du Tyrrhénien, comme l'avait avancé PERTHUISOT (1975).

CORRÉLATION DES FORMATIONS MARINES ET CONTINENTALES

Un essai de corrélation des formations marines et continentales du Quaternaire se heurte à plusieurs difficultés. La répartition géographique de ces formations dans la plaine côtière du golfe de Gabès rend malaisée l'analyse morphologique et stratigraphique de leurs rapports. En effet, les dépôts marins tyrrhéniens et holocènes se limitent à une frange exiguë qui suit la côte actuelle. La formation Graïba, bien développée dans les cours supérieurs et moyens des oueds, est quasi-absente dans leurs cours inférieurs.

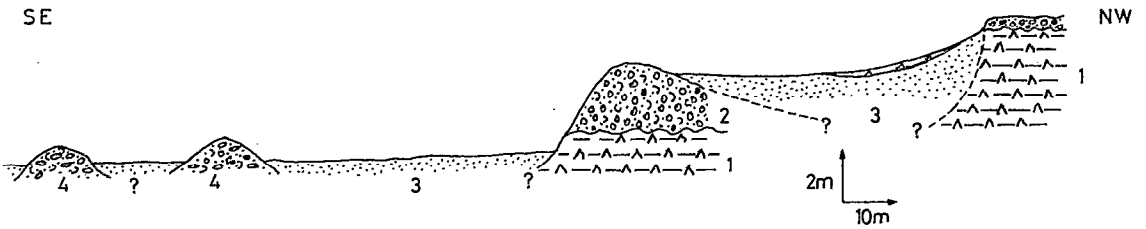


Fig. 9. — Coupe du Quaternaire de l'oued Karrouba. 1 : Mio-Pliocène et Pléistocène *inférieur* ; 2 : *Formation Rejiche, Eutyrrhénien* ; 3 : *Pléistocène supérieur-Holocène* ; 4 : Dépôt marin, Holocène.

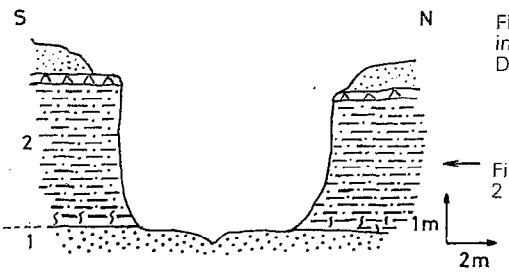
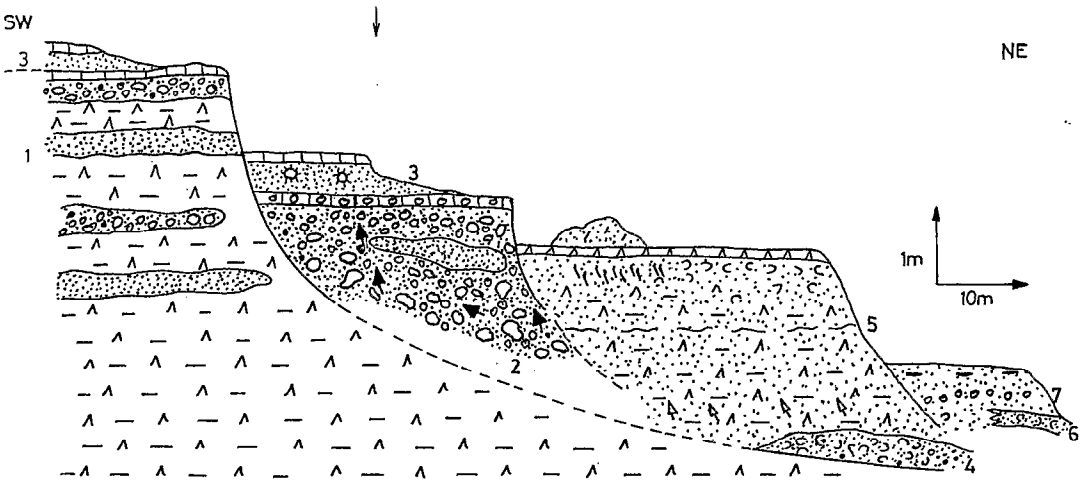


Fig. 10. — Coupe du Quaternaire de l'oued Ettine. 1 : Formation Rejiche, Eutyrrhénien ; 2 : Formation Akarit, Pléistocène supérieur-Holocène.

Fig. 11. — Coupe synthétique des formations quaternaires des alentours du Golfe de Gabès. 1 : Mio-Pliocène et Pléistocène inférieur ; 2 : Formation Graïba, Pléistocène moyen ; 3 : Limons à concrétions calcaires ; 4 : Formation Rejiche, Eutyrrhénien ; 5 : Formation Akarit, Pléistocène supérieur-Holocène ; 6 : Dépôt marin, Holocène ; 7 : Basse terrasse, Holocène.



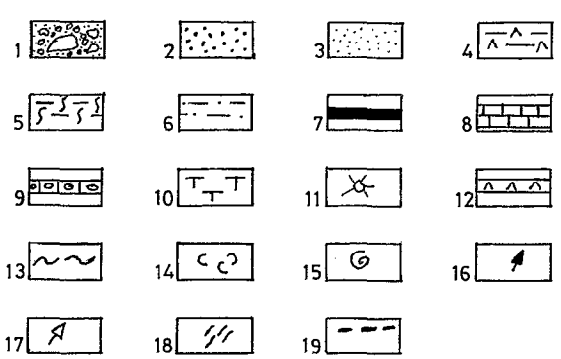


Fig. 2 à 7 et 9 à 11 — 1 : Dépôt hétérométrique ; 2 : Grès ; 3 : Limon ; 4 : Argile gypseuse ; 5 : Argile ; 6 : Limon et argile ; 7 : Tourbe ; 8 : Croûte calcaire ; 9 : Croûte calcaire conglomératique ; 10 : Encroûtement calcaire ; 11 : Concrétions calcaires ; 12 : Croûte gypseuse ; 13 : Surface de ravinement ; 14 : Coquilles marines ou lagunaires ; 15 : Hélix ; 16 : Silex taillés acheuléens ; 17 : Silex taillés moustériens ; 18 : Industrie à lamelles ; 19 : Tessons de poterie

La formation Akarit qui caractérise la zone aval des oueds provenant des Matmata, disparaît peu avant d'atteindre la côte actuelle. Par contre, elle affleure souvent seule entre l'oued Gabès et l'oued Akarit où elle atteint la zone littorale. En outre, l'information fournie par la préhistoire, présentant des lacunes, ne facilite pas les essais de corrélation puisque, contrairement aux dépôts continentaux relativement riches en silex taillés appartenant à trois civilisations distinctes, les dépôts marins ne contiennent qu'un matériel lithique très usé, impossible à déterminer.

Cependant, malgré l'insuffisance des renseignements dont nous disposons, l'examen détaillé et l'interprétation de certaines coupes, la multiplication des datations radiométriques et la présence d'industrie lithique dans quelques niveaux continentaux fournissent des éléments objectifs précieux pour tenter une corrélation.

Données et résultats

a) COQUE (*op. cit.*) interprèta le dépôt marin à Strombes de l'oued Hachchane à Henchir El Kedoua comme une formation deltaïque « dégagée en avant d'un glacis d'accumulation moustérien » qui la couvrait. Elle correspondrait aujourd'hui à « un platier structural exhumé et conservé en relief grâce à la cimentation relative de ses éléments ». Coque concluait que « la genèse du glacis moustérien est postérieure au maximum de la transgression du Tyrrhénien II ». Nos observations ne nous permettent pas de le suivre dans ses interprétations. Dans le secteur d'Henchir El Kedoua, une surface d'aplanissement encroûtée par le gypse prolonge vers l'aval le niveau du Pléistocène inférieur. Quelques mètres en contrebas de ce niveau, le conglomérat à Strombes de la formation Rejiche se présente sous la forme d'un ancien cordon littoral (fig. 8). Dans l'oued Hachchanne, une accumulation continentale de galets libres fait suite au dépôt marin en arrière du cordon tyrrhénien. Ce dépôt est au même niveau topographique que le conglomérat à Strombes et il ne semble pas être une terrasse moustérienne, comme l'avait supposé COQUE (*op. cit.*). Il serait plutôt une construction liée à l'effet de barrage du cordon littoral tyrrhénien. La rupture ultérieure du cordon a provoqué l'entaille du dépôt marin de son prolongement continental façonné en terrasse jusqu'à 1 km à l'intérieur des terres. L'amincissement de l'accumulation continentale en remontant l'oued témoin d'un remblaiement régressif, et l'exiguïté du bassin versant de l'oued Hachchanne constituent des arguments en faveur de l'hypothèse ici avancée.

b) La relation de la formation Rejiche eutyrrhénienne avec la formation Akarit a pu être démontrée par l'étude de deux coupes. La première se situe dans l'oued Ettine, au sud de Gannouche. Elle montre au fond de l'oued, 300 m en arrière du rivage actuel, un grès calcaire blanc qui constitue un des rares témoins de la formation Rejiche dans le secteur, fossilisée par un dépôt fin rougeâtre à blanchâtre continental, scellé d'une croûte gypseuse appartenant à la formation Akarit (fig. 10). Dans la deuxième coupe, le grès calcaire à Strombes de la formation Rejiche reposant sur les argiles rougeâtres mio-pliocènes du Dhar Ouedref, passe sous les dépôts de la formation Akarit en direction de l'oued Akarit. La formation Akarit est acutellement entaillée en falaise, ce qui démontre que ses dépôts devaient se raccorder à un rivage situé plus bas que l'actuel trait de côte.

c) La relation entre dépôts marins holocènes et formations continentales a pu être précisée sur la rive droite de l'embouchure de l'oued Ferd où le cordon fossilifère, à galets libres, d'âge holocène, passe latéralement sous une terrasse formée de matériel fin rougeâtre ; elle même emboîtée dans la formation Akarit à croûte gypseuse. L'accumulation continentale s'est poursuivie après l'arrêt de la sédimentation marine, puisque les datations radiométriques fournissent des âges voisins de 5 000 ans B.P. pour la base de la basse terrasse ainsi que pour le cordon littoral à galets libres.

Les renseignements fournis par cet essai de corrélation permettent d'établir les faits suivants (tabl. et fig. 11) :

— postériorité de la formation Akarit par rapport à celle de Rejiche marine ;
— coïncidence de la formation Akarit avec une période de niveau marin plus bas que l'actuel ;
— antériorité de la formation Akarit par rapport aux dépôts de la transgression versilienne ;
— concomitance entre la transgression versilienne et la base de la basse terrasse holocène.

Modèle d'évolution durant le Quaternaire d'une plaine côtière en région aride

L'analyse des relations de la formation Graïba avec les variations du niveau de base ne peut être réalisée faute d'arguments de terrain. Mais, par analogie avec la formation Akarit et vu la nature du matériel qui la constitue, la formation Graïba a pu se mettre en place en période pluviale et de bas niveau marin. Les dépôts de la formation Akarit datent du Pléistocène supérieur et du début de l'Holocène entre 30 000 ans et 8 000 ans B.P., période pluviale et de bas niveau marin également (COQUE *op. cit.* ; PASKOFF et SANLAVILLE *op. cit.* ; PERTHUISOT *op. cit.* ; Rognon *et al. op. cit.*). Ainsi, s'affirme de plus en plus l'idée du rôle déterminant joué par le climat dans le façonnement du paysage morphologique au cours du Pléistocène dans les alentours du golfe de Gabès. L'importance accordée par certains à l'eustatisme dans le dégagement des terrasses ne peut être confirmée ici. Par contre, les arguments ne manquent pas pour la refuter. Les partisans de la théorie eustatique pensent que chaque mouvement positif du niveau de la mer engendre un remblaiement par suite d'une diminution de la pente générale, et que chaque mouvement

négatif provoque une érosion en raison d'une augmentation de la pente générale. Or, COQUE (*op. cit.*) a démontré qu'en zone de climat aride, peu favorable à la production de matériel érodé et lorsque la plateforme sous-marine est en pente douce, les relations décrites plus haut s'inversent. En effet, si le matériel fourni dans les bassins versants est peu important en volume, les cours d'eau, occasionnellement actifs transportent leur charge jusqu'à la mer et disposent d'un excès d'énergie pour réaliser une incision. Ce qui n'est donc pas de nature à favoriser le remblaiement mais plutôt l'érosion. D'autre part, sur une plateforme en pente douce un abaissement du niveau marin entraîne une diminution de la valeur de la pente et favorise le remblaiement. Inversement, une élévation du niveau marin au même lieu engendre une augmentation de la valeur moyenne de la pente générale et par conséquent une tendance à l'érosion.

Ces considérations sont confirmées par l'analyse des relations entre la formation Rejiche, transgressive et les assises continentales. Les dépôts de la formation Rejiche, eutyrrhénienne, ne semblent pas se prolonger par des formations continentales vers l'intérieur des terres et le long des principaux cours d'eau. Le cas de l'oued Hachchane, déjà évoqué, constitue à notre avis l'exception avec une terrasse d'un kilomètre de long, contemporaine de la transgression eutyrrhénienne. Il introduit un cas fort intéressant puisqu'il fournit ici l'exemple d'un remblaiement régressif en arrière du cordon marin à Strombes Rejiche, au moment où les oueds voisins (oued Essoureg, oued Ferd) réalisent une incision linéaire dans leur cours aval. Le comportement exceptionnel de cet oued s'expliquerait par le fait qu'il n'est doté, à l'inverse des autres, que d'un bassin versant peu étendu ne remontant pas jusqu'aux monts des Matmata. Très peu puissant, il était incapable de rompre le barrage que constituait le cordon tyrrhénien et accumulait donc, en arrière, ses apports résultant probablement d'un remaniement presque sur place ou à courte distance des galets du poudingue mio-pliocène voisin. Cet exemple fourni par l'oued Hachchane montre l'importance des paramètres morphologiques locaux dans la détermination du comportement des cours d'eau.

Les formes pléistocènes de la plaine côtière sont donc avant tout l'expression des variations climatiques. Les périodes semi-arides relativement pluvieuses (équivalentes des périodes pluviales dans le nord de la Tunisie) voient l'élaboration de glacis d'ablation, de glacis d'accumulation et de terrasses alors que les périodes arides sont caractérisées par la prédominance de l'incision. Au début de la phase semi-aride, l'action de l'érosion dans la zone amont encore nue fournit un volume important de matériel détritique lequel, acheminé par l'écoulement, est déposé dans la plaine côtière pour former des glacis d'accumulation et des terrasses. Dans le cas de glacis d'ablation, le matériel détritique fourni dans la zone amont était juste suffisant pour être déplacé et transité par un écoulement diffus sur les argiles mio-pliocènes et servir d'abrasif, ce qui a conduit à l'élaboration de niveau d'érosion. Mais, par la suite le développement de la végétation sur les bassins versants va protéger la roche en place et ralentir la production du matériel. C'est cette époque qui voit les dépôts des limons dans les cuvettes du plateau des Matmata et sur ses bordures puisque la végétation qui piège les particules apportées par le vent assure également leur protection contre l'écoulement. Une tendance à l'aridification caractérise la fin de chaque cycle et se matérialise par la formation de croûte calcaire ou gypseuse. Les glacis ou les terrasses, qui deviennent morts, sont entaillés ; ce qui traduit l'installation d'un climat aride.

Au cours de l'Holocène, le rapport entre les formations continentales et marines est complexe. Les renseignements fournis aussi bien par la morphologie que par les datations radiométriques mettent en évidence la contemporanéité de la transgression de +2 m avec la base de la basse terrasse non encroûtée. Ce fait s'explique à notre avis par le décalage chronologique dans le déroulement des changements climatiques et des variations du niveau de la mer. En effet, lorsqu'un climat plus humide s'installe, il se manifeste rapidement sur le continent par une augmentation du volume des précipitations s'abattant sur un sol encore nu. Le retard enregistré par la végétation climatique à s'installer, entraîne par conséquent un apport détritique depuis les monts des Matmata et par un dépôt dans la plaine côtière. Par contre, l'abaissement du niveau marin est un phénomène beaucoup plus lent, tributaire de la formation des inlandis sur les calottes polaires. L'abaissement du niveau moyen des océans et des mers à la suite de la rétention glaciaire se réalise donc lentement. L'accumulation continentale dont la base est contemporaine de la transgression holocène s'est poursuivie même après le retrait du niveau marin vers la position actuelle et ceci constitue une preuve du rôle déterminant du climat dans l'évolution morphologique de la plaine côtière du golfe de Gabès. La période du dépôt s'est prolongée jusqu'à l'époque historique vu l'existence des tessons de poterie romaine au sommet de la terrasse.

L'intervention de la tectonique dans l'évolution de la plaine côtière au cours du Quaternaire a été maintes fois évoquée (ZAOUALI, 1976 ; LEVY, 1983 ; ROGNON *et al., op. cit.*). Mais, aucune trace d'activité tectonique qui pourrait affecter les séries quaternaires n'a pu être décelée dans le secteur qui se trouve au sud de Gabès. Au nord de Gabès, et jusqu'à l'oued Akarit, les faits observés montrent une certaine complexité dans l'évolution. Ici, l'absence totale aussi bien du niveau villafranchien que de la haute terrasse Graïba pourrait être interprétée comme le résultat d'une subsidence responsable de leur enfouissement sous les dépôts plus récents. L'étude des Cardium de l'oued Akarit (ZAOUALI, *op. cit.*) et des associations microfaunisti-

ques (LEVY, *op. cit.*) définissent en outre la présence, le long de l'oued Akarit, d'un milieu lagunaire ouvert sur la mer, à une altitude actuelle de +10 m, alors que les Cardium ont été datés de 8 400 ans B.P., date à laquelle le niveau marin devait être situé vers −10 m. Ce qui conduit à penser à un éventuel soulèvement du secteur de l'oued Akarit. Or, l'examen des photographies aériennes et du terrain ne permettent pas de relever le moindre indice de soulèvement. En effet, les dépôts de l'oued Akarit ne montrent aucune déformation d'origine tectonique susceptible d'avoir porté les gisements de Cardium à une telle altitude. Les seuls accidents mis en évidence dans le secteur sont des failles normales de faible rejet (20 à 25 cm) localisées à l'emplacement des sources aujourd'hui captées. L'hypothèse du soulèvement repose en fait uniquement sur la certitude des paléontologues quant à l'occurrence dans cette région d'un milieu de sédimentation de lagune ouverte vers la mer, favorable à la vie des Cardium.

CONCLUSION

Mis à part le Villafranchien quatre ensembles morphologiques appartenant au Quaternaire continental, sont mis en évidence dans la plaine côtière du golfe de Gabès. Leurs âges sont précisés par la Préhistoire et les datations radiométriques : la haute terrasse, formation Graïba, et les limons à concrétions calcaires datent de la fin du Pléistocène moyen ; la moyenne terrasse — glacis d'accumulation, formation Akarit est du Pléistocène supérieur début de l'Holocène ; la basse terrasse de l'Holocène. Deux niveaux marins supérieurs à l'actuel, l'un à l'Eutyrrhénien, l'autre au Versilien, ont été repérés. Les dépôts marins ne se prolongent pas sur le continent par des accumulations fluviatiles. Ceci confirme le rôle décisif des variations climatiques dans le comportement morphologique des oueds dans la plaine côtière du golfe de Gabès.

Manuscrit accepté par le Comité de Rédaction le 25 mars 1986.

BIBLIOGRAPHIE

BALLAIS (J.L.), 1972. — La dépression de la Sebkhet En noual. Étude géomorphologique. Thèse de troisième Cycle Paris I, 271 p., *multigr.*

BALLAIS (J.L.), 1973. — Données nouvelles sur le Pléistocène récent de la Tunisie méridionale. *Bull. Soc. Hist. Afrique du Nord*, T. 64, fasc. 3-4 : 129-150.

BEN OUEZDOU (H.), 1979. Levé et commentaire de la carte géomorphologique de la presqu'île des Akara. Mémoire de Car. Faculté des lettres de Tunis. 110 p., *multigr.*

BEN OUEZDOU (H.), 1983. — Étude morphologique et stratigraphique des formations quaternaires dans les alentours du Golfe de Gabès. Thèse de troisième Cycle, Tunis, 220 p.

BEN OUEZDOU (H.), 1984. — Stratigraphie des dépôts quaternaires continentaux du Golfe de Gabès. *C.R. Acad. Sc.*, t 299, série II, nº 19 : 1351-1354.

BONVALLOT (J.), PASKOFF (R.), 1983. — Observations sur les « couches rouges » du Quaternaire supérieur dans la péninsule du Cap-Bon (Tunisie). *Cah. ORSTOM, sér. Géol.*, Vol. XIII, nº 2 : 101-110.

BORDES (F.), 1962. — Typologie du Paléolithique ancien et moyen. Delmas, Bordeaux, 85 p.

CASTANY (G.), 1956. — La transgression des couches à Strombes et les corrélations avec les assises continentales quaternaires en Tunisie. Actes IVe Congr. INQUA, Rome-Pise, 1953, vol II ; 600-610.

COQUE (R.), 1962. — La Tunisie présaharienne, étude géomorphologique. A. Colin, Paris, 476 p.

GOUDE-GAUSSEN (G.), OLIVE (P.), ROGNON (P.), 1983. — Datation de dépôts Lœssiques et variations climatiques à la bordure nord du Sahara algérotunisien. *Rev. Géol. Dyn. et Géog. Phys.* 24 : 61-73.

COUDE-GAUSSEN (G.), LE COUSTUMER (M.N.), ROGNON (P.), 1984. — Paléosols d'âge pléistocène supérieur dans les lœss des Matmata (sud tunisien), *Sci. Géol. Bull.* 37 ; 4 ; 359-386.

FABRICIUS (F.H.), BERDAU (D.), MUNICK (K.O.), 1970. — Early holocene coïds in modern littoral sands reworked from a coastal terrace, southern Tunisia. *Science*, 169 ; 757-760.

FONTES (J. Ch.), COQUE (R.), DEVER (L.), FILLY (A.), MAMOU, 1983. — Paléohydrologie isotopique de l'oued Akarit (sud tunisien) au pléistocène supérieur et à l'Holocène. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 43 ; 41-62.

FOURNET (A.), 1982. — Relations stratigraphiques entre les séquences sédimentaires quaternaires continentales et marines dans la coupe du canal d'El Haouaria. *Cah. ORSTOM, sér. Géol.*, vol XII, nº 1 : 29-39, Paris.

GOBERT (E.G.), 1962. — La préhistoire dans la zone littorale de la Tunisie, *Quaternaria*, VI ; 271-307.

LEVY (A.), 1983. — Données nouvelles sur la paléogéographie du sud Tunisien au Quaternaire supérieur. Benthos. Second International Symposium on Benthic foraminifera, Pau ; 369-379.

OUESLATI (A.), PASKOFF (R.), SANLAVILLE (P.), 1982. — Le Tyrrhénien de la Tunisie : essai de synthèse. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, T. XXIV, nº 2 ; 173-178.

PAGE (W.D.), 1972. — The geological setting of the archaealogical site at oued El Akarit and the paleoclimatic significance of gypsum soils, Southern Tunisia. Notes du service géologique, nº 48, 54, p. Tunis.

PASKOFF (R.), et SANLAVILLE (P.), 1977. — Les formations quaternaires de l'île de Jerba (Tunisie) : essai sur les lignes de rivage. *G.R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, Fasc. 4 : 217-219.

PASKOFF (R.), et SANLAVILLE (P.), 1983. — Les côtes de la Tunisie, variations du niveau marin depuis le Tyrrhénien. Maison de l'Orient, 192 p., 78 fig., 21 phot.

PERTHUISOT (J.P.), 1975. — La sebkhas El Melah de Zarzis. Genèse et évolution d'un bassin paralique. Trav. du Lab. de géol., nº 9, E.N.S. Paris, 252 p.

POMEL (A.), 1884. — Une mission scientifique en Tunisie en 1877. Géologie de la côte orientale de la Tunisie et de la petite Syrte (Le lac Triton, la mer intérieure et les anciens rivages). *Bull. Ec. Sup. Alger,* 1er fasc., 105 p.

REGAYA (K.), 1983. — Étude géologique de la formation des limons des Matmata : (Sud-tunisien). Thèse de troisième Cycle, Marseille — Saint Jérome, 121 p. *multigr.*

ROGNON (P.), LEVY (A.), BALLAIS (J.L.), COUDE-GAUSSEN (G.), RISER (J.), 1983. — Essai d'interprétation des coupes du Quaternaire récent de l'oued Akarit (Sud tunisien) *Géo. Mediter.*, t. X., nº 2 ; 71-91.

SEURAT (L.G.), 1927. — Formations quaternaires de la Syrte mineure. *Bull. Soc. Hist. nat. Afr. Nord,* t. XVIII ; 176-179.

STEINMANN (S.), BARTELS (G.K.), 1982. — Quatärgeomorphologische Beobachtungen aus Nord und Süd Tunisien. *Catena,* vol. 9 ; 95-108.

THOMAS (Ph.), 1907-1913. — Essai d'une description géologique de la Tunisie (Exploration scientifique de la Tunisie). Paris, Imp. Nat. XXXII, 947 p., 173 fig. et phot.

ZAOUALI (J.), 1976. — Contribution à l'étude de la malacofaune quaternaire de l'oued El Akarit (Sud tunisien). *Haliotis,* vol. 6 : 233-239.