Zeitschrift: Archives des sciences [1948-1980]
Herausgeber: Société de Physique et d'Histoire Naturelle de Genève
Band: 20 (1967)
Heft: 2

Artikel: Les formations quaternaires de la région de Klepini (Chypre) et leur place dans la chronologie du Quaternaire méditerranéen

Autor: Ducloz, Charles

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-739385

Nutzungsbedingungen
Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation
L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use
The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 07.07.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

LES FORMATIONS QUATERNAIRES DE LA RÉGION DE KLEPINI (CHYPRE) ET LEUR PLACE DANS LA CHRONOLOGIE DU QUATERNAIRE MÉDITERRANÉEN

PAR

Charles DUCLOZ

Avec 24 figures et 1 carte

ABSTRACT

One of the most complete sequences of the Quaternary deposits of the Eastern Mediterranean is exposed in northern Cyprus at the foot of the Central Kyrenia Range and in a narrow coastal belt, near the village of Klepini. This sequence, consisting mainly of continental accumulations and to a lesser extent of marine and lacustrine sediments, was deposited, for the most part, as a series of extensive terraces.

The oldest term of the sequence is represented by large accumulations of cemented talus coating the slopes of the range. In places, this fossil talus grades towards its base into travertine or into chalk, marl and limestone of lacustrine origin which are flat-lying and are remnants of an old base-level whose elevation varies between 300 and 360 meters. In the interior of the range, and also related to fossil talus, one finds accumulations of chalk and chalky gravel forming narrow, high intramontane plains. The surface of the fossil talus, peripherical lakes and intramontane fills is termed here the *Karka Surface*.

Below the *Karka Surface* and entrenched into it, occurs, forming the northern piedmont of the Kyrenia Range, a series of five depositional terraces or glacis of accumulation. These glacis, whose surfaces dip very gently towards the sea, are termed, from the highest to the lowest: *Klepini*, *Trapeza*, *Toumba*, *Ayios Epiktitos*, and *Kyrenia Glacis*. The deposits, building each one of these glacis, form small sedimentary cycles. At the base, there is generally a marine member, usually a fossiliferous calcarenite which is locally associated with eolian sands. Overlying this basal member, which rarely exceeds 4 or 5 meters in thickness, one finds a thicker (up to 25 m) accumulation of continental wash consisting mostly of gravels bound by a chalky matrix. This blanket of heterogenous material is overlain by a thick calcitic crust which is, in turn, covered by a thin reddish-brown fossil soil. This soil forms the surface of the deposit, with the exception of the youngest glacis *(Kyrenia Glacis)* where there is locally, above the calcitic crust, a layer of kakhi-coloured loam. Each one of the cyclical deposits has been given a formational ranking. They have been termed, in chronological order, as the corresponding glacis: *Klepini*, *Trapeza*, *Toumba*, *Ayios Epiktitos* and *Kyrenia Formations*.

The marine or eolian accumulations forming the base of each formation rest on an erosional platform of marine origin which is cut into Miocene flysch and the overlying Quaternary deposits. These platforms are bounded by fossil cliffs corresponding to ancient shore-lines whose elevations are approximately at 230, 185, 140, 50 and 20 meters.

Below the *Kyrenia Glacis* there is, in places along the coast, the remnants of a narrow marine terrace *(Koupia Terrace)* corresponding to a 5 meter shore-line. The youngest Quaternary deposits of the area are represented by the alluvium of the narrow plains which skirt the lower parts of the streams, and by the modern beach deposits.

The fossil talus, peripherical lake deposits and intramontane fills witnessed a period of much greater rainfall than that of to-day. They correspond to the First Quaternary Pluvial of the region. Each one of the five glacis of accumulation, which were formed later and which rest partly on an erosional terrace, corresponds to a climatic cycle. The erosional terrace marks an advance of the sea. This phase and also the depositional phase of the marine sediments at the base of the formation correspond to an interpluvial. The eolian sands mark the beginning of a regression. The climate was still dry. The thick overlying blanket of chalky gravels corresponds to a pluvial phase during which mean-temperatures were apparently much lower than to-day. The sea-level was then in full regression. The calcitic crust at the top corresponds also to pluvial conditions but climate was warmer than before and the sea-level started to rise. The red fossil soil is regarded as a witness of a warm and semi-arid climate similar to present conditions. The sea-level was rapidly rising.

The formation of the low *Koupia Terrace* corresponds to a marine incursion of the sea, it coincides with an interpluvial phase. The regression which followed was of short duration and apparently was not accompanied by a wet climate. During this regression base-level was below the present sea-level. Drowning and silt-filling of the low part of the coastal valleys correspond to the present day interpluvial conditions. Thus, Cyprus has witnessed during the Quaternary at least six pluvial phases separated by semi-arid interpluvials. These paleoclimatic cycles coincided with oscillations of the sea-level.

Fossil talus, peripherical lake deposits and intramontane fills of the Kyrenia Range are placed, on geological grounds, at the beginning of the Quaternary. They are considered as contemporary with the upper part of the Villafranchian Series of the Central Plain of Cyprus (Mesaoria). The *Klepini Formation* is apparently an equivalent of the Emilian of the adriatic-ionian region. *The Trapeza Formation* correlates probably with the Sicilian of the Western Mediterranean and partly with the Günz Glaciation. The *Toumba Formation* should be placed very likely in the Milazzian stage, it corresponds in part with the Mindel Glaciation. The basal member of the *Ayios Epiktitos Formation* is considered as an equivalent of the Paleotyrrhenian, its upper part could be correlated with the Riss Glaciation. The marine beds at the base of the *Kyrenia Formation* are placed, on paleontological grounds, in the Last Interglacial Period (Eutyrrhenian = Tyrrhenian II = Main Monastirian). The overlying continental gravels and crust represent the Last Great Pluvial Phase of the Mediterranean; they correspond to the Würm Glaciation. *The Koupia Terrace* is considered as contemporary with an interstadial of the Würm. The alluvium of the low plains of the valleys belong to the Holocene and mark the Versilian Transgression.

INTRODUCTION

Au cours d'une étude effectuée en automne 1963 et au printemps 1965, dans le cadre d'une mission de l'Aide Technique des Nations Unies, nous avons eu l'occasion d'examiner et de cartographier les dépôts quaternaires de la partie centrale de la chaîne de Kyrénia et de ses piedmonts dans le Nord de l'île de Chypre. Ces formations qui dans la chaîne se présentent généralement sous la forme de talus fossiles et de dépôts plus ou moins horizontaux remplissant de petites dépressions, se développent largement à la base de la montagne où elles constituent d'imposantes nappes de piedmont. Bien que les versants nord et sud de la chaîne soient largement recouverts de ces dépôts, c'est dans l'étroite plaine côtière septentrionale qu'ils se présentent sous

leur aspect le plus diversifié et le plus instructif. En effet, dans cette région, ils forment une série bien individualisée de glacis d'accumulation, d'altitude décroissante, butant à leur partie amont soit contre d'anciennes falaises, soit contre des talus à pente raide. Ces glacis, vastes gradins dont la surface descend doucement vers la mer, sont généralement recouverts d'un sol brun-rougeâtre, assez fertile, et supportent des plantations d'oliviers et de caroubiers qui font la richesse de cette région. Ces plateaux étagés sont entaillés de vallons à versants raides et arides et, par places, ont été disséqués à un tel point par l'érosion, qu'il ne subsiste des glacis que des buttes tabulaires comme celles sur lesquelles ont été édifiés les petits villages de Klepini et de Trapeza. La proximité de la mer, la présence d'anciens dépôts de plage ou dunaires, également étagés et associés à ces glacis, font que cette région se prête particulièrement bien à une analyse de l'histoire du Quaternaire de l'île, nous permettant ainsi d'apporter une contribution à la stratigraphie du Quaternaire en Méditerranée orientale et au problème plus général, souvent encore controversé, des relations entre les terrasses continentales et les fluctuations du niveau de la mer.

La région de Klepini, adossée à la chaîne de Kyrénia là où l'impressionnante masse de calcaires mésozoïques du Pentadactylos se projette vers le ciel comme les doigts d'une gigantesque main, est de toutes celles que nous avons parcourues la plus intéressante, car elle réunit dans un même profil toute la série des dépôts quaternaires de la région. Nous en avons fait un levé détaillé, à l'aide de photos aériennes et des plans cadastraux de l'île. Ces plans ne donnant malheureusement pas de contrôles verticaux, et les cartes topographiques à notre disposition étant très médiocres, nous avons dû dépendre presque entièrement, pour nos mesures d'altitude, de lectures barométriques et, près de la mer, de mesures au mètre. C'est ce levé qui nous a servi de base pour établir la succession des dépôts quaternaires de la chaîne Kyrénienne et de ses piedmonts. Des observations en dehors de la région cartographiée, tant sur les versants nord et sud qu'à l'intérieur de la chaîne, nous ont permis de compléter nos descriptions et de tenter une généralisation à l'échelle de la chaîne. Des travaux dans la Mésaoria centrale (Ducloz 1965), des observations glanées au cours de promenades dans l'île et des comparaisons avec les séries classiques et bien étudiées du Quaternaire côtier syro-libanais et du Maroc nous ont incités, dans la seconde partie de ce travail, à proposer des corrélations à plus longue distance qui, malgré leur côté souvent conjectural, sont néanmoins instructives car elles nous aident à suivre à travers l'analyse des dépôts chypriotes les grands rythmes qui ont marqué l'histoire géologique récente de la Méditerranée.

Bien que le Quaternaire marin de l'île soit connu depuis la publication du mémoire de A. Gaudry sur la géologie de Chypre (1862), le Quaternaire en général n'a guère, jusqu'à une époque récente, éveillé la curiosité des géologues. C'est à E. de Vaumas que l'on doit d'avoir donné à ce chapitre négligé de la géologie chypriote toute l'importance qu'il mérite. Dans une série de publications remarquables (1959-65), cet auteur, qui prépare un important mémoire sur la géomorphologie de

Chypre, a montré que l'histoire récente de l'île est infiniment plus complexe que les descriptions des terrains quaternaires dont nous disposions ne le laissaient supposer. Alors que E. DE VAUMAS traite les terrains quaternaires surtout en fonction de leur expression morphologique, nous nous sommes efforcé, dans les pages qui vont suivre, de les considérer d'un point de vue strictement géologique cherchant à les grouper et à les classer suivant leur ordre de dépôt, c'est-à-dire à établir une échelle stratigraphique de référence.

CADRE GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE

La chaîne de Kyrénia est une longue et mince dorsale, formée de buttes et de pitons calcaires, qui borde sur une centaine de kilomètres la côte septentrionale de l'île de Chypre (fig. 1). Dans sa partie occidentale et centrale, elle suit une direction W-E mais elle s'incurve légèrement vers le Nord à la latitude d'Halevga, dessinant ainsi un vaste arc dont la concavité est tournée vers le Nord. La chaîne, qui culmine dans sa partie occidentale et centrale en des sommets dont les altitudes varient entre 900 et 1000 m, s'abaisse progressivement vers l'Est en même temps qu'elle s'amincit. Dans son secteur le plus élevé, sa largeur est d'environ 2 km alors qu'à son extrémité orientale cette largeur se réduit presque de moitié. Elle est séparée de la côte par une étroite plaine à morphologie complexe constituée par la série de glacis et de terrasses emboîtés auxquels nous avons fait allusion plus haut. Le piedmont méridional est également formé d'une série de glacis d'accumulation emboîtés, mais leur constitution est moins variée et ils sont généralement moins épais que ceux de la zone littorale. Ce piedmont sud s'abaisse doucement vers la Mésaoria, vaste plaine centrale de l'île constituée en grande partie par des atterrissements de sablons et de graviers et bordée vers le Sud par le massif trapu et imposant du Troodos.

La structure de la chaîne kyrénienne est le résultat de plusieurs mouvements violents de déformation. La ligne faîtière de la chaîne est constituée de bancs massifs de calcaires dolomitiques et de marbres, d'âge mésozoïque, plongeant généralement vers le Nord et chevauchant une série extrêmement plissée de calcaires plus ou moins marneux, à grain très fin, dont l'âge est crétacé terminal-paléocène. Cette série à caractère pélagique contient par endroits des niveaux de brèches, des olistostromes, ainsi que des coulées de laves sous-marines. Marquant le plan de chevauchement entre les deux séries, on trouve souvent des écailles de schistes cristallins et parfois des blocs de serpentinite et de gabbro écrasés, apparemment arrachés à un soubassement cristallin et éruptif qui n'affleure nulle part dans cette partie de l'île. De part et d'autre de la chaîne, et par endroits chevauchée par les masses calcaires mésozoïques, on trouve une série de plus de 4000 m d'épaisseur de flysch néogène (Helvétien) très redressé. Après le dernier plissement de la chaîne, au Tortonien vraisemblablement, la mer se retira de toute l'aire insulaire chypriote et la chaîne de Kyrénia,

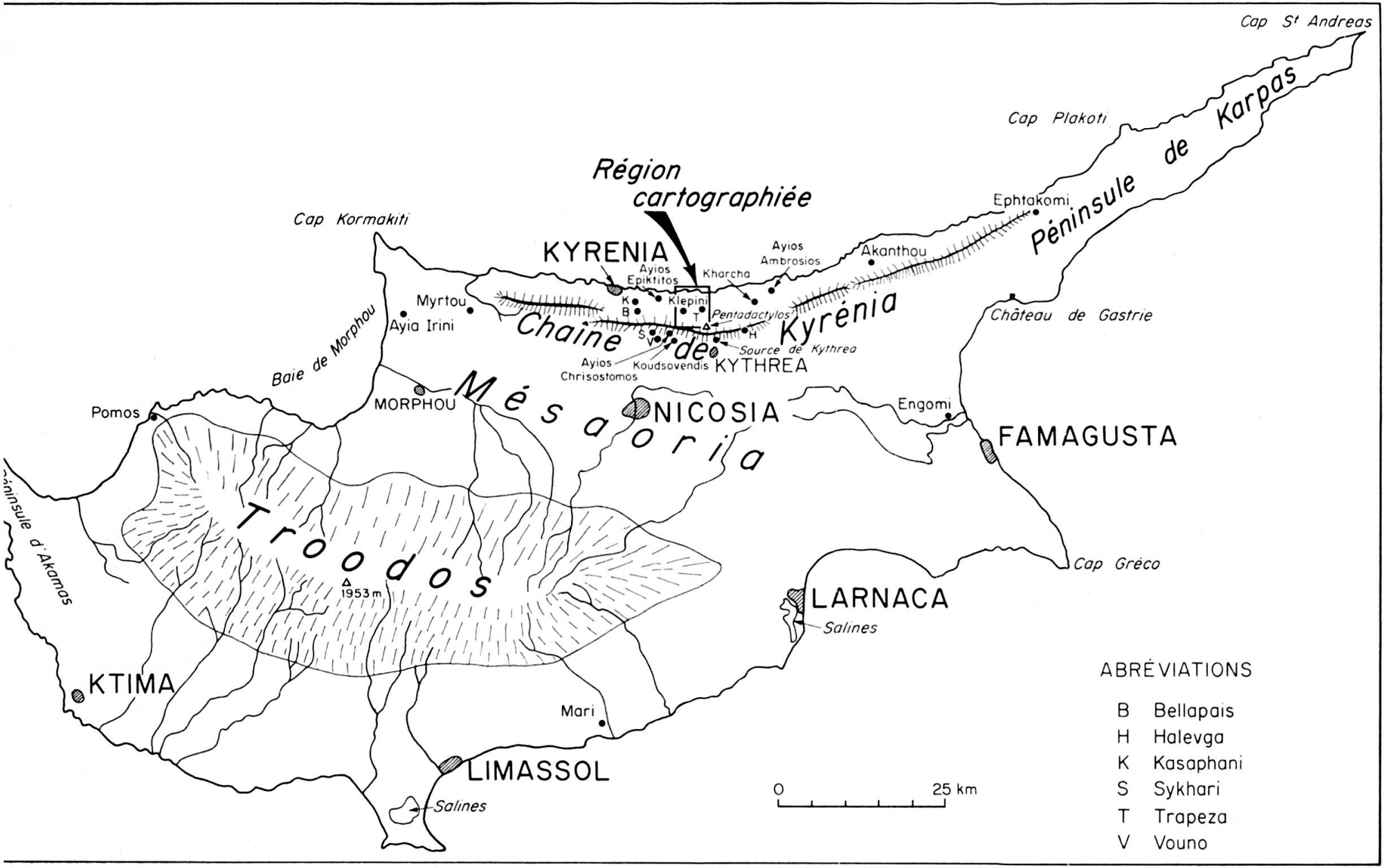


Fig. 1.

L'île de Chypre

(croquis de situation des localités et des éléments physiographiques cités dans le texte).

qui avait été probablement complètement recouverte pendant une bonne partie du Néogène, fut largement exondée et soumise à une longue période d'érosion. C'est à cette phase d'érosion, qui correspond au Pontien (les dépôts de cet étage n'ont jamais été trouvés à Chypre), que l'on doit le premier arasement important de la chaîne kyrénienne et dont des surfaces de planation aujourd'hui haut perchées dans la chaîne sont probablement les vestiges.

Au Pliocène, la mer envahit à nouveau la plaine centrale et certaines régions littorales de l'île. Dans le centre de la Mésaoria, une série, épaisse d'environ 800 m, de marnes et de silts gris-bleu, très fossilifères, où s'intercalent par endroits de minces lits conglomératiques, s'accumule. Cette série de sédiments généralement fins passe par endroits à des dépôts plus sableux, plus littoraux, constitués en partie de bancs de calcarénite jaunâtre. Cette transgression marine du Pliocène n'atteindra pas la chaîne de Kyrénia ni ses piedmonts. Vers la fin du Pliocène, le Troodos et la chaîne de Kyrénia subiront de nouvelles surrections suivies assez vite de petits affaissements. La mer se retira probablement de toute la Mésaoria mais elle y reviendra en force très vite au Calabrien. Les dépôts de cet âge (Formation Athalassa) sont très répandus dans la Mésaoria et dans certaines régions côtières de l'île. Ce Calabrien, ou ses équivalents continentaux (Villafranchien), est légèrement discordant sur le Pliocène et transgresse assez loin sur son soubassement. Il est constitué par des dépôts peu épais, surtout de calcarénites, qui sont horizontaux ou n'ont été que légèrement basculés. Dans le centre de la Mésaoria, ces dépôts atteignent l'altitude de 200 m mais s'élèvent vers le massif du Troodos jusqu'à 250 et 300 m, cotes auxquelles ils passent à des accumulations de graviers et de marnes continentales (Villafranchien). Dans les environs de Myrtou au droit où la chaîne de Kyrénia s'ennoie en direction ouest, le Calabrien monte jusqu'à la cote 350, alors que vers le SE, dans la butte témoin d'Ayia Marina, il atteint 365 m. A l'extrémité est de la chaîne, près d'Ephtakomi, la formation Athalassa a été signalée jusqu'aux environs de 300 m (A. SAUCIER et R. MAJOR, 1964). Au Calabrien, le niveau de base devait donc se trouver, par rapport au relief actuel de la chaîne, pour le moins entre les cotes 300 et 365 m. Nous n'avons malheureusement pas retrouvé de traces de ces anciens rivages. Après la transgression calabrienne, la mer se retira et l'on assista à l'accumulation, dans la Mésaoria, d'une série de dépôts lacustres et d'épandages de graviers grossiers (Fm. Apalos) qui termine le cycle villafranchien. La surface de ces dépôts dans le centre de la Mésaoria se trouve à environ 320 m d'altitude. Or, c'est précisément aux alentours de cette altitude que nous trouvons sur le pourtour de la chaîne les restes de formations quaternaires lacustres et la base d'anciens talus qui, avec des remplissages de dépressions internes de la chaîne, forment les dépôts quaternaires les plus anciens de cette région. C'est par ces dépôts, que nous attribuons au Villafranchien à cause de leur position stratigraphique et par analogie, pour certains d'entre eux, avec les dépôts villafranchiens du centre de la Mésoaria, que nous commencerons notre description du Quaternaire de la région de Klepini.

DESCRIPTION DES FORMATIONS QUATERNAIRES DE LA RÉGION DE KLEPINI

1. *Les talus fossiles, les dépôts lacustres périphériques et les dépôts des plaines perchées de la chaîne de Kyrénia*

Les dépôts les plus anciens qui s'accumulèrent dans la chaîne et sur ses piedmonts, après qu'au Pliocène l'érosion eut façonné dans la surface pontienne un relief apparemment assez semblable mais moins escarpé que celui que nous connaissons de nos jours, sont: des talus fossiles, des remplissages de dépressions intra-montagneuses et des dépôts lacustres périphériques. Tous ces dépôts sont plus ou moins contemporains, bien qu'il soit probable que des études de détail permettront d'y reconnaître une succession de termes distincts comme certaines observations semblent déjà le laisser prévoir. Quoi qu'il en soit, dans cet exposé, nous grouperons ces dépôts, car ceux-ci sont manifestement plus anciens que la série de glacis que nous décrirons en détail plus loin et qui forme la région de Klepini proprement dite.

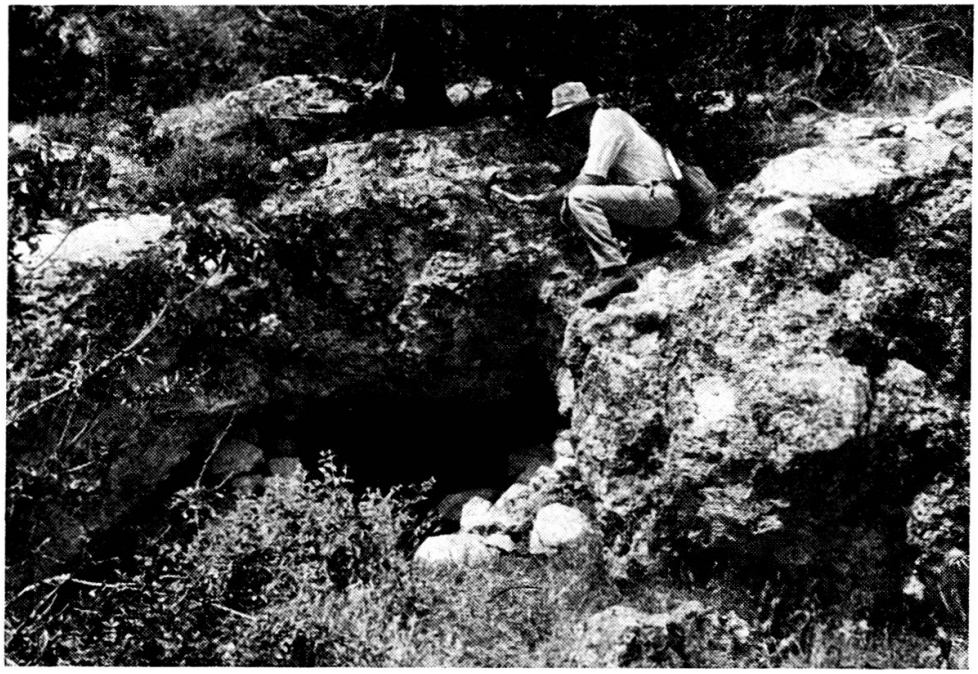


Fig. 2.
Brèche de pente fossile du versant nord de la chaîne de Kyrénia.
Photo prise 1 km au SE du Pentadactylos, altitude 510 m.

Les talus fossiles sont très largement préservés à la base des escarpements de la chaîne tant sur ses flancs nord que sud. Ils consistent en fragments anguleux de toutes dimensions, de marbre et de calcaire dolomitique, solidement cimentés par une matrice de calcite finement grenue, de couleur saumon, qui emprisonne parfois

aussi quelques Hélicidés. Malheureusement, ces fossiles font si intimément corps avec la roche que toutes nos tentatives pour en dégager quelques spécimens n'ont abouti qu'à récupérer des fragments indéterminables. Par endroits, ces talus, bien cimentés, passent à des brèches à matrice plus tendre, constituée par de la craie blanchâtre. Nous n'y avons malheureusement jamais trouvé de fossiles.

Ce manteau de brèche fossile est de puissance très variable. Il passe de la mince pellicule de quelques centimètres d'épaisseur à des accumulations pouvant atteindre une quinzaine de mètres. Cependant, l'épaisseur que l'on observe le plus souvent dans les coupes naturelles est généralement de 1 à 2 m (fig. 2). Ces brèches de pentes sont très nettement postérieures aux mouvements tectoniques relativement récents (Pliocène?), affectant les grands accidents longitudinaux si nombreux dans la chaîne kyrénienne. On les voit, en maints endroits, fossiliser les miroirs de faille de ce système de cassure qui se marque dans la topographie par des parois verticales de hauteur variable et que l'on peut suivre sur de très longues distances. Des mouvements de réjuvenation le long de ces mêmes accidents tectoniques ont parfois provoqué à leur tour des ruptures du manteau de brèche et en ont basculé, par places, sa surface.

Le toit de ces talus fossiles forme une surface construite qui se prolonge par endroits en des surfaces rocheuses d'abrasion, reliques du relief de l'époque. Cette surface, que nous appelerons ici *surface de Karka*, est souvent profondément disséquée par l'érosion. Dans la région, au S de Klepini, au lieu-dit Karka, la surface plonge vers l'aval de 20 à 30°, mais cette pente diminue vers l'extérieur de la chaîne et le talus fossile se raccorde aux environs des cotes 220 et 250 à un mince placage de calcaire probablement lacustre. Sur le même versant de la chaîne, 1 km à l'E de Bellapais, le talus fossile passe à un banc de calcaire pisolithique subhorizontal, bien stratifié, dont l'épaisseur est d'environ 15 m et qui forme une petite banquette bien visible dans le paysage à l'altitude d'environ 330 m. Un plateau, à la même altitude et apparemment aussi construit par une formation pleistocène lacustre, existe en bordure de la route de Nicosie à Kyrénia, entre les *miles* 13 et 14.

Sur le flanc sud de la chaîne de Kyrénia, le talus fossile, qui plonge de 20 à 30° vers la Mésaoria, forme à l'W de Sykhari et à l'E de Koutsovendis un petit replat entre les cotes 300 et 360 qui semble se raccorder à un niveau plus ou moins horizontal de calcaire probablement lacustre affleurant au S de Vouno à l'altitude d'environ 300 m.

Plus à l'Est, dans la région de Kythrea, il existe une série de petites plaines suspendues au pied de la chaîne et qui s'étagent de 280 à 320 m. L'érosion les a partiellement détruites, ce qui nous a permis d'en examiner la composition. C'est ainsi qu'à environ 2 km à l'W de la source de Kythrea, au lieu-dit Phyleri, près d'un four à chaux abandonné, on peut voir dans la petite falaise qui limite ici un étroit plateau dont l'altitude est d'environ 320 m, la coupe suivante (fig. 3).

A la base et reposant en discordance sur le flysch:

— des craies et marnes fossilifères en bancs minces, recouvertes d'un niveau à lignite (2 m);
— puis une série de craies et de calcaires fossilifères (4.5 m);
— au sommet, un niveau de craie azoïque (1 m) recouvert d'une croûte calcaire (1 m).

L'ensemble est légèrement basculé vers le Nord d'environ 3° à 5°. Les craies sommitales encroûtées se suivent facilement dans la topographie. Elles passent vers le Nord aux brèches de pentes fossiles de couleur saumon, accumulées aux pieds des escarpements de calcaire dolomitique formant les premiers contreforts de la chaîne. Un mince sol rougeâtre argileux surmonte la croûte calcaire dans les parties basses du plateau. Des éboulis récents, non consolidés, issus des parois sud du Kokkinokremnos recouvrent la partie nord-est des dépôts crayeux de Phileri.

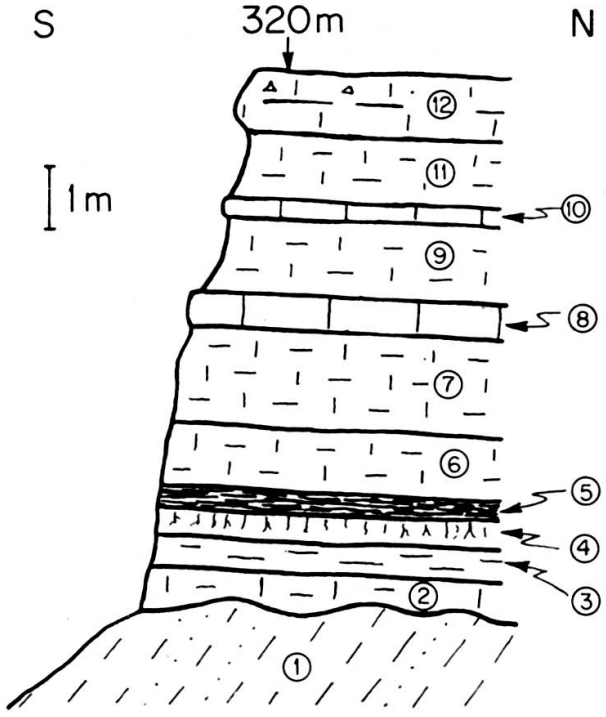


Fig. 3.

Coupe du plateau de Phyleri.

1: Argiles grises stratifiées (flysch néogène); 2: craie azoïque; 3: marnes à débris de coquilles; 4: marnes contenant de nombreuses racines; 5: argiles grises et brunes interstratifiées de feuillets de lignites; 6: craie légèrement marneuse, très fossilifère; 7: craie à Ostracodes; 8: calcaire à Gastéropodes; 9: craie à Ostracodes; 10: calcaire à Gastéropodes; 11: craie azoïque; 12: croûte crayeuse.

Dans un échantillon de craie fossilifère du niveau surmontant directement le lit de lignite, nous avons trouvé une faune constituée par un très grand nombre de petits Mollusques auxquels se mêlent quelques Ostracodes. Les Mollusques appartiennent aux six espèces suivantes (dét. A. JAYET): forme primitive de *Planorbis carinatus* (MÜLL.), très abondant; *Planorbis (Armiger) crista* L., rare; forme minor

de *Valvata piscinalis* (MÜLL.), très abondant; *Limnaea (Radix) ovata* DRAP., abondant; *Vertigo antivertigo* DRAP., rare; *Pisidium nitidum* JENYNS, commun. Les Ostracodes se répartissent en trois espèces (dét. J. H. OERTLI): *Herpetocypris reptans* (BAIRD); *Cyprinotus salinus* (BRADY); *Candona angulata* (MÜLL.). La craie contient en outre des graines de *Chara (hispida?)*.

Au N de la source de Kythrea, on peut observer un autre remplissage de type lacustre dont la surface forme une plaine à 30 m environ en contrebas du niveau précédemment décrit. Les dépôts qui le constituent sont entaillés par le petit ruisseau

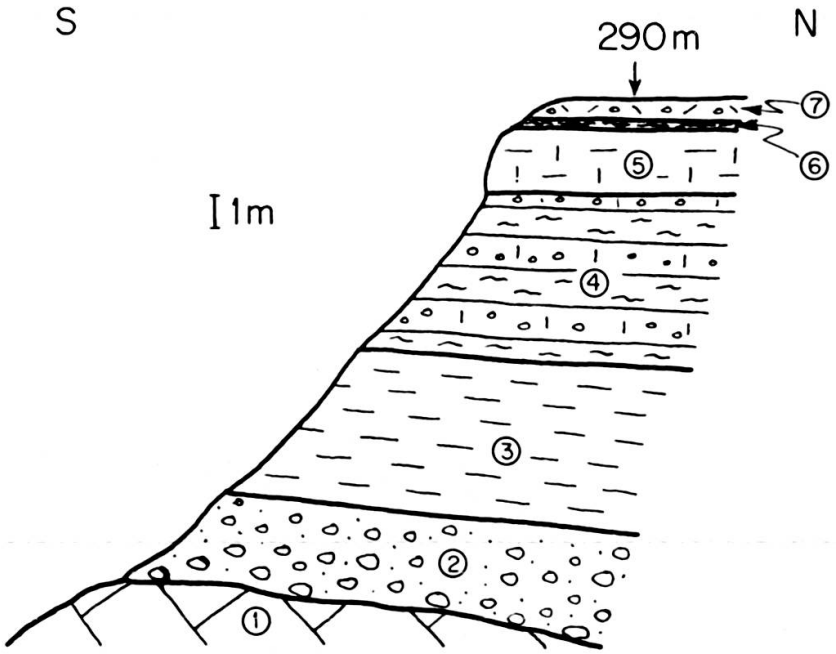


Fig. 4.
Coupe des dépôts de l'ancien lac de Kythrea.
1: calcaire dolomitique écrasé (Trias !); 2: graviers grossiers à matrice crayeuse; 3: marnes crayeuses grises dont la partie supérieure est fossilifère; 4: marnes bariolées rouge et gris avec des intercalations de craie graveleuse; 5: croûte calcaire; 6: marnes grises et rouges; 7: sol brun caillouteux.

drainant le vallon de Kythrea. Le long du chemin d'Halvega, on peut relever la coupe suivante qui est très différente de celle de Phyleri (fig. 4).

Sur une surface irrégulière, tranchée dans des calcaires dolomitiques:
— un gravier basal, grossier et mal classé (env. 3 m);
— des marnes crayeuses grises, bien stratifiées, fossilifères (5 m);
— une série de marnes bariolées rouge et gris, interstratifiées de niveaux de craie un peu graveleuse (5 m);
— un niveau de craie blanche azoïque (2 m);
— une mince couche de marnes bariolées recouverte d'un sol brun terreux et caillouteux (1 m).

La faune des marnes crayeuses est très semblable à celle de Phyleri. Elle comprend les Mollusques suivants: *Planorbis carinatus* (MÜLL.), très abondant; *Limnaea*

(Radix) ovata, DRAP., abondant; *Limnaea (Galba) truncatula* (MÜLL.), rare; *Pisidium nitidum* JENYNS, commun. Elle comprend en outre des Ostracodes: *Herpetocypris reptans* (BAIRD); *Cyprinotus salinus* (BRADY) et *Candona angulata* MÜLL. Ces marnes contiennent encore, mais en très petit nombre, des graines de *Chara*.

Ce remplissage est emboîté dans celui de Phyleri; il est donc manifestement un peu plus jeune que ce dernier. Il n'est pas basculé mais il est recouvert également d'une croûte calcaire. Une mince nappe de graviers brunâtres, déposée lors d'une phase d'érosion plus tardive, le recouvre. Le matériel de remplissage de l'ancien lac de Kythrea rappelle beaucoup les dépôts terminant le cycle calabrien-villafranchien dans la Mésaoria centrale (Formation Apalos, DUCLOZ, 1965). Ces dépôts sont des silts et des marnes bariolés, avec des bancs de gravier intercalés, formant une nappe horizontale dont la base est à l'altitude de 260 m et la surface à environ 320 m. Les deux dépôts sont donc aux mêmes altitudes et ont plus ou moins le même faciès. Il est tentant de les paralléliser. Les dépôts du lac de Kythrea se seraient formés, ainsi que les autres dépôts des lacs périphériques, à l'époque durant laquelle la mer calabrienne se retira de la Mésaoria centrale.

Fig. 5.
Plaine perchée intra-montagneuse, 1 km à l'W de Karka. Altitude 620 m.

Il existe, par endroits, à l'intérieur des montagnes de Kyrénia, des dépôts subhorizontaux remplissant des petites dépressions généralement fermées et allongées suivant la direction principale de la chaîne (fig. 5). Ces remplissages doivent avoir, en partie du moins, une origine lacustre comme les remplissages périphériques de la région de Kythrea. Malheureusement, il est difficile d'étudier ces dépôts car les coupes

naturelles qui nous permettraient de le faire sont toujours très bordières par rapport au centre des dépressions et ne révèlent que des craies azoïques, mal stratifiées et toujours encroûtées. Des puits avaient été foncés dans ces dépressions pour y chercher de l'eau mais leurs coupes ne nous sont pas connues, car ces excavations sont anciennes et d'un accès difficile. L'examen de l'une d'elles, à l'aide d'un miroir, nous a révélé sous un sol terreux et caillouteux récent (environ 0,5 m), des craies vaguement stratifiées contenant des niveaux de matériel graveleux mal roulé et à matrice crayeuse. La base de la section n'était pas visible. L'épaisseur totale du dépôt devait être d'environ 5 m. Par endroits, ces petites plaines perchées, bordées de reliefs plus ou moins importants, sont tapissées d'un sol rougeâtre et l'on serait tenté de les considérer comme des fonds de poljé, les roches encaissantes étant calcaires. Cependant, cette interprétation serait erronée car ces sols rougeâtres de décalcification ne sont pas en place. Leur présence dans les dépressions est due à de la colluviation. Ils recouvrent d'ailleurs des craies et des graviers et non pas une surface de planation rocheuse. Les plaines perchées sont donc exclusivement des remplissages et n'ont pas une origine karstique. Il est d'ailleurs possible de voir, par endroits, ces remplissages passer aux brèches saumon accumulées aux pieds des escarpements qui généralement les enserrent.

Les altitudes de ces plaines perchées varient considérablement de l'une à l'autre et nous n'avons pas pu les grouper par niveaux. La plus basse que nous ayons observée a une élévation de 300 m alors que la plus élevée est aux alentours de la cote 600. La disparité de ces niveaux suggère que ces petites plaines ont dû primitivement être occupées par des lacs de montagne. Ces lacs ont probablement eu une origine tectonique car toutes ces dépressions correspondent à de grands accidents structuraux. Nous interpréterons donc les plaines perchées comme des fonds de lacs recouverts de dépôts colluviaires glissés et qui seraient contemporains des brèches de pente fossiles. Comme les talus fossiles, ces plaines ont été par endroits basculées et elles présentent des dénivellations brusques apparemment en relation avec des mouvements tardifs le long de failles.

La coupe à travers la colline de Klepini (fig. 6 et 7) montre que la surface de Karka a été entaillée par une terrasse d'abrasion plongeant doucement vers la mer et qui est bordée à sa marge interne par une petite falaise. Cette plate-forme située à environ 10 à 20 m en contrebas de la surface de Karka est vraisemblablement d'origine marine. C'est sur elle que sont venus s'accumuler les dépôts de la formation de Klepini dont nous parlerons plus loin.

La surface de Karka correspond à une surface située plus à l'Est, décrite par E. DE VAUMAS (1961) comme *pink surface*. Cet auteur, se fondant sur des critères géomorphologiques, lui attribue un âge villafranchien. Nous avons vu plus haut que des considérations paléogéographiques, altimétriques et des analogies de facies nous ont conduit à la même datation. Les dépôts correspondant à la surface de Karka (brèches de pentes cimentées et dépôts lacustres) contiennent par places des

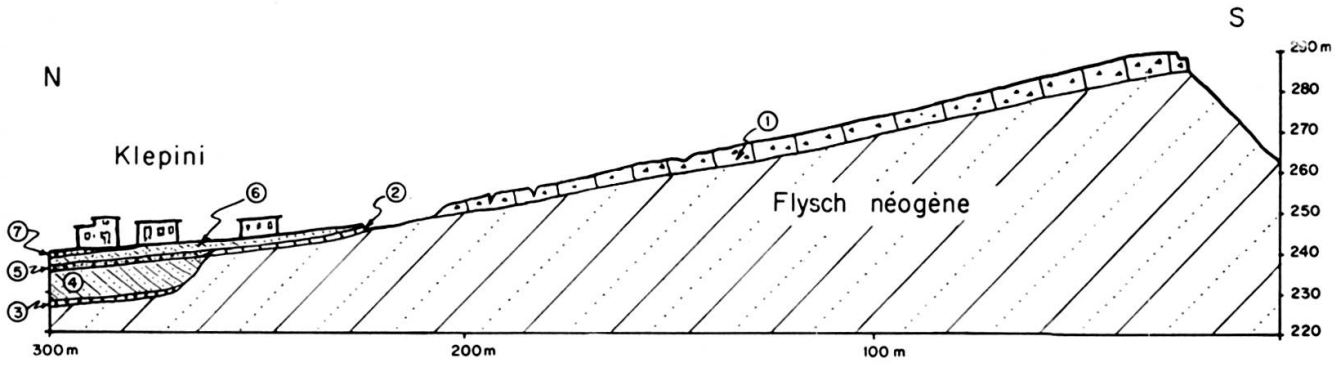


Fig. 6.

Coupe synthétique à travers la colline de Klepini.
1: craie et brèche à ciment crayeux (surface de Karka); 2: calcaire crayeux; 3: conglomérat; 4: calcarénite à stratification inclinée; 5: brèche; 6: calcarénite à stratification inclinée; 7: craie à cailloux et à blocs.

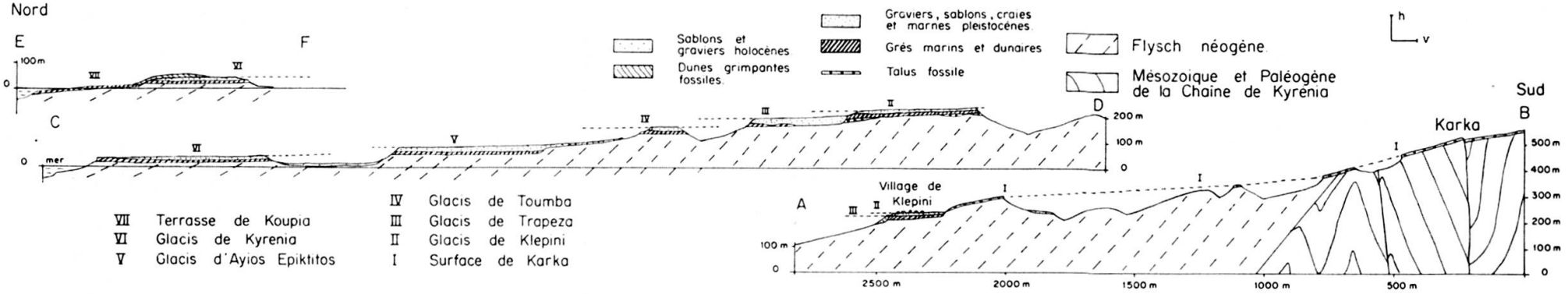


Fig. 7.

Coupe N-S à travers la région de Klepini.

fossiles: des Mollusques et des Ostracodes dans les dépôts lacustres, des restes d'Hippopotames et d'Eléphants nains dans les brèches. Cette faune très intéressante en elle-même n'apporte pas, comme nous le verrons plus loin, d'indication précise permettant de confirmer ou d'infirmer cette datation.

2. *La formation de Klepini*

Nous appellerons formation de Klepini l'ensemble des dépôts constituant le glacis de Klepini. Ce glacis, qui a été en grande partie détruit par l'érosion, subsiste à l'état de reliques, par exemple dans la butte tabulaire sur laquelle est construit le village de Klepini (pl. I). Il forme, plus à l'Est, le sommet de la butte d'Almyra et la partie sud de la butte de Trapeza (fig. 8). Plus à l'Est, il en subsiste quelques lambeaux

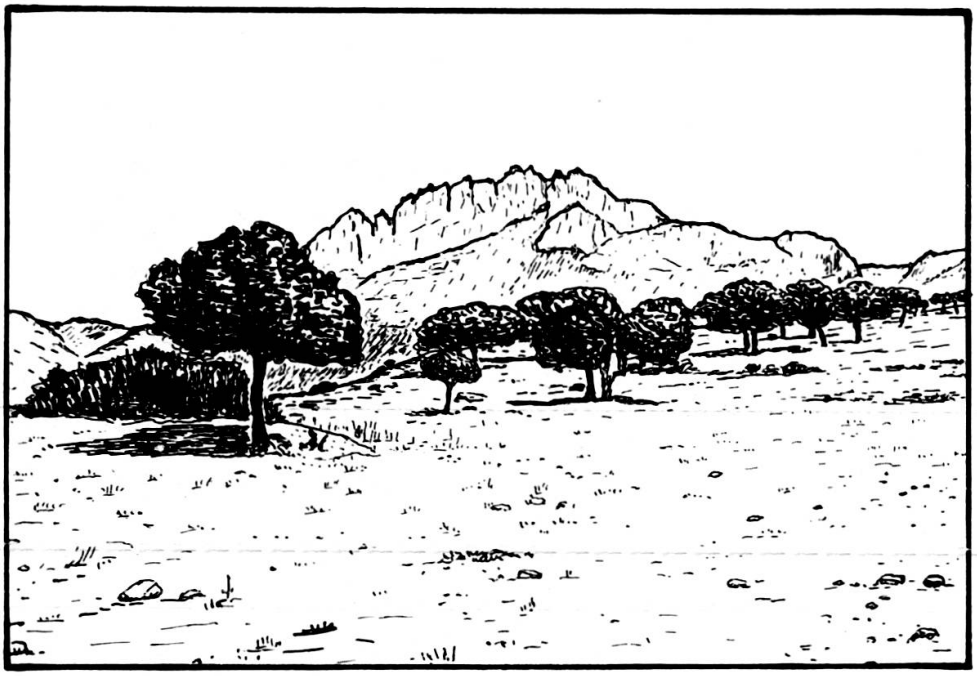


Fig. 8.

Le glacis de Klepini.

Partie méridionale du plateau de Trapeza. Surface formée d'un mince sol reposant sur une épaisse croûte calcaire. Vue prise du village de Trapeza vers le Sud. A l'arrière-plan la chaîne de Kyrénia avec les pitons rocheux du Pentadactylos.

directement à l'W et à l'E du village de Kharcha. L'altitude de ce glacis, dont la surface plonge de 2° à 3° vers la mer, passe dans la région cartographiée de 250 à 220 m.

La butte témoin de Klepini présente sur sa face sud une falaise (fig. 9) donnant d'excellentes coupes du glacis de Klepini. A une centaine de mètres à l'E de l'école de Klepini, nous avons relevé la coupe suivante qui est typique (fig. 10).

Sur les marnes et graywackes helvétiennes nous avons:

— une brèche grossière contenant des blocs dérivés du démantèlement de la chaîne de Kyrénia et dont le ciment est formé de craie blanche (2);

— une mince zone d'argile rougeâtre (3);
— un banc de calcarénite d'un grain moyen à grossier, de couleur jaune-brunâtre à beige-clair, à stratification dominante oblique (4). Ces calcarénites ont une surface d'altération très caractéristique en nid d'abeilles qui rappelle celle des affleurements des calcarénites pliocènes de la région de Nicosie. La stratification oblique est très régulière. Elle plonge d'environ 30° vers le Sud ou le Sud-Est. La roche contient des foraminifères mais pas de macrofossiles. Par places, dans les niveaux plus grossiers, on y trouve des petites pelottes d'algues dont le diamètre peut atteindre 1 cm;
— une brèche à ciment crayeux contenant des blocs assez gros de marbre mésozoïque (5). Cette brèche est encroûtée en surface.

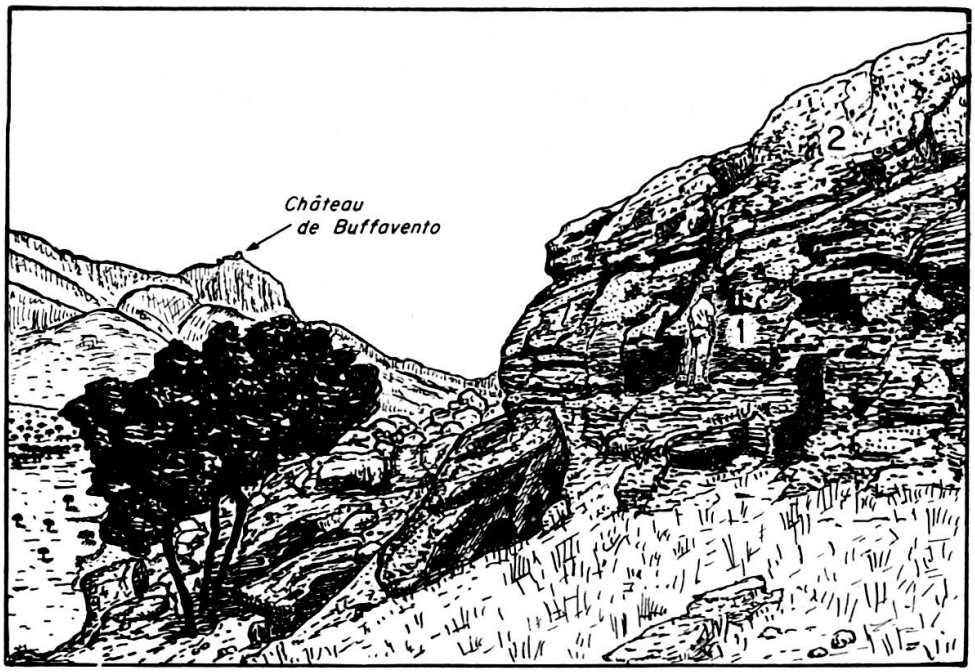


Fig. 9.
La falaise sud de la butte de Klepini.
1: calcarénite à stratification entrecroisée; 2: brèche à ciment crayeux dont le sommet est encroûté. A l'arrière-plan la chaîne de Kyrénia avec le rocher de Buffavento.

L'interprétation des calcarénites (niveau 4) pose un problème. Leur stratification oblique plongeant régulièrement d'environ 30° vers le Sud correspond parfaitement au profil d'équilibre d'un sable dunaire accumulé par un vent de mer de direction très constante. Cette stratification serait par contre difficilement explicable dans un dépôt de plage accumulé le long d'une côte faisant face au Nord. D'ailleurs, la roche ne contient pas de restes de Mollusques marins, généralement nombreux dans les dépôts littoraux. Il est vrai que nous n'y avons pas trouvé non plus d'Hélicidés communs dans les dunes fossiles. La granulométrie des calcarénites semble par contre en faveur d'un dépôt marin car le calibre des grains varie suivant les strates. La roche passe sur des distances assez courtes d'un grain moyen à un grain grossier. Par endroits, on trouve, en outre, de petites pelotes d'algues difficilement explicables en milieu éolien. Il est donc peu aisé de trancher la question de l'origine de ces calca-

rénites. A notre avis, le dépôt est dunaire mais il est encore tout proche de ses plages nourricières.

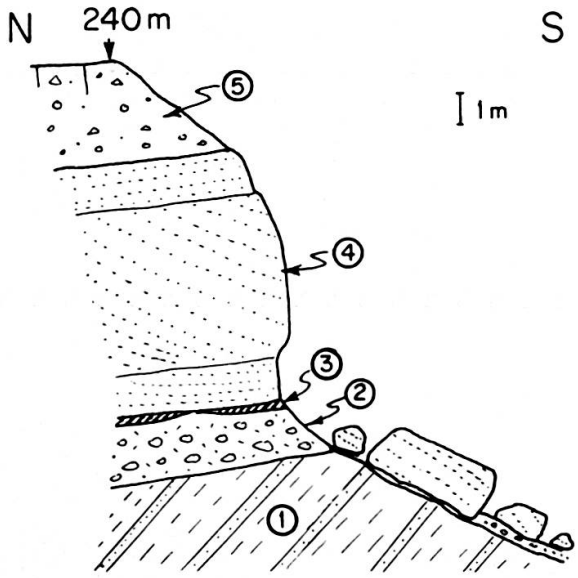


Fig. 10.

Coupe de la falaise sud de la butte de Klepini.
1: flysch néogène; 2: brèche; 3: argile résiduelle brun-rougeâtre; 4: calcarénite à stratification entrecroisée; 5: brèche et conglomérat à matrice crayeuse, encroûtés au sommet.

Pétrographie du banc de calcarénite. Cette roche est surtout formée de fragments arrondis de Lithothamnium, mélangés à des grains moins nombreux de quartz anguleux, des foraminifères (Miliolidés et Amphisorus) et des fragments de plaques et de radioles d'Oursins. La cimentation de calcite grenue et claire est incomplète.

Alors que la face est de la butte de Klepini présente des coupes très semblables à celle que nous venons de décrire, sa face ouest nous offre une coupe légèrement différente (partie gauche fig. 6).

Sur le flysch néogène, on trouve:

— une minche couche de conglomérat (3);
— un banc de 8 m d'épaisseur de calcarénite à stratification oblique qui plonge vers le sud de 30° (4). La partie supérieure de ce banc est encroûtée;
— au-dessus vient une brèche à ciment argilo-marneux et sableux de teinte brun-rougeâtre, par places indurée (5);
— un second niveau de calcarénite à stratification oblique dont le sommet est également encroûté (6);
— une venue de craie à cailloux et à blocs dérivant surtout du Mésozoïque et du Paléogène de la chaîne de Kyrénia (7). Ces craies, qui ont une épaisseur d'environ 2 m dans la partie sud de la falaise, s'épaississent vers le Nord où elles atteignent 7 m. La surface de ce dépôt constitue la surface du glacis. Elle est encroûtée.

Vers l'Ouest, sur la rive gauche de la rivière Arvili, dans une petite colline pyramidale, relique du glacis de Klepini, nous avons observé une coupe très différente des précédentes (fig. 11).

Sur les marnes et graywavkes du flysch néogène, on trouve:

— une brèche de pente bien cimentée (1) passant vers l'aval à un calcaire crayeux de type lacustre (2);
— au-dessus de ce niveau dur, on voit une mince pellicule d'argile résiduelle de couleur rougeâtre tachetée de noir (3);
— par-dessus et en discordance, on a une série subhorizontale de marnes sableuses, gris-clair ou beige, stratifiées et coupées de passées graveleuses (4);
— puis vient un mince niveau argilo-marneux, brunâtre (5).
— Des graviers crayeux stratifiés dont la partie supérieure contient d'assez gros blocs forment le sommet de la série (6).

La butte d'Almyra, à l'E de Klepini, présente sur sa face ouest une très belle falaise où nous avons relevé une coupe assez semblable (fig. 12) à celles que nous avons déjà observées dans la partie sud de la butte de Klepini.

Nous y avons relevé, sur le flysch néogène:

— une mince couche de marne grise, sableuse, stratifiée contenant localement de fines passées de gravier (2); puis
— une mince couche de gravier à éléments anguleux de tailles diverses (quelques centimètres à 40 cm) et dont la matrice est marno-sableuse et de couleur saumon (3);
— un banc épais de calcarénite à stratification oblique dont les couches plongent vers le Sud d'environ 30° (4)
— au sommet, un conglomérat à éléments mal roulés et à ciment crayeux dont la partie sommitale est très encroûtée.

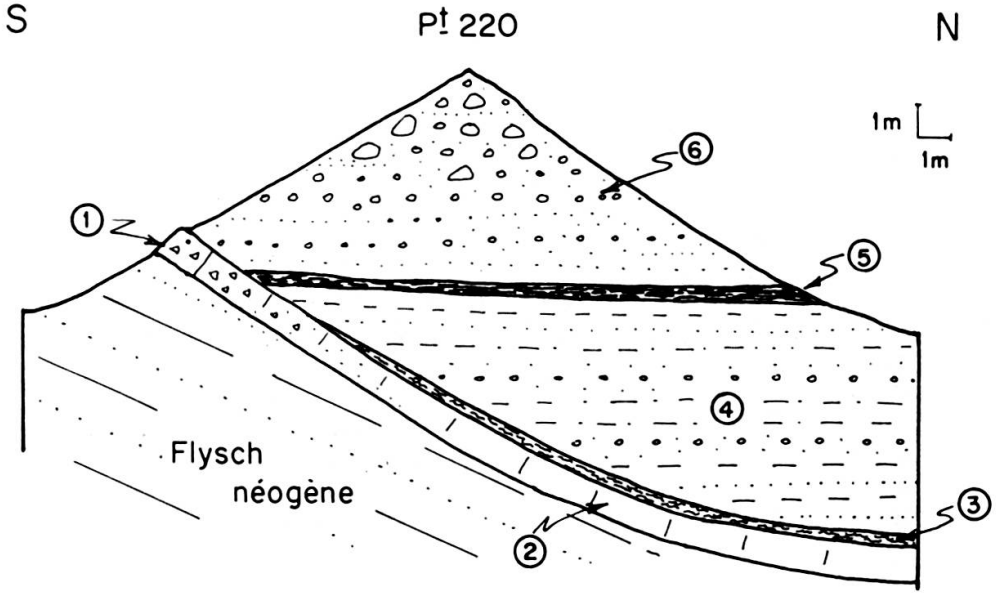


Fig. 11.
Coupe de la pyramide située 1 km à l'W de Klepini.
1: brèche à ciment calcaire; 2: calcaire crayeux; 3: argile rouge-brune; 4: marnes sableuses et graviers; 5: marnes et argiles brunes; 6: graviers crayeux dont la partie supérieure contient des gros blocs.

Dans une coupe très réduite observée sur la face sud de la butte de Trapeza, nous avons noté que la calcarénite basale, très amincie ici, repose sur le flysch néogène par l'intermédiaire d'un niveau de conglomérat à gros éléments bien arrondis.

Ces diverses coupes montrent que la formation de Klepini est constituée essentiellement par: un mince niveau basal de conglomérat (couche 3, fig. 6) ne se développant que par endroits; une zone médiale de calcarénite subdivisée elle-même en deux bancs par un mince niveau de brèche rougeâtre (niveau 5, fig. 6); une nappe supérieure de craie et de gravier crayeux, encroûteé au sommet.

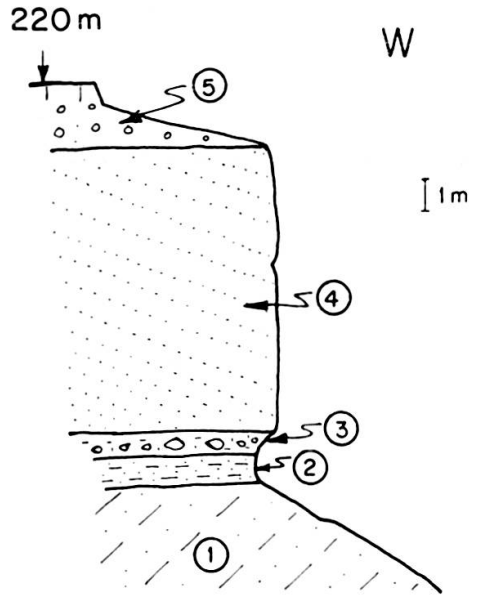


Fig. 12.
Coupe de la falaise occidentale de la butte d'Almyra.
1: flysch néogène; 2: marne sablonneuse; 3: gravier rougeâtre; 4: calcarénite à stratification inclinée; 5: conglomérat crayeux, encroûté au sommet.

Le niveau de marnes et de graviers (niveau 4, fig. 11) de la coupe de la pyramide d'Arvili correspond probablement au mince niveau de marnes (niveau 2, fig. 12) de la coupe d'Almyra et le niveau de brèche rougeâtre surmontant ce dernier (niveau 3) doit être un équivalent de la brèche rougeâtre mentionnée plus haut. Dans ce cas, le banc de calcarénite des coupes des figures 10 et 12 doit correspondre au banc supérieur de la coupe de la figure 6. Le niveau de brèche cimentée et de calcaire lacustre (niveau 1-2, fig. 11, et niveau 2, fig. 10) doit appartenir aux dépôts constituant la surface de Karka, un sol fossile le surmonte localement. Il ne fait donc pas partie de la formation de Klepini.

3. *La formation de Trapeza*

Les buttes de Klepini et de Trapeza présentent dans leur partie nord les restes d'une surface plane, bien individualisée, formant un gradin de 10 à 20 m en contrebas du glacis de Klepini. C'est sur ce replat qu'est construit le petit village de Trapeza (pl. I). Vers l'Est, cette surface est bien préservée; elle forme un vaste plateau plon-

geant doucement vers la mer, plateau sur lequel est situé le gros bourg d'Ayios Amvrosios. E. DE VAUMAS (1961) a montré que cette surface n'est pas une simple surface d'érosion mais un glacis d'accumulation qu'il a appelé la *blue surface*. C'est le toit d'un grand épandage de matériel d'origine diverse, beaucoup plus épais que ne le laissent entendre les descriptions de Vaumas. Suivant une tradition bien établie en géologie, nous baptiserons cette surface d'un nom de lieu et nous l'appellerons glacis de Trapeza puisqu'elle est bien représentée en cet endroit. Dans la région de Klepini, le glacis de Trapeza plonge de 2° à 3° vers la mer. Il atteint une altitude de 218 m à sa marge sud et s'abaisse dans sa partie nord jusqu'à 180 m. A Kharcha, plus à l'Est, ce glacis atteint environ 230 m; il descend vers le Nord jusqu'à la cote 154. A Ayios Amvrosios, il se trouve à environ 150 m.

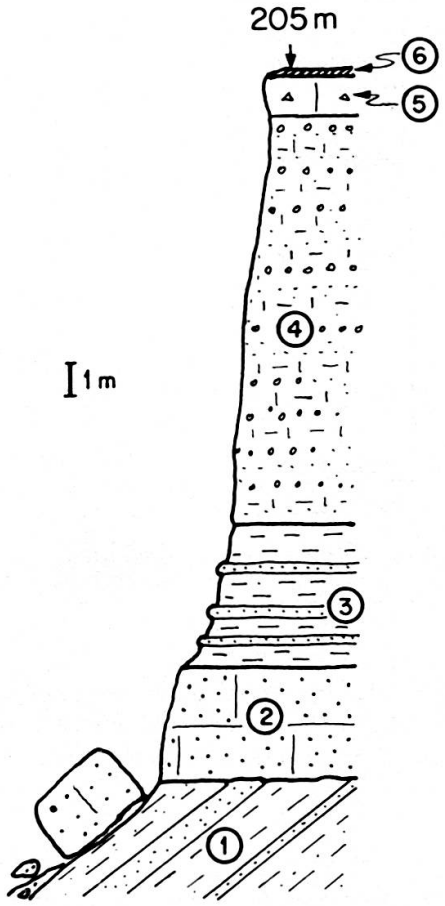


Fig. 13.

Coupe de la falaise occidentale de la butte de Trapeza.
1: flysch néogène; 2: calcarénite blanche, fossilifère; 3: marnes avec de minces intercalations de calcarénite; 4: graviers crayeux et sables; 5: croûte; 6: sol rougeâtre.

Le glacis de Trapeza est constitué par une série de dépôts que nous décrirons sous le nom de formation de Trapeza. Cette formation est une réplique en quelque

sorte de la formation de Klepini avec la différence que les termes y sont peut-être mieux différenciés. On y distingue une partie basale d'origine indiscutablement marine et une partie supérieure, la plus importante, d'origine continentale. La formation affleure particulièrement bien dans les petites falaises qui limitent vers le Nord, l'Ouest et l'Est les buttes de Klepini et de Trapeza. Ces dépôts avaient déjà attiré l'attention de GAUDRY (1862) qui les attribua avec des réserves au Pliocène.

Nous commencerons notre description de la formation de Trapeza par la coupe de la falaise occidentale de la butte de Trapeza, facilement accessible par la route conduisant au village. Dans cette falaise, on peut voir (fig. 13):

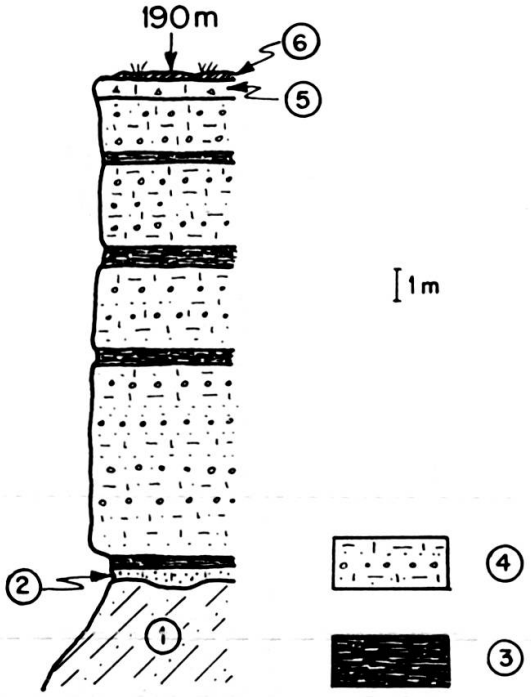


Fig. 14.

Coupe de la falaise septentrionale de la butte de Klepini (500 m au N-E de Klepini).
1: flysch néogène; 2: calcarénite blanchâtre; 3: marnes sablonneuses, rouge tacheté de noir; 4: craies sablonneuses avec des intercalations de conglomérat crayeux; 5: croûte calcaire; 6: sol rougeâtre.

Sur le flysch néogène redressé et tronqué par une surface d'érosion très plane:

— un banc de 3 à 4 m d'épaisseur de calcarénite blanchâtre, dur, faisant saillie à la base de la falaise (2). Cette calcarénite fortement cimentée est fossilifère. Elle est riche en débris de Lithothamnium à peine roulés et contient des Mollusques marins que le peu de temps dont nous disposions ne nous a malheureusement pas permis d'extraire. Cette roche diffère considérablement de la calcarénite à stratification oblique que nous avons décrite plus haut à la base de la formation de Klepini. Les débris d'algues sont si abondants et si peu roulés, la roche est si indurée que l'on serait tenté de l'appeler un calcaire à Lithothamnium; au-dessus de de banc dur, viennent:
— plusieurs mètres de marnes grisâtres contenant de minces passées de calcarénite (3). La partie supérieure de ce niveau est colorée de brun; puis on trouve:
— une épaisse série (plus de 12 m) de conglomérats blanchâtres, crayeux, stratifiés, contenant des intercalations de sables d'un blanc jaunâtre, marneux, parfois crayeux (4); et au sommet:

— une croûte calcaire faisant corniche (5); enfin:
— un mince sol rougeâtre argileux recouvre l'ensemble.

Pétrographie du banc de calcarénite: Nombreux grains à peine roulés, parfois anguleux de Lithothamnium, auxquels se mêlent des foraminifères (Miliolidés, Globigérines, Rotalidés, etc.,) des fragments anguleux de quartz et de plagioclases, ainsi que des grands fragments de coquilles de Mollusques. Le tout est pris dans un ciment de calcite grenue, limpide.

La face septentrionale de la butte de Klepini montre une série de coupes un peu différentes mais intéressantes car elles révèlent l'existence de plusieurs paléosols dans la série continentale de Klepini. A 500 m environ au NE du village de Klepini, nous avons relevé la coupe suivante (fig. 14).

Sur le flysch néogène arasé:

— un banc de calcarénite blanchâtre, d'un grain moyen (2). Ce banc est lenticulaire et très mince. Il remplit de petites dépressions dans la surface d'érosion du flysch; sur cette calcarénite et parfois directement sur le flysch:
— une mince zone de marnes sablonneuses contenant quelques galets. Ces marnes sont brun-rougeâtre avec des taches noires. Ces taches se sont développées autour de minuscules racines dont on retrouve par-ci par-là les traces. Il s'agit donc d'un paléosol assez typique; au-dessus:
— une épaisse couche, environ 6 m, de craie un peu sablonneuse, blanchâtre, stratifiée, contenant des passées de conglomérats à ciment crayeux; cette couche passe graduellement à:
— un mince niveau de marne brun-rouge avec des taches noires, semblable à celui surmontant la calcarénite (2^{e} paléosol); au-dessus viennent:
— un second banc de conglomérat crayeux et de craie stratifié, analogue à celui décrit ci-dessus;
— un mince niveau de marne brun-rougeâtre tacheté de noir (3^{e} paléosol);
— un banc de conglomérat à ciment crayeux plus grossier que les niveaux sous-jacents;
— un mince niveau de marne brun-rougeâtre à taches noires (4^{e} paléosol);
— un banc de craie stratifiée avec quelques passées conglomératiques;
— une épaisse croûte calcaire (5) recouverte d'un sol brun-rougeâtre (6).

La calcarénite basale repose sans l'intermédiaire d'un conglomérat sur le flysch. L'ensemble de conglomérats crayeux et de craie qui la recouvre montre une stratification horizontale bien marquée. Les paléosols forment eux aussi de beaux niveaux horizontaux que l'on peut suivre dans les falaises sur de grandes distances. Sur la face est de la butte, on voit que cette série continentale est emboîtée dans la formation de Klepini et son soubassement de flysch qui sont entaillés par une falaise fossile dont la pente est d'environ 60°.

La troisième et dernière coupe de la formation de Trapeza que nous avons relevée se trouve sur la face occidentale de la butte de Klepini à l'endroit où la route escalade la colline. On peut y voir (fig. 15):

Sur le flysch néogène entaillé en surface plane légèrement bosselée:

— un banc de calcarénite crème, contenant par endroits quelques coquilles de Mollusques marins (2). Cette roche est friable, poreuse et montre une vague stratification horizontale. Les dépressions dans la surface d'abrasion du flysch déterminent des variations d'épaisseur de ce banc qui peut passer de 2 à 6 m sur de courtes distances.
— Cette calcarénite passe vers le haut à un mince niveau de marne brun-rougeâtre tacheté de noir (3), un paléosol vraisemblablement.
— Au-dessus une série de marnes brunes ou grises, sabloneuses, bien stratifiées avec des passées de conglomérats à matrice crayeuse (4);

— une épaisse croûte de calcaire crayeux et noduleux (5);
— un sol résiduel rougeâtre (6).

Pétrographie du banc de calcarénite. La roche est formée de nombreux grains grossiers, arrondis ou anguleux de Lithothamnium, mêlés à de nombreux foraminifères (gros Miliolidés et Amphistégines). Certains grains de Lithothamnium sont très grands et absolument pas roulés. On trouve en outre en proportion moindre des grains anguleux de quartz et de plagioclase ainsi que des débris de coquilles de Mollusques et de plaques et radioles d'Oursins. La cimentation incomplète est faite par de la calcite microcristalline.

Toutes les coupes à travers le glacis de Trapeza nous montrent qu'il a une constitution assez homogène. A la base, nous avons une mince couche de calcarénite représentant une plage fossile ou un dépôt très littoral. Ce niveau sableux repose directement sur une surface d'abrasion coupée dans les couches redressées du flysch

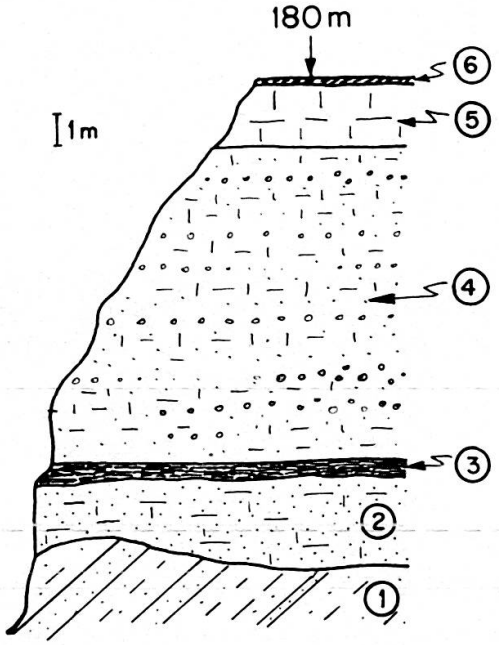


Fig. 15.

Coupe de la butte de Klepini au droit de la route menant à Ayios Epiktitos.
1: flysch néogène; 2: calcarénite stratifiée, fossilifère; 3: marnes bariolées rouge et noire; 4: marnes sablonneuses avec des intercalations de conglomérat crayeux; 5: croûte calcaire jaune-brun; 6: sol rougeâtre.

néogène. Recouvrant cette couche marine, nous trouvons une série assez épaisse (10 à 14 m) d'atterrissements continentaux: des craies, marnes et des conglomérats à ciment crayeux. Ces dépôts sont scellés par une épaisse croûte calcaire recouverte d'un mince sol rougeâtre formant la surface du glacis.

4. *La formation de Toumba*

Au N des hautes buttes tabulaires de Klepini, d'Almyra et de Trapeza, il existe une série de petites collines entaillées dans le flysch néogène qui sont coiffées de

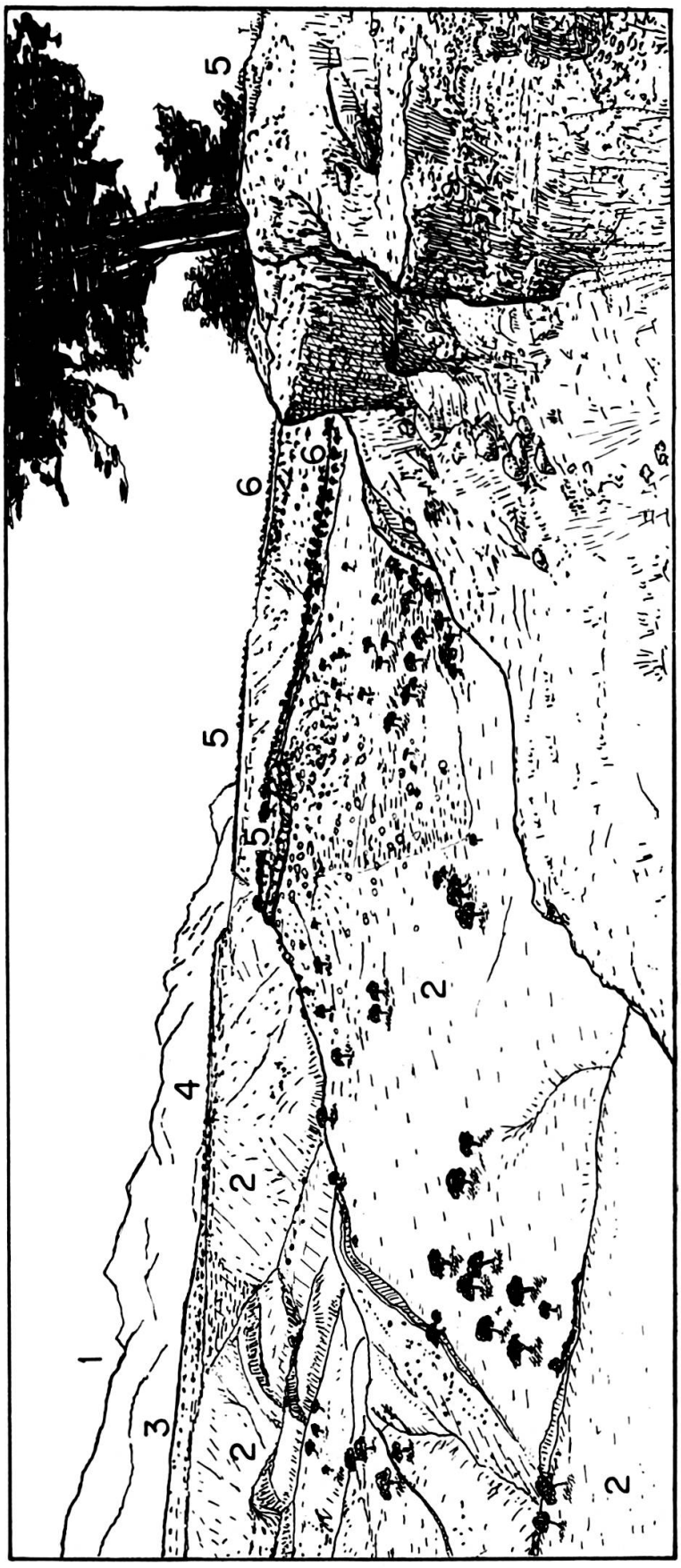


Fig. 16.
Les glacis emboîtés de la région de Klepini. Vue prise de la colline de Toumba.
1: chaîne de Kyrénia; 2: flysch néogène plongeant fortement au Nord; 3: glacis de Klepini; 4: glacis de Trapeza; 5: glacis de Toumba; 6: glacis d'Ayios Epiktitos.
Au premier plan, formant corniche, la croûte calcaire scellant la formation de Toumba.
Au second plan, colline coiffée uniquement par la calcarénite basale de la formation de Toumba.

dépôts subhorizontaux dont la surface se trouve de 20 à 30 m en contrebas du glacis de Trapeza (fig. 16). Ces dépôts qui sont donc emboîtés sont semblables dans l'ensemble à ceux qui construisent les glacis plus anciens. Nous appellerons ces dépôts formation de Toumba et glacis de Toumba leur surface terminale. Ce glacis a été très disséqué par l'érosion et ne subsiste qu'à l'état de reliques minuscules dont les altitudes, dans la région cartographiée, se maintiennent aux environs de la cote 160.

La petite colline pyramidale de Toumba, que nous avons choisie comme localité type, nous montre la coupe suivante (fig. 17).

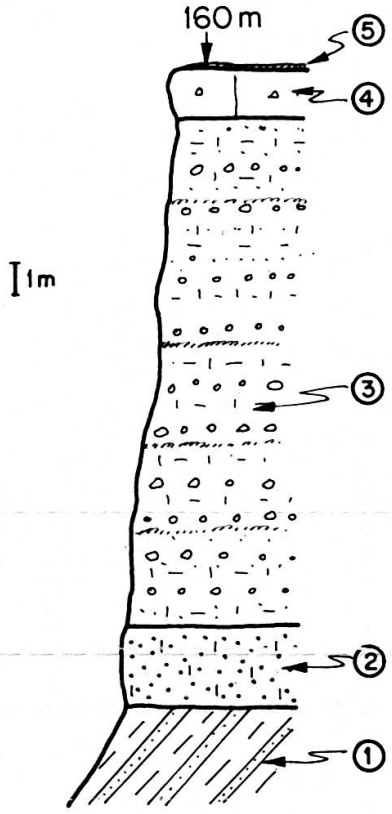


Fig. 17.

Coupe de la colline de Toumba.

1: flysch néogène; 2: calcarénite massive; 3: conglomérats crayeux à éléments sub-anguleux, entrecoupés de minces niveaux d'argile résiduelle; 4: croûte calcaire; 5: sol rougeâtre.

Sur le flysch arasé:

— un mince banc (2-3 m) de calcarénite jaunâtre de grain fin à moyen, massive, poreuse et plutôt friable (2);
— au-dessus, une série épaisse (16 m) de conglomérats crayeux, blanchâtre, grossiers à moyens, bien stratifiés et dont les éléments sont mal roulés. Ces conglomérats sont coupés de bancs de craie impure et de minces niveaux d'argile brun-rougeâtre. Nous n'avons malheureusement pas eu le temps de relever en détail cette série continentale dont les niveaux rougeâtres doivent, comme ceux que nous avons observés dans la formation de Trapeza, représenter des paléosols.
— Scellant ces dépôts, on trouve une croûte calcaire épaisse (4), surmontée d'un mince sol rougeâtre (5).

La formation de Toumba est donc très semblable aux formations construisant les glacis plus anciens et plus particulièrement à la formation de Trapeza. Les seules différences, qu'un examen rapide de ces dépôts nous a révélées, sont: l'absence, dans la calcarénite basale, de débris de Mollusques marins, et dans la série continentale une augmentation du matériel grossier. La première différence est négative et il est probable que des recherches patientes dans le banc de calcarénite y révèleront la présence de fossiles car ce niveau a un aspect marin indéniable. La roche est formée en grande partie de débris d'algues calcaires mal roulés auxquels se mêlent des fragments anguleux de quartz, de plagioclases et de pyroxènes. Elle contient, en outre, des Rotalidés et quelques grosses Globigérines.

Le glacis de Toumba est beaucoup plus détruit par l'érosion que le glacis plus ancien qui le surmonte. Il y a là une anomalie curieuse qui doit probablement son origine au fait que le glacis de Toumba est moins profondément emboîté dans le glacis supérieur que celui qui s'emboîtera à son tour dans ses dépôts.

5. *La formation d'Ayios Epiktitos*

La formation d'Ayios Epiktitos est une série de dépôts appartenant à un glacis situé à quelques 70 m en contrebas du glacis que nous venons de décrire. Contrastant avec les glacis plus anciens qui n'étaient, en général, préservés qu'à l'état de reliques, le glacis d'Ayios Epiktitos forme un vaste plateau interrompu seulement de place en place par les ravines encaissées des rivières. Dans la région cartographiée, ce plateau qui plonge vers la mer avec une pente de 2° à 3°, passe d'environ 100 m d'altitude à 60. Vers l'Ouest, la surface du glacis se poursuit sans interruption jusque dans la région de Kazaphani. Le village d'Ayios Epiktitos, à mi-distance, est construit à la marge nord de ce plateau, au sommet de la petite falaise qui le limite vers l'aval. En ce point, l'altitude du glacis est d'environ 80 m. Dans toute cette région, le glacis d'Ayios Epiktitos s'étend généralement vers l'amont jusqu'au talus fossile de la surface de Karka. Les glacis plus anciens ont presque partout disparu, démantelés par l'érosion et ce n'est qu'en de rares points que l'on en trouve de minuscules reliques, tel le petit plateau suspendu sur lequel s'élèvent le village et l'Abbaye de Bellapais et qui est un lambeau du glacis de Klepini. Vers l'Est, la surface du glacis d'Ayios Epiktitos forme un niveau très persistant que nous avons reconnu jusque dans la région au N d'Akanthou. A en juger par quelques cotes que nous avons relevées le long de ce glacis, il n'a pas dû subir de mouvements de bascule importants.

La formation d'Ayios Epiktitos est, comme les formations des glacis plus anciens qui la dominent, une série cyclique: à la base, nous trouvons généralement un banc de calcarénite d'origine marine, alors que le sommet est formé d'une nappe de graviers continentaux.

La calcarénite basale affleure particulièrement bien dans la falaise d'Ayios Epiktitos. Le contact inférieur n'est pas visible mais des indices de marnes grises, par-ci par-là, et une série de petites sources indiquent que ce banc gréseux repose

directement sur le flysch. L'horizon de calcarénite a une épaisseur d'environ 9 à 10 m. Il est séparé en deux bancs par un mince niveau marno-sableux de couleur gris-brunâtre. Ces calcarénites sont semblables pétrographiquement à celles que nous avons décrites précédemment. Elles contiennent de nombreux foraminifères (Globigérines, Pénéroplidés et Miliolidés), sont très riches en fragments peu roulés d'algues calcaires et contiennent jusqu'à 25 % de quartz anguleux. Elles sont bien stratifiées en couches horizontales, un caractère qui exclut que ces dépôts, du moins dans la région d'Ayios Epiktitos, soient d'origine éolienne.

Alors que dans la falaise d'Ayios Epiktitos, la calcarénite basale assez épaisse n'est surmontée que d'une mince couche de craie indurée, ces proportions s'inversent dans la partie aval du glacis. Le niveau de calcarénite s'amincit et la couche sommitale se développe en une épaisse nappe de graviers dont la matrice est souvent crayeuse. Cette nappe de graviers peut avoir jusqu'à 25 m de puissance.

De nombreuses coupes de la formation d'Ayios Epiktitos sont visibles sur les versants escarpés des petites vallées qui entaillent le glacis. Celle que nous avons relevée sur le flanc oriental du vallon de la rivière Lakanon, environ 1,3 km en amont de son embouchure, est typique (fig. 18).

En discordance sur le flysch néogène, on trouve:

— un banc de calcarénite bien stratifiée, d'un grain moyen à grossier avec de petites passées conglomératiques. Cette calcarénite qui est formée en grande partie d'abondants débris d'algues calcaires et de foraminifères contient par endroits quelques rares coquilles de Mollusques marins
— Au-dessus se présente un mince banc (30 cm) de marnes sableuses grises;
— puis, un second banc de calcarénite semblable au banc inférieur;
— au-dessus, des graviers stratifiés dont la matrice est localement crayeuse (3);
— puis viennent plusieurs mètres de marnes sableuses vaguement stratifiées et de couleur gris clair légèrement jaunâtre (4);
— couronnant ces dépôts, nous trouvons une épaisse croûte calcaire (5) surmontée d'un mince sol rougeâtre (6).

L'horizon de calcarénite basale passe très rapidement vers le Sud, dans la coupe de la rivière Lakanon, à un banc de conglomérats bien stratifiés. Ces conglomérats sont adossés à une petite falaise fossile entaillée dans le flysch et dont le pied, à environ 50 m d'altitude (fig. 7), marque la ligne d'un ancien rivage. Dans le même vallon, mais cette fois sur la rive gauche de la rivière et un peu en aval de la coupe décrite ci-dessus, on peut voir qu'il existe localement, à la base du banc de calcarénite, un niveau de conglomérat bien cimenté à éléments arrondis, d'assez grande taille, et dont l'épaisseur peut atteindre 1,50 m.

La venue de marnes sableuses grisâtres qui sépare la calcarénite basale en deux bancs semble être en relation avec un phénomène assez général. Nous l'avions déjà notée dans la falaise d'Ayios Epiktitos, nous la retrouvons aussi dans la petite falaise au S de la plage dite du *mile* 6. A cet endroit, les marnes sableuses sont colorées en brun-rougeâtre et évoquent un peu un sol fossile.

La nappe de graviers qui recouvre les calcarénites basales et forme la partie médiale de la formation présente, nous l'avons déjà vu plus haut, une épaisseur très variable. Dans la ravine de la rivière Arvili, à l'W de la coupe décrite ci-dessus,

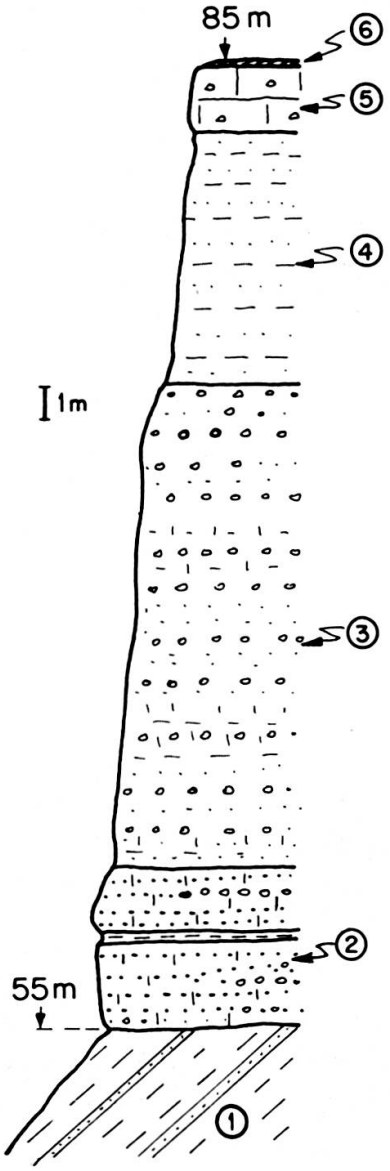


Fig. 18.

Coupe du ravin de Lakanon.

1: flysch néogène; 2: calcarénite stratifiée, fossilifère, coupée par un mince lit de marne sableuse; 3: graviers localement crayeux; 4: marnes sableuses; 5: conglomérat à ciment crayeux, encroûté au sommet; 6: sol brun-rouge argilo-terreux.

toute la section, environ 25 m, est occupée par des graviers stratifiés, scellés par une épaisse croûte calcaire atteignant par endroits 4 m. L'horizon de marnes sableuses qui était bien développé au sommet de la coupe de la rivière Lakanon a disparu. Il est probablement remplacé par des graviers. La base de la formation n'étant pas

exposée, la nappe de graviers a donc, en cet endroit, plus de 25 m d'épaisseur. La plupart des coupes de la formation d'Ayios Epiktitos que nous avons eu l'occasion d'examiner montrent que ces graviers se différencient des nappes de graviers plus anciennes par une stratification mieux marquée et par une disparition presque complète de la matrice crayeuse, au profit d'une matrice sableuse ou argileuse. Ils ne sont pas entrecoupés par des niveaux de sols fossiles. Alors que les nappes de conglomérats crayeux des glacis plus anciens doivent probablement leur origine, en partie, à des phénomènes de colluviation et de solifluxion, les graviers de la formation d'Ayios Epiktitos sont incontestablement le produit d'atterrissements alluviaux. Dans la région entre Ayios Epiktitos et Kazaphani, on peut très nettement distinguer deux parties dans la nappe de gravier: une partie inférieure constituée par des graviers à matrice un peu crayeuse et une partie supérieure constituée par des graviers à matrice terreuse brunâtre.

Le remblaiement alluvial du glacis d'Ayios Epiktitos s'étend vers l'amont au-delà de la falaise qui marque la limite de l'extension vers le Sud de la calcarénite basale (fig. 7). En d'autres termes, il fossilise complètement cette falaise qui n'est visible qu'en coupes, dans les entailles des rivières. La croûte calcaire sommitale recouvre la nappe de graviers au-delà de son extension la plus méridionale. Par endroit, elle fossilise des petits versants concaves entaillés dans le flysch et se raccordant vers le haut à la surface de Toumba ou à des surfaces plus anciennes.

Dans les parties supérieures des drainages des rivières Arvili, Kipian et Yerolanda, il existe de petites terrasses alluviales situées à une vingtaine de mètres au-dessus des thalwegs actuels et dont la surface est encroûtée. Ces terrasses, qui sont emboîtées dans la surface de Karka et le glacis de Klepini, se raccordent vers l'aval à la surface du glacis d'Ayios Epiktitos. Elles confirment l'origine alluviale de la nappe de graviers qui construisit ce dernier.

A la marge aval du glacis d'Ayios Epiktitos, l'on note en plusieurs points des mamelons allongés qui rompent l'harmonie de sa surface. Ce sont de petites dunes perchées, fossilisées et qui reposent sur la surface encroûtée du glacis. Elles ont dû se mettre en place quand la mer, revenue sur une position d'attaque, entaillait la terrasse sur laquelle repose la formation que nous examinerons au chapitre suivant.

En dehors de la région étudiée sur le littoral de la baie de Morphou, la formation d'Ayios Epiktitos a construit le plateau sur lequel est situé le petit village d'Ayia Irini (alt. 60 à 80 m). Le petit cañon de 5 à 6 m de profondeur, entaillé dans cette surface par le ruisseau qui coule directement au N du village, montre que la formation est ici constituée par un banc de calcarénite à grain grossier recouvert d'une mince nappe de graviers. C'est dans ce banc de calcarénite que R. GUNNIS (1936) et T. A. MOORE (1960) ont signalé des os et des dents d'*Hippopotamus minutus*. Les os, qui sont souvent brisés, sont à peine roulés et n'ont pas dû subir un transport important; ils proviennent d'un niveau particulièrement grossier et même localement

conglomératique du banc de calcarénite. Ils sont vraisemblablement contemporains du dépôt de la phase marine de la formation.

6. *La formation de Kyrénia*

La formation de Kyrénia a, depuis longtemps, attiré l'attention des géologues qui visitèrent Chypre et il en existe des descriptions nombreuses bien que généralement sommaires et faussées par des confusions entre diverses formations. C'est à A. GAUDRY (1862) que nous devons les premières observations sur ces dépôts qu'il décrit sous le nom de « cordon littoral ». D'après cet auteur, qui s'est visiblement intéressé à ces terrains à qui il consacre un chapitre entier de son remarquable mémoire sur la géologie de l'île, se sont « des calcaires grossiers jaunâtres, des sables gris ou jaunes remplis de foraminifères et des conglomérats endurcis ou friables ». Ces dépôts ceinturent la plus grande partie de l'île et témoigneraient, d'après GAUDRY, non seulement d'un mouvement d'abaissement récent du niveau de la mer mais aussi de dislocations. C'est dans cette formation littorale que cet auteur signala pour la première fois en Méditerranée orientale le *Strombus bubonius* * qu'il rapporte après hésitations au *S. Coronatus* et qui deviendra plus tard le fossile caractéristique par excellence de l'étage tyrrhénien. RUSSEL (1881) introduisit le terme Kyrénia Rock pour désigner le type gréseux de roche décrit par GAUDRY et qui forme le sommet des falaises sur le littoral de Kyrénia. RUSSEL voyait dans ces dépôts gréseux un équivalent des grès calabriens de la Mésaoria centrale (form. Athalassa); il fut suivi dans cette erreur par la plupart des géologues qui explorèrent l'île après lui. Récemment, E. DE VAUMAS (1962), se fondant sur des critères géomorphologiques, montra que les calcaires détritiques de Kyrénia devaient être beaucoup plus jeunes que les dépôts calabriens de la Mésaoria. Plus récemment encore, MOSHKOVITZ (1966) et DUCLOZ (1964) démontrèrent, fossiles à l'appui, que ces roches avaient dû être déposées lors de la transgression tyrrhénienne (*s.l.*). Cependant, des confusions subsistèrent car tous les calcaires détritiques côtiers étaient en vrac rapportés à la même formation (DUCLOZ, 1964). Nous avons vu plus haut qu'il n'en est rien et que nous avons affaire à des dépôts emboîtés dont l'âge est de plus en plus jeune à mesure que l'on se rapproche du niveau actuel de la mer. En fait, seul le niveau inférieur de Kyrénia est d'âge tyrrhénien.

Les calcaires détritiques que l'on trouve à l'E et à l'W de Kyrénia (form. Kyrénia *auct.*) sont en fait des calcarénites. Ces roches ne sont, comme les calcarénites que nous avons décrites plus haut, qu'une partie d'un dépôt cyclique formant un glacis d'accumulation. C'est à cet ensemble de dépôts que nous considérons comme une

* Le Strombe du Pléistocène méditerranéen est connu depuis A. RISSO (*Observations géologiques sur la presqu'île de Saint-Hospice*, Jour. des Mines, vol. 34, 1813) qui l'identifia comme un Aporrhais, le *Strombus pes pelecani* de LINNÉ, avant d'en faire une nouvelle espèce de Strombe, le *S. delucianus*. Pendant longtemps, cependant, le Strombe des anciennes plages quaternaires de la Méditerranée a été rapporté à *S. mediterraneus* DUCLOS, un synonyme de *S. bubonius* LMK.

unité stratigraphique que nous réservons le nom de formation. La formation de Kyrénia comprendra donc, dans le sens que nous lui donnons, un dépôt basal d'origine marine et une unité supérieure, en grande partie des graviers et des sablons d'origine continentale.

La formation de Kyrénia dont la surface des dépôts forme le glacis de Kyrénia a été relativement peu détruite par l'érosion. Elle forme à l'W et à l'E de Kyrénia une plaine côtière d'une largeur de 1 à 2 km dominant la mer par une falaise vive dont la hauteur varie de 20 à 26 m (fig. 19). Les cours d'eau temporaires qui traversent

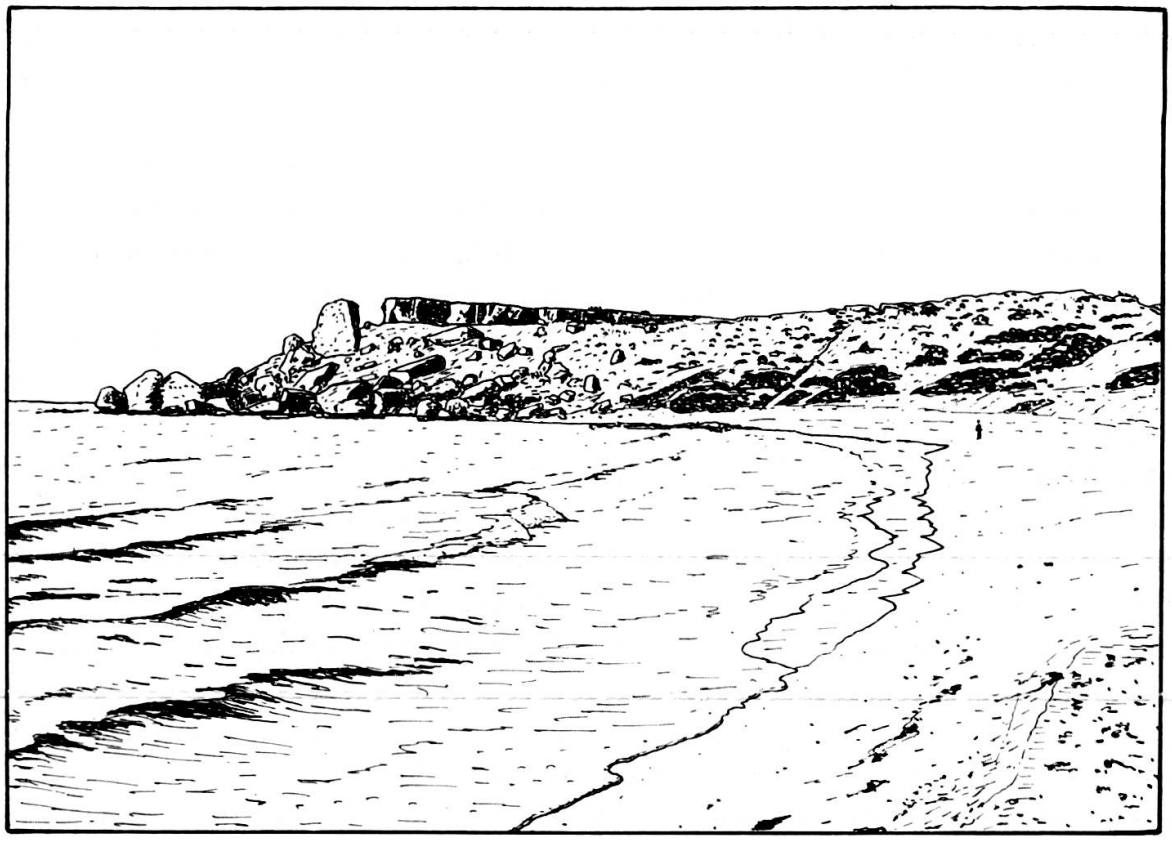


Fig. 19.

Plage de Pachyammos. 1 km à l'E de Daoud. La corniche d'où s'éboulent les énormes blocs est formée de la calcarénite basale de la formation Kyrénia. Son altitude est de 26 m. La calcarénite repose en discordance sur les marnes du flysch miocène formant talus.

du Sud au Nord cette plaine côtière y creusent généralement des ravines étroites et à versants escarpés. Dans la région de Kyrénia, certaines petites rivières de faible volume n'ont cependant pas encore réussi à s'encaisser complètement dans ces dépôts. Dans la région de Klepini et plus à l'Est, le glacis diminue de largeur et la banquette qu'il forme dépasse rarement 1 km. Elle est coupée par de profondes ravines que la route côtière doit franchir en faisant de nombreux lacets. Ce n'est que dans la région d'Akanthou que le glacis de Kyrénia reprendra une largeur comparable à celle qu'il avait près de Kyrénia.

Le glacis de Kyrénia atteint, à sa partie aval, au droit de la falaise qui le sépare du niveau de la mer, une altitude de 20 à 25 m. Il s'élève en pente douce vers l'amont généralement jusqu'à la cote 60 environ, au pied de la falaise qui le limite du glacis d'Ayios Epiktitos. Au N de Kyrénia cependant, le glacis qui n'est plus ici limité vers l'amont par une falaise morte, s'élève davantage et atteint des cotes de 100 à 120 m. Au Nord de Kharcha et d'Akanthou, le glacis s'abaisse vers le Nord plus qu'il ne le faisait à l'Ouest et en certains points sa surface est à peine à 12 m du niveau de la mer.

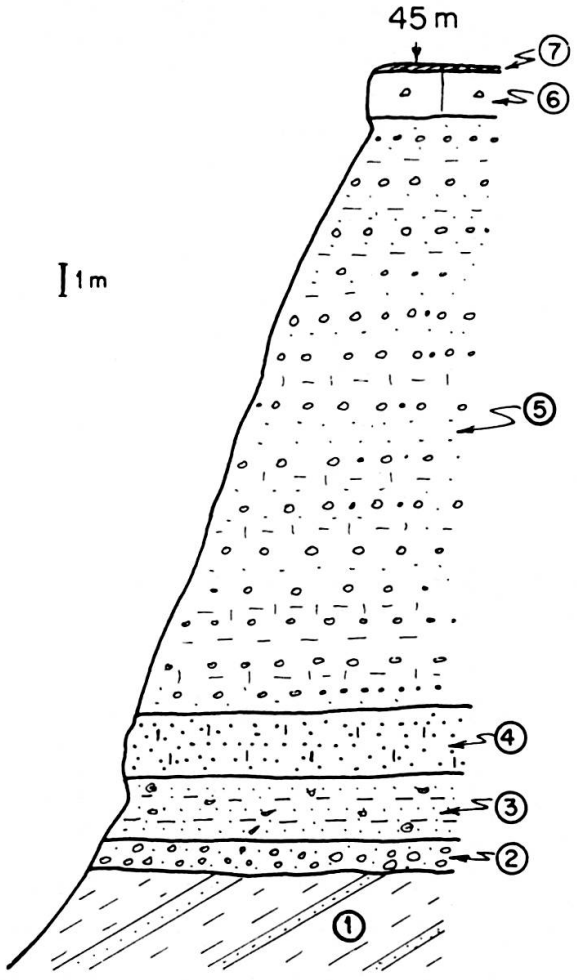


Fig. 20.

Coupe du ravin de Yerolanda.

1: flysch; 2: conglomérat; 3: grès argileux, fossilifère; 4: calcarénite stratifiée; 5: graviers marno-crayeux; 6: croûte calcaire; 7: sol argileux rougeâtre.

La formation de Kyrénia, dans la région que nous avons étudiée, comporte: un niveau marin basal, généralement des calcarénites, existant uniquement à la partie externe du glacis; une nappe médiale faite en grande partie de graviers surmontés d'une croûte calcaire; une nappe supérieure à développement localisé et formée de sablons gris-jaunâtre mêlés à des graviers et à des marnes.

Nous n'avons examiné en détail, dans la région de Klepini, qu'une seule coupe de la formation. C'est la coupe visible sur la rive gauche de la rivière Yerolanda, environ 400 m en amont de son embouchure (fig. 20). En cet endroit, on peut voir:

Reposant sur une terrasse arasée dans le flysch néogène:

— une mince couche (0,5 à 1 m) de conglomérats dont les éléments sont bien roulés (2). Cette couche représente probablement une ancienne grève.
— Au-dessus de ce conglomérat et sans coupure franche, nous trouvons un niveau de grès fin, argileux, tendre et très fossilifère (3);
— puis, un banc de calcarénite jaunâtre, de grain moyen, poreuse, stratifiée, contenant de nombreux fragments d'algues calcaires ainsi que des foraminières (4);
— puis, une épaisse nappe de graviers stratifiés dont la matrice est tantôt marneuse tantôt crayeuse (5);
— une croûte calcaire (6) recouverte d'un mince sol rougeâtre (7).

La faune de l'horizon de sable gris (niveau 3) est abondante. Une récolte hâtive nous a livré les espèces suivantes (dét. E. BINDER):

Natica millepunctata L.
Murex trunculus L.
Cerithium vulgatum BRUG.
Columbella rustica L.
Gibbula ardens (von SALIS)

Toutes ces espèces vivent encore en Méditerranée; elles caractérisent des dépôts de plages ou des dépôts très littoraux.

La partie basale (niveaux 2, 3 et 4) est généralement représentée, dans notre région, par un banc unique de calcarénite dont la stratification est souvent oblique et plonge vers les terres. Ce banc qui a une puissance de 5 à 9 m semble horizontal mais il s'abaisse doucement vers la mer comme la terrasse qui le supporte. Dans la falaise qui limite le glacis de Kyrénia vers le Nord, sa base domine généralement le niveau de la mer de 10 à 15 m; au N de Kharcha elle est à fleur d'eau. Cette calcarénite basale s'amincit dans les parties amont du glacis; parfois, elle est complètement absente. A Angoulos, au pied de la falaise du glacis d'Ayios Epiktitos, elle ne mesure que 3 à 4 m. Plus au Nord, au point où la route côtière intersecte la marge du glacis, la calcarénite a disparu et des atterrissements continentaux reposent directement sur le flysch néogène.

Dans la région cartographiée, les dépôts qui reposent sur le banc de calcarénite basale sont des graviers à matrice généralement marno-crayeuse, stratifiés à massifs et dont les constituants sont plus ou moins bien roulés. Par places, ces accumulations grossières sont remplacées par des marnes crayeuses ou sablonneuses bien stratifiées et qui contiennent de minces intercalations de sable brun. Tout cet ensemble est recouvert d'une croûte calcaire surmontée d'un mince sol rougeâtre formant la surface du glacis. Plus à l'Ouest, dans la région de Kyrénia, la partie supérieure de la formation

est faite de marnes sableuses grises tachetées de brun et de noir et qui sont coupées par-ci par-là de bancs de gravillons. Ces marnes passent vers le haut à un limon un peu caillouteux de couleur gris-jaunâtre qui forme la surface du glacis. Ces dépôts qui ne sont pas encroûtés peuvent atteindre par endroits une puissance d'une dizaine de mètres. Ils doivent être plus récents que les graviers crayeux et la croûte calcaire qui formaient le glacis dans la région de Klepini. Ainsi, malgré une continuité géométrique presque parfaite, le glacis de Kyrénia serait d'âges différents, suivant les endroits. La coupe que l'on peut observer dans la falaise à la hauteur de la plage d'Ayios Epiktitos *(6 Mile Beach)* confirme cette supposition. En cet endroit, la calcarénite basale, assez épaisse, est un peu encroûtée. Elle est recouverte d'une mince couche de gravier crayeux formant la surface du glacis qui atteint ici une altitude de 25 m. Cette couche se projette sous la plaine qui s'étend au N d'Ayios Epiktitos et qui est formée de sablons et de limons jaunâtres. Il est donc manifeste que le glacis de Kyrénia s'est édifié en deux temps: une première phase, avec accumulation de graviers plus ou moins crayeux et encroûtés au sommet, et une phase plus récente superposant à ces graviers une nappe de graviers propres, des marnes sableuses et finalement des sables et des limons. Cette phase plus tardive ne se serait pas fait sentir dans la région de Klépini où la surface du glacis serait par conséquent plus ancienne. Ceci expliquerait pourquoi les cours d'eau dans cette région sont plus profondément encaissés dans la surface du glacis que les cours d'eau de la région de Kyrénia. Il y aurait là un indice que de faibles mouvements de surrection différentiels ont agi pendant la formation du glacis.

Dans la vallée de la rivière Paouri, à l'E de Trapeza, il existe à l'amont du glacis de Kyrénia des basses terrasses alluviales emboîtées dans la surface des glacis plus anciens. Ces terrasses qui se raccordent au glacis de Kyrénia montrent que ce dernier est bien en partie d'origine alluviale. On peut suivre ces terrasses vers l'amont jusqu'au pied de la chaîne de Kyrénia dans la région de Palaeo Trapeza.

Par endroits, il existe, à la marge externe du glacis de Kyrénia, de petites buttes allongées, parallèles à la ligne de côte. Ce sont des dunes grimpantes fossiles. Elles ont dû se former quand la mer stationnait 5 à 6 m au-dessus du niveau actuel et déposait les hautes-plages de la terrasse de Koupia, que nous décrirons plus loin.

Nous avons déjà vu que la base de la formation de Kyrénia dans la région de Klepini ne nous a livré qu'un petit nombre de formes banales de Mollusques marins. Ces fossiles ne donnent aucune indication stratigraphique. Cependant, la base de la formation a livré, à l'W de Kyrénia, *Natica lactea* (S. MOSHKOWITZ, 1966) et à l'E de la région étudiée près du cap Plakoti, la base de la formation a livré plusieurs exemplaires de *Strombus bubonius* LMK. (Communication verbale de D. SUPKOW, 1963). Ce dernier fossile a été également récolté dans la formation de Kyrénia sur la côte sud de l'île par GAUDRY (qui l'identifia à tort comme un *S. coronatus*) et par T. M. PANTAZIS (1964). La faune marine de la couche basale est donc une faune tyrrhénienne. Elle constitue le premier repère paléontologique sûr qui nous aidera

dans la seconde partie de ce travail à corréler les dépôts quaternaires de la région de Klepini à des séries mieux connues du Quaternaire circumméditerranéen.

R. GUNNIS a signalé, dans son guide historique de Chypre (1936), deux gisements d'Hippopotames nains sur le littoral nord de l'île. Ces gisements doivent provenir de la formation de Kyrénia puisque c'est elle qui constitue généralement la plaine côtière dans cette région. Le plus occidental des gisements mentionnés par GUNNIS est au N du village d'Ayios Yeoryios, une petite localité située à l'W de Kyrénia. Les ossements se trouvent dans un niveau affleurant en falaise. Ils sont abondants et ont été vénérés autrefois comme étant ceux de saint Phanouvrios par les habitants de la région qui creusèrent dans la roche, au-dessus du niveau ossifère, un petit sanctuaire. Le dépôt contenant les restes osseux est très vraisemblablement la calcarénite basale de la formation de Kyrénia car c'est elle qui forme généralement le haut des falaises dans toute cette région.

L'autre gisement dont parle GUNNIS serait au N d'Akanthou, sur la côte, en un point situé à environ un demi *mile* à l'W de l'emplacement de l'ancienne cité d'Aphrodisium. Nous n'avons malheureusement pas visité ce gisement mais nous avons pu examiner des débris osseux qui en provenaient; ils étaient fortement encroûtés. P. KNUP a bien voulu, après notre départ de Chypre, examiner cette région dans le but de déterminer la position stratigraphique de ce gisement. Les dépôts constituant cette partie de la côte appartiennent bien à la formation de Kyrénia (communication personnelle, 1966). Une section visible à l'embouchure de la rivière Yerokolimbos a révélé à KNUP un banc de conglomérat fossilifère (mollusques marins et dents de poissons) d'environ 1 m de puissance reposant sur le flysch néogène. Ce banc est surmonté de 2 à 4 m d'une croûte calcaire formant le toit du dépôt. L'aspect encroûté des ossements que nous avons eu entre les mains et qui provenaient du gisement de GUNNIS nous porte à croire que ces restes doivent être mêlés à l'épaisse croûte calcaire formant, dans cette région, le sommet de la formation de Kyrénia. Ce serait le gisement d'Hippopotames nains le plus récent de l'île de Chypre *.

* Au moment où nous corrigeons les épreuves de cet article (sept. 1967) nous recevons de notre ami P. KNUP, de Nicosie, une lettre par laquelle il nous fait part de ce qu'il a retrouvé ce gisement. Le niveau ossifère affleure sur la rive droite d'une petite rivière se jettant dans la mer à environ 800 m au SW de la chapelle dédiée à Mikhail Arkhangelos. Le gisement est distant de la côte d'une cinquantaine de mètres. Les restes de mammifères, nombreux et à peine roulés, sont contenus dans la partie tout à fait supérieure du banc de calcarénite basale de la formation de Kyrénia. Dans la même lettre, P. KNUP nous communique qu'il a aussi visité le gisement du sanctuaire d'Ayios Phanouvrios. Les ossements sont ici emballés dans une calcarénite finement litée, bien consolidée, appartenant également à la base de la formation de Kyrénia. G. DE BEAUMONT, conservateur au Muséum d'Histoire naturelle de Genève, a bien voulu examiner les os et les dents récoltés par P. KNUP dans ce gisement et dans celui d'Akanthou. La plus grande partie de ces restes provient sans aucun doute de l'*Hippopotamus minutus* BLAINV. Ainsi les Hippopotames nains abondaient encore à Chypre à l'époque des couches à Strombes. Ils ont probablement vécu encore postérieurement à cette époque puisque des restes de ces mammifères ont été extraits, semble-t-il, de la partie supérieure de la formation de Kyrénia.

La description de la formation de Kyrénia que nous avons donnée précédemment repose sur l'examen d'un segment du littoral nord de Chypre; nous la compléterons en donnant deux coupes que nous avons eu l'occasion d'examiner sur le littoral sud de l'île entre Limassol et Larnaca. Le long de ce littoral, la formation de Kyrénia

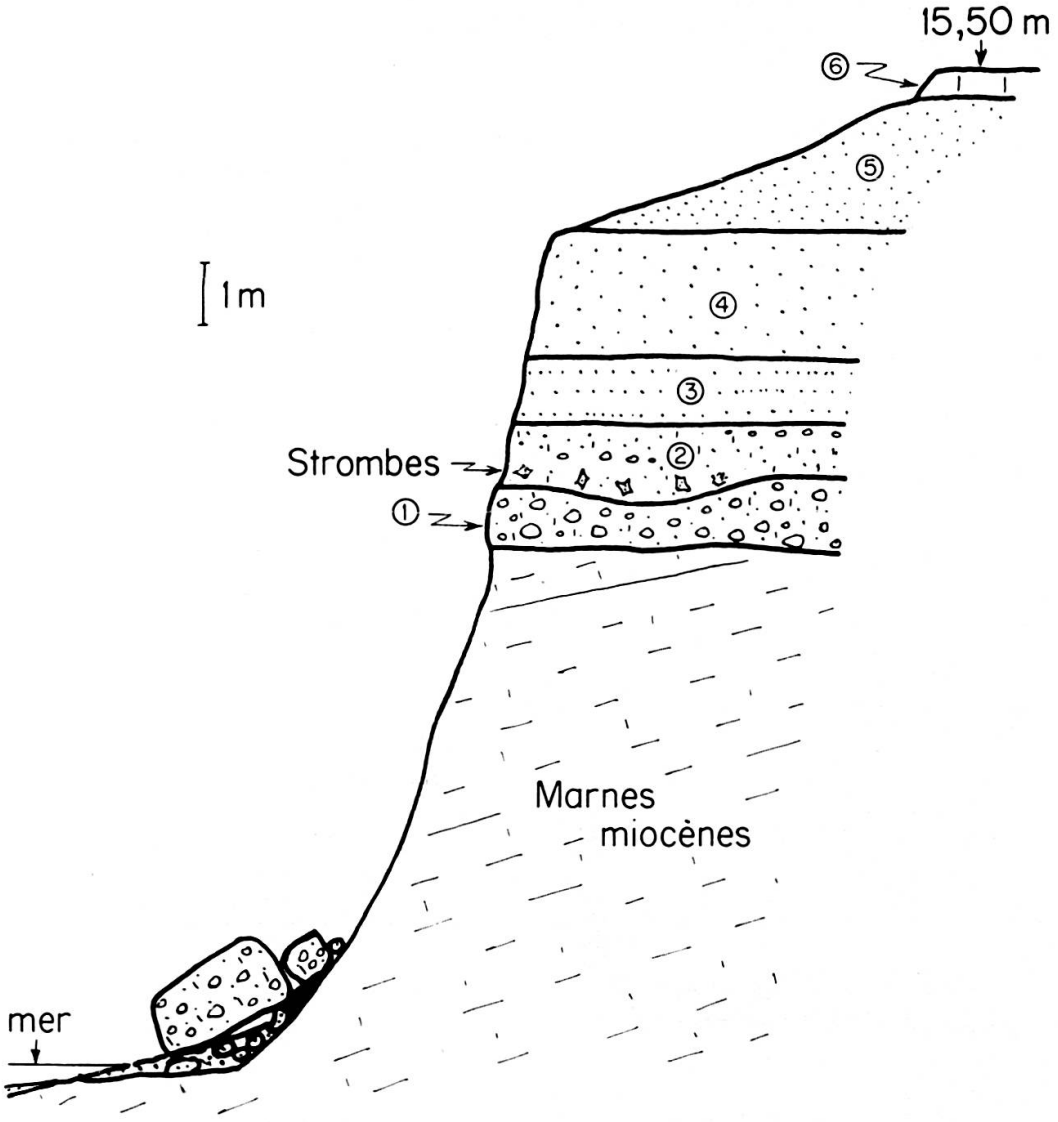


Fig. 21.
Coupe de la plage de Mavra Litharka.
1: conglomérat fossilifère; 2: calcarénite fossilifère; 3: sables gris, peu fossilifères; 4: sables massifs azoïques; 5: sablons; 6: croûte calcaire.

est particulièrement bien développée et a été étudiée récemment (P. S. BAGNALL, 1960; T. M. PANTAZIS, 1964, 1965). C'est dans cette région aussi, près des salines de Larnaca, que GAUDRY (1862) ramassa la collection la plus complète que l'on connaisse de fossiles de la formation de Kyrénia (89 espèces de Mollusques dont le *S. bubonius*, 3 espèces de Serpules et 3 espèces d'Oursins). La base de la formation sur le littoral sud est franchement marine et l'épisode dunaire, si fréquent au Nord, semble man-

quer. Les dépôts marins, qui reposent ici directement sur une terrasse entaillée généralement dans des craies et des marnes miocènes ou pliocènes sont beaucoup plus grossiers que sur le littoral nord. Ce sont souvent des conglomérats fossilifères mêlés à des niveaux de sables jaunâtres également très fossilifères. Ils sont recouverts par un remblaiement continental, souvent encroûté, formant terrasse. BAGNALL décrit

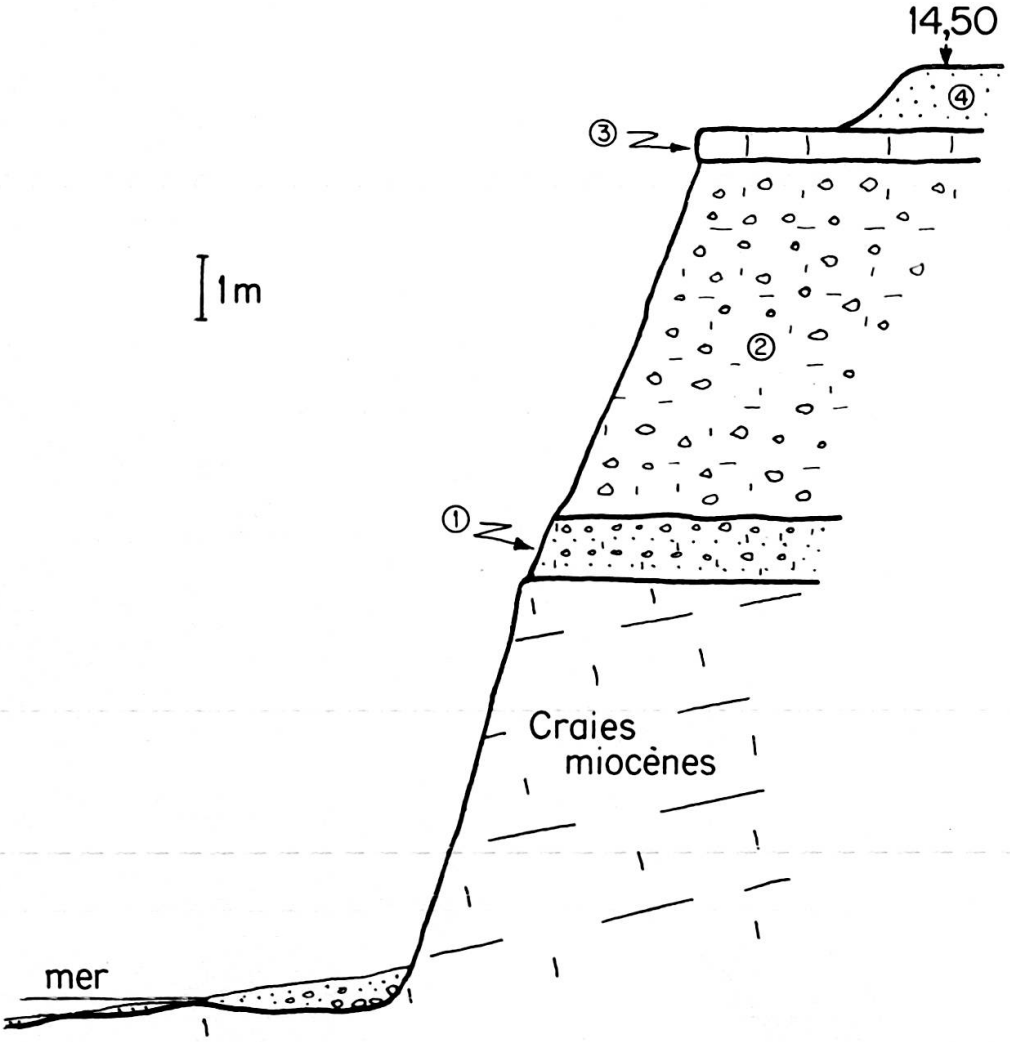


Fig. 22.
Coupe de la partie ouest de la plage de Mavra Litharka.
1: graviers et sables; 2: graviers crayeux; 3: croûte calcaire; 4: sablon.

la formation sous le nom de *40-foot Raised Beach*. Cette désignation prête à confusion car elle ne se réfère pas à l'élévation atteinte par une ancienne ligne de rivage mais à l'élévation des dépôts marins à leurs affleurements dans les falaises marines actuelles. Cette altitude à l'affleurement est évidemment variable, comme variait l'altitude de la terrasse d'abrasion sur laquelle s'effectuaient les dépôts, et elle ne signifie pas grand-chose. Les couches à *Strombus bubonius* décrites par GAUDRY, près de Larnaca, atteignent par exemple des cotes de 4 à 6 m et la terrasse d'abrasion sur laquelle elles reposent s'élève seulement, en ce point, de 2 à 4 m au-dessus du niveau de la mer;

elles appartiennent pourtant à la plage soulevée de 40 pieds. D'après BAGNALL, qui cartographia séparément les dépôts pleistocènes marins de la saline (Shelly Sandstone), il semble que ces derniers s'élèvent vers l'amont jusqu'à 20 m environ, altitude qui serait celle de l'ancien rivage, mais malheureusement aucune observation précise n'est donnée à ce sujet. L'altitude de la terrasse formée par la surface des dépôts continentaux reposant sur la plage fossile est variable. A la marge externe de la terrasse, au droit de la falaise marine, elle est de 6 à 16 m: elle s'élève doucement vers l'amont avec une pente de 2 à 3° pour atteindre, à la partie interne de la terrasse, une cote voisine de 60 m.

Les coupes de la formation de Kyrénia que nous avons relevées sur le littoral sud se situent à 2,5 km au SW de Mari, en un endroit où T. M. PANTAZIS a découvert un excellent gisement de *Strombus bubonius*. A part la présence de cette forme typiquement tyrrhénienne à la base de la formation, ces coupes sont intéressantes, car elles nous montrent que là aussi, comme dans le Nord, les graviers crayeux encroûtés recouvrant les plages fossiles de la formation de Kyrénia, peuvent être, à leur tour, surmontés d'une nappe de dépôts meubles, formée généralement de sablons gris-jaunâtre. Nous avons relevé la première coupe à l'endroit où la plage de Mavra Litharka est encombrée de gros blocs éboulés de la falaise. Cette coupe montre (fig. 21):

Sur une terrasse arasée dans les marnes miocènes de la formation Pakhna et dont l'élévation est ici de 8 m:

— un banc de conglomérat à élément roulés ou subanguleux, mal classé, fossilifère, et dont la stratification est à peine marquée (1);
— un niveau de calcarénite gris jaunâtre, bien stratifié, très fossilifère, contenant de petites passées conglomératiques (2);
— des sables grisâtres, stratifiés, un peu fossilifères, contenant quelques cailloux arrondis (3);
— des sables fins, stériles, massifs, grisâtres (4);
— un sablon jaune-brunâtre (5);
— une croûte calcaire (6).

La faune du niveau de calcarénite (niv. 2) est abondante; elle a livré, entre autres, à PANTAZIS (1964):

Strombus bubonius LMK.
Natica lactea GUILD
Natica millepunctata L.
Spondylus gaederopus L.

A part le Strombes, nous y avons récolté, en outre, de magnifiques exemplaires de

Triton nodiferus LMK.

C'est une faune typiquement tyrrhénienne. Elle est formée d'un mélange d'espèces qui vivaient en fonds rocheux, très littoraux et d'espèces qui habitaient des

fonds sableux, c'est-à-dire une faune qui vivait le long d'une côte tout à fait semblable à la côte actuelle.

A 150 m environ à l'Ouest, à l'embouchure d'un petit ruisseau, on peut observer la coupe suivante (fig. 22), un peu différente, et qui complète la précédente. Nous avons:

Sur une terrasse taillée dans des craies miocènes et située à 6,5 m au-dessus du niveau de la mer:
— un gravier stratifié, mélangé à des sables jaunâtres (1). Ce niveau, ici stérile, passe latéralement au niveau de calcarénites fossilifères et au conglomérat basal de la coupe précédente.
— au-dessus vient une nappe de 5 à 6 m de puissance, constituée par des cailloux mal roulés pris dans une matrice blanchâtre crayeuse (2);
— au-dessus, on retrouve la croûte calcaire du sommet de la coupe précédente (3);
— elle est recouverte d'un sablon jaunâtre contenant par places des cailloux (4).

Les dépôts à Strombes sont donc bien à la base d'une série cyclique semblable à celle de notre formation Kyrénia du littoral nord de l'île. Dans la région de Mari, la surface des atterrissements continentaux surmontant les plages fossiles forme un glacis montant en pente douce vers l'intérieur des terres jusqu'à 60 m environ. Ce glacis est généralement entaillé par d'étroits vallons à profil en cañon, dont les fonds plats se raccordent au niveau des plages actuelles. Par places, un niveau intermédiaire existe entre la surface du glacis et le niveau des plaines récentes. On note, en outre, les reliques d'un glacis plus ancien formant les sommets de petites buttes tabulaires dont les altitudes vont de 75 à 100 m. Ce glacis d'accumulation, en grande partie formé de conglomérats et de grès marins (120-foot Raised Beach de BAGNALL) correspond probablement au glacis d'Ayios Epiktitos sur la côte nord.

7. *La formation de Koupia*

La formation de Koupia est un dépôt emboîté, occupant une position intermédiaire entre le niveau du glacis de Kyrénia et le niveau des plages actuelles. Elle construit une étroite terrasse d'origine marine, dominant d'une dizaine de mètres, par endroits, le niveau de la mer. Cette terrasse, que nous appellerons la terrasse de Koupia, n'a souvent qu'une centaine de mètres de largeur et dépasse rarement 400 m. Elle n'existe que localement le long du littoral et doit correspondre à d'anciennes anses, en partie détruites par l'érosion marine, qui devaient être semblables aux anses sableuses que l'on trouve de nos jours de place en place le long de la côte. Vers l'intérieur des terres, en remontant les vallées, on n'observe aucune terrasse alluviale qui correspondrait à cette terrasse marine.

La formation de Koupia est presque essentiellement représentée par un mince placage de calcarénite jaunâtre dont la composition est identique à celle du banc de calcarénite si souvent présent à la base de la formation de Kyrénia. A Koupia, ce placage de calcarénite atteint par endroits une épaisseur de 8 m. Il repose sur une plate-forme, entaillée dans le flysch, dont la surface au pied de la falaise qui la sépare

du glacis de Kyrénia est à une altitude d'environ 5 m; vers l'aval, cette terrasse d'abrasion plonge sous la mer. La calcarénite de Koupia est bien consolidée et la mer y a entaillé par endroits de petites falaises (fig. 23). Cette calcarénite est généralement de grain moyen très uniforme et ne contient pas de coquilles de Mollusques marins sauf en certains points, près de la base, où elle se charge parfois de galets plus ou moins bien arrondis. La calcarénite aux environs de Koupia a une stratification

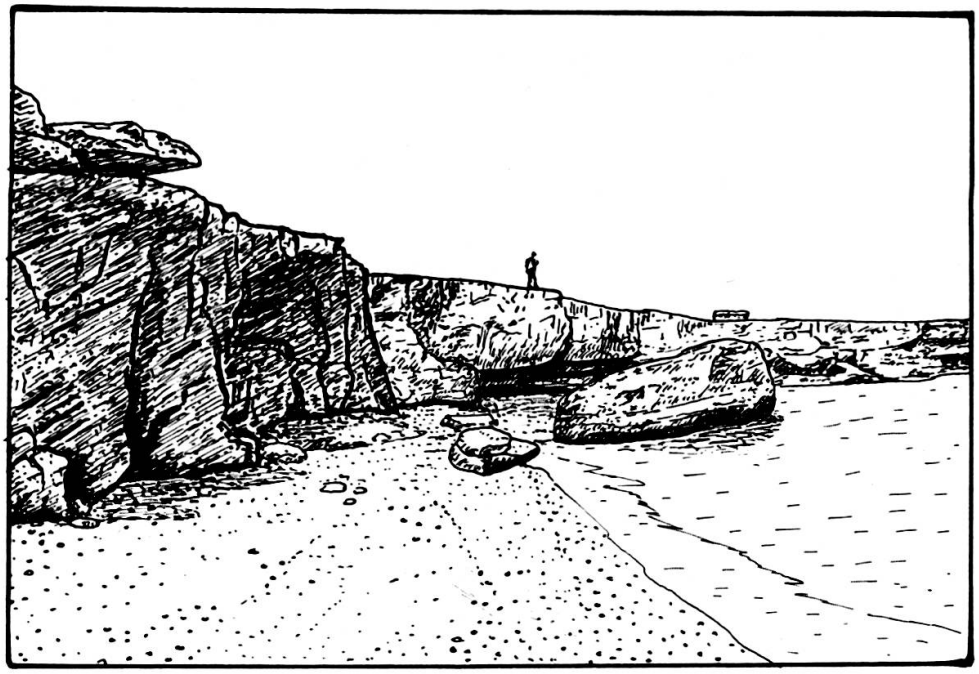


Fig. 23.

Koupia.

Falaise entaillée dans les sables consolidés de la formation de Koupia (Tyrrhénien III). Les sables ont ici une stratification inclinée, plongeant de 30° vers le SSE.

entrecroisée, souvent oblique, avec plongement de 30° vers le Sud-Sud-Ouest, Sud-Sud-Est et plus rarement vers l'Est, elle doit donc être en partie dunaire.

Contrairement aux autres plages fossiles plus anciennes de la région, les dépôts marins et dunaires de la formation de Koupia ne sont généralement pas recouverts d'atterrissements continentaux. A Koupia, par exemple, ils ne sont surmontés que d'un mince sol sableux, produit de leur altération. Vers l'Ouest, il semble cependant qu'il existe par-dessus le niveau de calcarénite une mince croûte calcaire. Cette croûte forme à elle seule la terrasse de Koupia à l'endroit où la route côtière prend en écharpe le versant de la rive gauche du vallon de la rivière Lakanon.

8. *Les dépôts récents*

Les dépôts récents sont représentés principalement, dans notre région, par les alluvions des cours d'eau. Ils sont le plus souvent de grain fin, généralement des

sables ou des sablons argileux de couleur gris-jaunâtre, mêlés par-ci par-là à des bancs de graviers. Le sommet de ces dépôts est formé d'un niveau encore plus fin, essentiellement des limons de teinte chamois. Ces alluvions, qui sont emboîtées dans les dépôts plus anciens, forment d'étroites plaines ne dépassant que rarement 100 à 200 m de largeur et qui dominent les thalwegs des rivières de 3 à 4 m. Ces plaines s'abaissent vers l'aval et, près des embouchures des rivières, elles sont à peine à 2 m au-dessus du niveau des eaux. Les alluvions récentes ont une épaisseur très variable et qui le plus souvent ne pourrait être déterminée que par des sondages, car elles remplissent des vallons dont les thalwegs étaient plus bas que les thalwegs actuels. A en juger par le profil des versants, il est probable que dans la région étudiée, l'épaisseur maximum des alluvions récentes ne dépasse guère, dans les parties basses des cours d'eau, une dizaine de mètres.

A part les alluvions, les dépôts récents comprennent, dans la chaîne de Kyrénia: des éboulis et plus rarement des éboulements, et sur le littoral, des plages, des grèves et des dunes. Les plages se forment généralement dans le fond des anses tandis que le cailloutis des grèves se développe surtout près de l'embouchure des rivières. Le long des parties rocheuses du littoral, il existe très souvent un étroit trottoir à *Tenarea tortuosa*. Des petites dunes blanches nourries par les plages se développent localement quand ces dernières sont adossées à un talus escarpé et non pas à des falaises à pic. Elles grimpent alors sur le glacis de Kyrénia. L'accumulation la plus importante de ses dunes récentes se trouve au S de la plage d'Ayios Epiktitos *(6 miles beach)*. Elle c'étend vers l'intérieur des terres sur plus de 500 m.

INTERPRÉTATION ET ESSAI DE DATATION

1. *Aperçu sur les phénomènes ayant contribué à la formation des séries emboîtées de la région méditerranéenne*

Dans les pages précédentes, nous nous sommes borné à décrire, suivant leur ordre de dépôt, les diverses formations quaternaires que nous avons reconnues dans la partie centrale de la chaîne de Kyrénia et plus particulièrement dans la région de Klepini sur le piedmont septentrional de la chaîne. Avant d'interpréter ces dépôts et d'essayer d'en reconstituer la genèse, nous rappellerons brièvement que cette question d'origine implique des phénomènes qui dépassent souvent le cadre étroit de la région étudiée, ceci nous permettra de tenter des corrélations entre les termes de la succession que nous avons établie localement et les subdivisions stratigraphiques généralement admises pour le Quaternaire circumméditerranéen.

La coupe de la région de Klepini révèle l'existence d'une série de dépôts étagés dont les plus anciens sont des talus fossiles et des dépôts lacustres plus ou moins haut perchés dans la chaîne de Kyrénia, tandis que les plus récents sont représentés par les alluvions formant d'étroites plaines dans les parties basses des cours d'eau. Entre ces deux termes stratigraphiques, il existe les vestiges, souvent très bien conservés, de 5 glacis d'accumulation emboîtés auxquels s'ajoutent vers le bas les dépôts d'une étroite terrasse marine. Les formations constituant les glacis d'accumulation représentent de petits cycles sédimentaires débutant généralement par des dépôts marins, d'épaisseur réduite, et se terminant par des accumulations beaucoup plus importantes de conglomérats ou de graviers souvent mal roulés et mêlés de craies ou de marnes sableuses. Le toit de ces dépôts est généralement scellé par une croûte calcaire, souvent épaisse, dont la surface forme le glacis proprement dit. A tous ces cycles de dépôts correspondent d'anciennes lignes de rivages dont l'altitude va en décroissant. C'est cette baisse du niveau de base qui a déterminé le phénomène de l'emboîtement si fréquent dans la stratigraphie du Quaternaire et qui nous permet, ici comme ailleurs, l'établissement d'une chronologie locale rigoureuse.

Des successions de dépôts plus ou moins semblables dans l'ensemble bien que variées dans le détail se rencontrent fréquemment le long des côtes de la Méditerranée. L'interprétation et surtout la corrélation de ces successions, dont le nombre des niveaux est loin d'être toujours le même, ont donné lieu à de nombreuses controverses. Le dépôt de ces formations étagées a été contrôlé, en effet, par plusieurs phénomènes interférant entre eux et il est parfois difficile d'apprécier la part exacte jouée par chacun d'eux. Si il était toujours possible de faire une telle appréciation, il serait relativement aisé d'établir des relations entre séries distantes et partant de les synchroniser. La corrélation des dépôts quaternaires au moyen des faunes marines et des flores reste très approximative, car les changements biologiques intervenus durant cette ère sont généralement insignifiants. De toute manière, ces derniers ne sont pas

à l'échelle de la stratigraphie raffinée que permettent d'établir les critères d'analyse géomorphologique. Les outillages laissés par les hommes de la préhistoire offrent dans certaines conditions un meilleur moyen de corrélation que les plantes et les animaux; ils ont permis des rapprochements intéressants surtout en ce qui concerne le Quaternaire ancien, mais là encore la méthode a ses limites. Les analyses géochronologiques ne sont malheureusement pas encore assez précises et n'ont guère contribué, jusqu'à présent, aux comparaisons à longue distance. Il ne fait aucun doute cependant que, dans l'avenir, c'est elles qui permettront de surmonter beaucoup des difficultés que présente encore la stratigraphie du Quaternaire.

Les phénomènes qui ont joué un rôle prépondérant dans la formation des dépôts quaternaires emboîtés sont: l'abaissement progressif du niveau de base, les oscillations périodiques du niveau marin et les variations climatiques cycliques. Se superposant à ces trois phénomènes, les premiers en subissant parfois considérablement les effets, s'ajoute souvent l'action des mouvements tectoniques. Ces mouvements, dont on reconnaît de plus en plus l'influence, affectent surtout, d'une manière importante, les parties anciennes des séries quaternaires. Ceux-ci se traduisent soit par des soulèvements, accompagnés généralement de gauchissements, soit par des effondrements. Fait important, et pressenti depuis longtemps, ces mouvements tectoniques quaternaires ne sont pas de caractère oscillatoire; en un lieu donné, ils semblent se poursuivre toujours dans le même sens.

L'abaissement progressif du niveau des mers par rapport aux terres durant le Quaternaire est un phénomène observé à l'échelle du globe et dont l'origine reste encore obscure. Pour certains auteurs, il serait dû à une lente remontée isostatique des continents provoquée par l'érosion alors que pour d'autres, il serait la conséquence d'effondrements dans les grandes fosses marines ou encore d'une déformation du géoïde. Pour d'autres encore, cet abaissement n'est qu'apparent et c'est à une tuméfaction des marges continentales et à un enfoncement concomitant des zones bordières océaniques que l'on doit l'étagement des anciennes lignes de rivage au-dessus du niveau actuel de la mer. Si l'étude détaillée de certaines côtes a démontré, en effet l'existence de cette « flexure continentale », il est évident que ce phénomène ne saurait à lui seul expliquer toutes les plages soulevées. La présence d'anciens rivages bien au-dessus du niveau de la mer, en bordure non seulement d'immenses portions des continents mais aussi des îles océaniques, semble bien indiquer qu'un abaissement général du niveau marin s'est effectivement produit durant le Quaternaire.

L'existence au cours du Quaternaire d'oscillations du niveau marin d'ampleur réduite, de caractère cyclique et de vitesse infiniment plus rapide que l'abaissement séculaire des mers a été reconnue depuis longtemps. Là aussi, il est vrai, les tenants du mobilisme n'ont voulu voir dans ces oscillations qu'un effet des mouvements des terres, mais une telle vibration, une telle *sarabande* de l'écorce terrestre, comme l'appelait ironiquement L. DE LAMOTHE (1911), est bien difficile à concevoir. Il est beaucoup plus probable que c'est le niveau de la mer qui a bougé. D'ailleurs, il n'y a pour ainsi

dire pas de travaux récents sur les régions littorales qui ne confirment l'existence de ces incursions marines de courte durée. A cet égard, les successions observées dans les sondages effectués dans les zones en voie de subsidence, localisées en marge des continents, offrent des témoignages quasi irrécusables de la réalité de ces mouvements de va-et-vient de la mer. Des mesures très précises ont d'ailleurs permis d'apprécier quantitativement ce mouvement. Ainsi la surface des mers s'élève de nos jours de 1 à 2 mm chaque année (GUTENBERG, 1941). Ces oscillations cycliques du niveau marin sont vraisemblablement dues à des causes diverses dont la plus importante est probablement, comme l'a montré encore récemment R. W. FAIRBRIDGE (1962), liée à la formation et à la fonte des grandes calottes polaires. Cette hypothèse, dite glacio-eustatique, a été un des piliers de la théorie un peu simpliste et rigide de DEPÉRET-LAMOTHE sur la datation des terrasses marines et fluviatiles et leur correspondance avec les glaciations. Bien que cette théorie soit aujourd'hui complètement abandonnée, le glacio-eustatisme reste une des hypothèses les plus satisfaisantes à l'esprit pour expliquer les séries de dépôts emboîtés du Quaternaire circumméditerranéen. Il suffit de lire les travaux récents des quaternaristes pour se convaincre qu'il n'est pas près d'être détrôné.

Les variations climatiques cycliques caractérisent le Quaternaire. Elles font même partie de sa définition puisque la manière la moins contestée de définir cette ère est de la faire débuter avec le premier grand refroidissement succédant au climat chaud du Pliocène. Sans parler des glaciations dont le nombre est encore sujet à controverse, ces variations sont marquées pour les régions qui bordent la Méditerranée, l'Afrique du Nord et le Levant en particulier, par une succession de périodes pluviales et arides. En Afrique du Nord, on a reconnu l'existence de 5 à 6 grandes périodes pluviales séparées par des interpluviaux arides. Au Levant, il semble que le nombre de ces cycles ne soit que de 4 alors qu'à Chypre, nous le verrons plus loin, on peut en déceler au moins 6. Ces différences ne laissent pas d'étonner. Il est possible que l'on ne parte pas partout du même repère de base pour compter les cycles climatiques ou que des cycles ne se soient pas partout marqués avec la même intensité et qu'ils se confondent avec d'autres dans certaines séquences. Quoi qu'il en soit, l'existence de cycles climatologiques n'a jamais été mise en cause et ces variations restent l'un des phénomènes les plus importants à considérer pour qui veut analyser les séries quaternaires. On admet généralement, sur la base de considérations météorologiques, la simultanéité des pluviaux méditerranéens et des glaciations européennes. Il est très probable, en effet, que les pluviaux méditerranéens résultent du déplacement vers le Sud, en période glaciaire, de la zone des dépressions hivernales. Cette hypothèse est d'ailleurs étayée, en ce qui concerne le pluvial le plus récent, par les données de la paléontologie et de la préhistoire; elle a même été vérifiée dans l'Atlas marocain où l'on a pu observer le passage indiscutable de formations glaciaires à des formations pluviales. Elle permet conjointement avec le glacio-eustatisme d'expliquer d'une manière satisfaisante les successions quaternaires du pourtour méditerranéen et en particulier, la série quaternaire de la région de Chypre que nous venons de décrire.

2. *Les talus fossiles et dépôts associés*

Interprétation. — Les talus fossiles, les dépôts lacustres périphériques et les remplissages des dépressions fermées de la chaîne de Kyrénia ont été formés alors que le climat devait être bien différent du climat actuel. Les accumulations de travertins, de calcaires et de craies lacustres témoignent d'une pluviosité qui n'avait certainement rien de commun avec celle que l'on connaît à Chypre de nos jours. Cette pluviosité devait être infiniment plus élevée et déjà à cette époque le versant nord de la chaîne devait être plus arrosé que le versant sud car les dépôts de travertins et de calcaires lacustres y sont beaucoup plus développés. Tous ces dépôts correspondent donc vraisemblablement à une époque pluviale importante, la première que l'analyse des dépôts quaternaires de la région nous révèle.

Datation. — Nous avons vu, dans la partie descriptive de ce travail, que ces dépôts semblent se raccorder vers le bas à un niveau d'une plaine et de lacs correspondant à la fin du cycle calabrien-villafranchien. Il existe des analogies de faciès très marquées entre certains dépôts lacustres du versant sud de la chaîne de Kyrénia et les dépôts qui clôturent ce cycle dans la Mésaoria centrale (formation Apalos). Première période pluviale, correspondance avec le Villafranchien, voilà qui date assez bien les dépôts quaternaires les plus anciens de la chaîne de Kyrénia.

Les dépôts lacustres périphériques de la région de Kythrea contiennent une faunule et une flore. La faune est intéressante mais malheureusement elle ne nous apporte guère de précisions quant à l'âge des dépôts car l'extension dans le temps des espèces que nous avons récoltées est encore mal connue.

Des os et des dents de mammifères ont été trouvés dans le talus fossile à l'W du monastère d'Ayios Chrisostomos (A. BERGEAT, 1891). Ces débris qui, à la fin du XVII^e siècle, avaient déjà attiré l'attention du peintre et voyageur hollandais Cornelis VAN BRUYN (1698) appartiennent, comme l'a montré D. M. A. BATE (1904-1906), presque exclusivement à une race naine d'Hippopotame (*H. minutus* BLAINV.) et dans une très faible proportion à celle d'un Eléphant nain (*E. cypriotes* BATE = *E. Falconeri* BUSK.). L'âge de cette faune, que l'on trouve également dans trois autres grandes îles méditerranéennes (Sicile, Malte et Crête) est malheureusement assez mal connu. En Sicile et à Malte, les Hippopotames et Eléphants nains abondent dans les dépôts contemporains de la transgression tyrrhénienne et s'éteignent à l'époque correspondant à la dernière glaciation (R. VAUFREY, 1929). Malheureusement, on ne sait que fort peu de chose sur leur origine sinon qu'ils existaient déjà au Milazzien (B. ACCORDI, 1962). A Chypre, l'âge de la faune à Hippopotames et Eléphants nains est encore plus mal connu car jusqu'à aujourd'hui, on ignorait tout de la position stratigraphique des dépôts qui la renferment. Les renseignements fournis par Miss BATE sont malheureusement vagues et comme l'a fait remarquer VAUFREY, sujets à caution. Si les restes trouvés sont bien emprisonnés dans le manteau de brèche de pente fossile, comme l'affirme BERGEAT et comme le laissent supposer les indications

données par Miss BATE, la faune débuterait à Chypre bien avant l'époque tyrrhénienne. Nous avons essayé de répondre à cette question en retrouvant les localités de Miss BATE. Malheureusement cette dernière se borne, dans ses descriptions, à une énumération de sept noms de lieux situés entre Ayios Chrisostomos et Kythrea, dont la plupart n'apparaissent même pas sur les plans cadastraux et que personne ne connaît de nos jours. Seule la localité dite de Koutzovendis a pu être retrouvée. Un habitant de ce petit village situé au S du monastère d'Ayios Chrisostomos, qui accompagna Miss BATE dans ses randonnées, nous y conduisit. C'est une petite carrière située à 1 km à l'W du village, à deux pas de la route de Vouno. Elle est ouverte dans le rebord sud des brèches de pente fossiles. Nous n'y avons pas retrouvé de débris d'ossements mais d'après notre guide ils auraient été extraits de remplissages latéritiques rougeâtres de fissures ouvertes à la partie supérieure du manteau de brèches. Ils ne proviendraient pas des brèches proprement dites. Cependant, BERGEAT est catégorique quant à la position des ossements du gisement d'Ayios Chrisostomos: ils sont mêlés à la brèche de pente. L'os figuré par Cornélis VAN BRUYN en serait une confirmation car il est visiblement emprisonné dans une brèche et d'après le récit que cet auteur nous fait de son extraction, cette brèche devait être extrêmement dure. Les os seraient donc dans la brèche de pente fossile villafranchienne ainsi que dans des remplissages postérieurs à sa formation. La faune à Hippopotames et Eléphants nains a donc dû faire son apparition à Chypre au Quaternaire ancien. Nous verrons plus loin qu'elle s'y est maintenue très longtemps puisque on en retrouve des traces jusque dans les dépôts correspondants à la régression grimaldienne.

La présence de restes d'Hippopotames nains dans les brèches fossiles au pied de la chaîne de Kyrénia à une altitude élevée (300 m) et dans une région particulièrement aride ne s'explique que par des changements importants du climat et de la position du niveau de base. Ces restes confirment donc l'interprétation des talus fossiles et des dépôts périphériques que nous avons avancée plus haut. Ils doivent être contemporains d'une époque pluviale. La chaîne de Kyrénia, beaucoup moins haute que de nos jours, était alors bordée sur son flanc méridional par des lacs et des lagunes qui s'étendaient sur une grande partie de la région centrale de l'île. C'est dans ces lacs et ces lagunes que les Hippopotames rencontraient les conditions favorables à leur développement.

3. *La formation de Klepini*

Interprétation. — Rappelons que cette formation, dont la surface des dépôts forme un glacis en grande partie détruit par l'érosion, consiste en: un mince conglomérat de base, de développement local; un horizon de calcarénite, subdivisé en deux bancs par un épisode de brèche rougeâtre; une couverture de craie et gravier crayeux dont la partie supérieure passe à une croûte calcaire. L'épaisseur maximum de la formation dans la région de Klepini est d'environ 15 m. Ces dépôts sont emboîtés dans la surface constituée par les talus fossiles et les dépôts lacustres périphériques

(surface de Karka). Ils reposent sur une terrasse d'abrasion (fig. 6) bordée à sa marge interne par une falaise à pente raide qui n'a pu être façonnés que par une érosion marine.

Le conglomérat de base est formé par des galets bien roulés. Il doit représenter d'anciennes grèves et marquer la transgression de la mer qui entailla la falaise à laquelle il vient d'être fait allusion. Le banc de calcarénite, nous l'avons vu au chapitre précédent, est très vraisemblablement un dépôt dunaire à peine éloigné des plages qui l'ont nourri. Il marque le début d'une régression. Les marnes stratifiées et les minces niveaux de graviers qui font place localement aux calcarénites [(4, fig. 11 et (2) fig. 12] sont des dépôts continentaux, probablement des fonds de lacs ou de lagunes qui avaient dû s'établir derrière les dunes littorales. Le niveau de brèche rougeâtre [(5) fig. 6 et (3) fig. 12] qui sépare la calcarénite en deux bancs pourrait être interprété comme le témoin d'une coulée à la mer de boue chargée de fragments rocheux, issue des versants de la chaîne voisine. Cependant, le niveau (5) de la coupe fig. 11, qui semble bien lui être contemporain, indique plutôt des conditions de dépôt franchement continentales. Il y a donc là peut-être la marque d'une petite oscillation du niveau marin, le banc de calcarénite supérieur témoignant d'un léger retour de la mer sur ses positions précédentes.

Les brèches et graviers crayeux surmontant les calcarénites correspondent à une phase durant laquelle la mer se retira lentement de la région et pendant laquelle se forma une plaine côtière. Le mode de transport de ces craies à cailloux a dû être assez particulier. Le matériel est souvent mal classé, à peine roulé; il évoque alors des masses glissées, des coulées de boue. E. DE VAUMAS (1963) qui étudia des dépôts souvent semblables, mais beaucoup plus jeunes, de la périphérie du massif du Troodos dans le Sud de l'île, arrive à la conclusion que la gélifraction et la cryoturbation ont dû jouer un rôle considérable dans leur formation. Ces dépôts marqueraient donc une détérioration importante du climat, un refroidissement qui ne pourrait être le résultat que d'un refroidissement général de l'atmosphère correspondant au Nord au développement des glaciers d'inlandsis et à l'avancée des glaciers alpins. La découverte est donc d'importance puisqu'elle nous donnerait, en l'absence de flores et de faunes dont l'analyse est souvent décevante, des indications paléoclimatiques permettant de corréler les séries du Quaternaire circumméditerranéen avec celles de l'Europe centrale et septentrionale. En ce qui concerne les craies à cailloux de la formation de Klepini il nous est difficile, au sujet de leur genèse, d'être aussi catégorique que l'est DE VAUMAS pour certains dépôts quaternaires de la périphérie du Troodos. Si le matériel évoque souvent, par son aspect quelque peu cahotique et sa composition, une mise en place par glissements, il est par endroits (fig. 11) bien ordonné, stratifié horizontalement et semble bien avoir été déposé par des cours d'eau. La matrice crayeuse des brèches est peut-être le produit de la gélifraction des calcaires marneux qui affleurent si largement dans la chaîne de Kyrénia au droit de la région de Klepini, mais elle est peut-être aussi un dépôt, une sorte de travertin. Nous ne disposons mal-

heureusement pas d'observations pour trancher cette question. Quoi qu'il en soit, ce manteau de craie caillouteuse témoigne de conditions climatiques bien différentes des conditions actuelles car nulle part aujourd'hui nous ne voyons de tels dépôts s'accumuler. Il a dû se former sous un climat à pluviosité élevée et probablement sensiblement plus froid que le climat actuel, si l'on admet avec DE VAUMAS que ces craies caillouteuses ont, en partie, été mises en place par solifluxion.

La partie terminale de la formation consiste en une couche de craie assez compacte qui contient par endroits quelques cailloux et dont le sommet est induré. C'est une croûte calcaire typique du domaine méditerranéen. Bien que cette croûte ne soit pas séparée nettement, dans la formation de Klepini, des craies à cailloux sous-jacentes, nous la considérons comme un élément distinct car les glacis plus jeunes nous montrent toujours une coupure franche entre leur croûte calcaire et son support graveleux. L'origine des croûtes calcaires est un thème qui a été beaucoup débattu et qui est encore très controversé. En ce qui concerne Chypre, il semble bien que ces croûtes soient, comme en Afrique du Nord, liées à une activité hydrologique accrue (G. GAUCHER, 1948). Elles seraient des dépôts phréatiques ou d'émergence qui devaient être en relation avec d'anciens niveaux de nappes d'eau souterraines et des sources. A Chypre, d'ailleurs, ces croûtes passent par endroits à de véritables travertins et sont très nettement liées aux zones d'affleurement des roches calcaires. Elles augmentent d'épaisseur lorsqu'on se rapproche de la chaîne de Kyrénia, le massif calcaire le plus important de Chypre et où se trouvent encore de nos jours les sources les plus abondantes de l'île. A notre avis, les croûtes calcaires de Chypre ont dû être formées sous un climat à pluviosité élevée, mais beaucoup plus régulière que la pluviosité qui régnait lors de la formation des brèches et graviers crayeux. Le climat devait être chaud (les croûtes ne remontent pas très loin vers le Nord) caractérisé par des variations saisonnières d'humidité et de sécheresse. Un climat qui, à part une pluviosité hivernale élevée, devait se rapprocher du climat actuel. Ainsi les croûtes marqueraient un réchauffement au cours d'une période pluviale.

La partie tout à fait supérieure de la croûte calcaire est indurée et a une structure zonaire. Par dessus, on trouve un mince sol brun-rougeâtre qui semble bien s'être développé *in situ* et correspondre au lessivage de la croûte. Ce sol fossile témoigne d un épisode climatique qui, nous le verrons plus loin, se répétera au cours de l'ère quaternaire comme se répéteront aussi les conditions qui présidèrent à l'accumulation des parties plus anciennes de la formation.

L'élaboration de la surface de Karka, nous l'avons vu plus haut, a dû correspondre elle aussi à une période pluviale importante. Nous ne connaissons pas les glacis de la chaîne de cette époque; ils ont été entièrement démolis lors de la phase d'érosion qui précéda le dépôt de la formation de Klepini. Cette dernière repose en effet sur une terrasse qui mord jusque sur les talus fossiles de la chaîne (fig. 7) et qui a dû être façonnée par une mer dont le rivage atteignait environ la cote 230. Le retrait du plan d'eau qui correspond au sable dunaire de la formation de Klepini et surtout

aux cailloutis crayeux qui le surmontent peut avoir eu deux causes: un mouvement régional de surrection des terres ou une baisse du niveau de la mer. Il est curieux de constater que ce mouvement négatif du niveau marin correspond à l'accumulation de dépôts impliquant un climat à pluviosité élevée dont les températures moyennes devaient être semble-t-il sensiblement plus basses que celles du climat actuel. C'est dans cette correspondance, que nous verrons se reproduire plusieurs fois au cours des temps quaternaires, et qu'il est difficile de considérer comme fortuite, que l'on peut voir une des preuves indirectes les plus convaincantes de la théorie glacio-eustatique. En effet, si le niveau de la mer s'est retiré, en partie du moins, à la suite d'une détérioration périodique du climat, il est évident que seule une variation des grandes masses d'eau emprisonnées dans les calottes glaciaires rend compte, d'une manière satisfaisante, du phénomène.

Après la formation de la plaine côtière et sa fossilisation par une croûte calcaire, on assista à sa destruction partielle par un empiétement de la mer. Cette dernière ne revint pas sur ses anciennes positions mais entailla une terrasse en contrebas de celle sur laquelle repose la formation de Klepini. Il y a donc eu, pendant la période qui s'écoula entre la formation des deux terrasses un abaissement réel du niveau de base correspondant à une surrection de la région ou à un retrait général des mers ou à ces deux causes conjuguées. La période d'empiétement de la mer a été déterminée soit par une longue pause au cours du retrait du niveau de base, soit par une remontée du niveau marin, une véritable petite transgression. Nous ne savons pas grand-chose, directement, du climat qui régnait à cette époque sinon qu'il devait être très sec puisque la formation de la croûte avait cessé. Les minces dépôts marins qui s'accumulèrent à cette époque sont des sables organo-détritiques qui évoquent des conditions climatiques fort semblables à celles d'aujourd'hui. Ainsi, l'empiètement du domaine marin semble bien correspondre à une phase climatique et non pas à un simple arrêt dans le mouvement de baisse du plan d'eau qui pourrait par exemple avoir une origine tectonique. Nous aurions là les marques d'une période interpluviaire. Ici, d'ailleurs, la théorie glacio-eustatique nous apporte à nouveau un cadre explicatif qui rend parfaitement compte des faits observés. Au réchauffement du climat amorcé lors de la formation de la croûte calcaire correspondraient la fonte des inlandsis, l'arrêt dans l'abaissement du niveau marin puis la remontée transgressive de la mer se marquant par la destruction partielle de la plaine côtière et par l'entaille, en contrebas, d'une nouvelle terrasse marine. Evidemment, cette explication reste, en partie, conjecturale puisque nous n'avons pas réellement de preuves que l'empiétement du domaine marin ait été dû à une transgression.

Datation. — Nous disposons, pour dater la formation de Klepini, de données géomorphologiques et paléoclimatiques. La formation construit le niveau le plus élevé d'une série de glacis emboîtés et correspond au premier interpluvial et au second pluvial qu'a connu l'île de Chypre. Elle devrait donc être en partie équivalente à la

nappe de graviers de Kantara dans la Mésaoria centrale (DUCLOZ, 1965) qui forme le niveau le plus élevé des glacis de cette région et qui correspond, semble-t-il, également au second pluvial de Chypre, le premier ayant dû être contemporain du dépôt de la formation villafranchienne d'Apalos. C'est le lieu ici de faire une remarque. Il existe en effet une différence entre le nombre des niveaux de glacis dans la partie centrale de la Mésaoria et sur le littoral septentrional de l'île. Il n'y a que 3 niveaux de glacis et un niveau de terrasses alluviales dans la Mésaoria centrale alors qu'il y a 5 glacis emboîtés sur le littoral nord. Il est naturellement possible que des travaux plus poussés que ceux dont nous disposons jusqu'à présent sur la Mésaoria y révèlent l'existence d'un niveau supplémentaire ou encore, comme le suggère W. F. SCHMIDT (1959), qu'un des niveaux, parmi les plus anciens, ait été entièrement déblayé par l'érosion.

Il est intéressant de comparer notre série de dépôts quaternaires étagés de la région de Klepini avec celle du littoral syro-libanais qui compte parmi les séries de Quaternaire côtier les plus complètes et les mieux étudiées du domaine méditerranéen. D'après E. K. KAISER (1961) on a sur les côtes du Levant les traces de 12 lignes d'anciens rivages alors que nous n'en avons reconnues que six sur la côte nord de Chypre. Il y a donc au premier abord une différence notable entre les deux régions, différence qui s'accuse encore si l'on considère la composition des dépôts correspondant à chacun de ces niveaux. Sur le littoral syro-libanais, les anciens dépôts de plages, à l'exception de ceux des niveaux de 15 et 45 m, ne sont généralement pas recouverts d'atterrissements continentaux, alors que la plupart des dépôts marins des terrasses côtières chypriotes sont surmontés d'un manteau assez épais d'origine continentale. Malgré ces différences d'ensemble et si l'on fait exception du niveau le plus bas de la série côtière du Levant (niveau de 3-5 m) qui n'est, comme l'a montré W. J. VAN LIERE (1961) qu'une plage de tempête relativement récente, on peut, en prenant comme point de repère l'apparition de la faune à Strombes, paralléliser sans trop de difficultés trois des quatre niveaux inférieurs de la côte syro-libanaise avec les trois niveaux inférieurs de Chypre (voir tableau fig. 24). Par contre, il est plus difficile d'établir des correspondances entre les hauts-niveaux des deux régions car d'un côté, nous avons sept niveaux alors que de l'autre, nous n'en avons que trois. Il est vrai que si l'on admet avec KAISER que les quatre niveaux supérieurs des côtes du Levant sont calabriens, nous rétablissons l'équilibre numérique de part et d'autre car, comme nous l'avons vu plus haut, les rivages calabriens sur le littoral nord de Chypre n'ont pas dû laisser de traces. D'après KAISER les quatre niveaux calabriens s'étagent entre 110 et 205 m; ils correspondraient au maximum d'une transgression et à des pauses au cours de la régression qui s'ensuivit. Cette régression serait contemporaine de la seconde grande glaciation des temps quaternaires (Danube). Les minces dépôts marins que l'on retrouve par endroits sur ces terrasses seraient ainsi des équivalents de la formation Athalassa de Chypre dont le développement est considérable. D'autre part, il n'y aurait pas sur le littoral syro-libanais de dépôts correspondant aux importantes accumulations continentales villafranchiennes chypriotes. Ces différences qui

Etages méditerranéens	CHYPRE				LITTORAL SYRO-LIBANAIS				MAROC atlantique				Chronologie glaciaire
	LITTORAL DE KLEPINI CHAINE DE KYRÉNIA			MÉSAORIA CENTRALE	NIVEAUX MARINS		TERRASSES ALLUVIALES	Industries	Formations marines	Formations continentales	Altitudes des rivages	Industries (d'après P. Biberson)	
	Formations	Phases	Altitudes des rivages		d'après E.K KAISER	d'après WETZEL, HAUER et FLEISCH							
VERSILIEN	RÉCENT		0	ALLUVIONS RÉCENTES	0 3-5 ▲	0 3-4 ▲		Historique Néolithique Aurignacien				Historique Néolithique	HOLOCÈNE
TYRRHÉNIEN III	KOUPIA	continentale	5		6-8	6		Moustérien Levalloiso-moustérien	OULJIEN	SOLTANIEN	5-8	Moustéro-atérien	WÜRM I-II
		marine	*S. bubonius*		*S. bubonius*								
TYRRHÉNIEN II	KYRÉNIA	continentale	15-20	ALLUVIONS de XÉRI	12-20	15	T. de 20 m	Levalloisien	HAROUNIEN	PRÉSOLTANIEN	18-20	Stade final Acheuléen évolué (influences levalloisiennes)	WÜRM I
		marine	*S. bubonius*		*S. bubonius*								
TYRRHÉNIEN I	AYIOS EPIKTITOS	continentale	50	GRAVIERS de LAXIA	30-40 *	35 *	GRAVIERS de ZGHORTA	Acheuléen	ANFATIEN	TENSIFIEN	30-34	Acheuléen évolué	RISS
		marine			45-50	45							
MILAZZIEN	TOUMBA	continentale	140	?	60-65	60	T. de 65 m	Pebble-Culture (Abbevillien - Acheuléen)	MAARIFIEN	AMIRIEN	56-60	Bifaces clacto-abbevilliens et pebble-tools Pebble-Culture évoluée et Acheuléen primitif	MINDEL
		marine			70-80								
SICILIEN	TRAPEZA	continentale	185	GRAVIERS de KAMBIA	80-100	95	T. de 75 m T. de 85 m		MESSAOUDIEN	SALÉTIEN	90-100	Pebble-Culture évoluée (Stade III = Olduvaien) Pebble-Culture ancienne (Stade II)	GÜNZ
		marine			110-125								
EMILIEN	KLEPINI	continentale	230	GRAVIERS de KANTARA	135-150 155-170 190-205								DANUBE
		marine											
VILLAFRANCHIEN SUPÉRIEUR	TALUS FOSSILES - DÉPOTS LACS PÉRIPHÉRIQUES et INTRAMONTAGN*			Fm. APALOS						MOULOUYEN		Pebble-Culture ancienne (Stade I)	BIBER
CALABRIEN			300-360	Fm. ATHALASSA					MOGHRÉBIEN		Déformé (plus de 200)		

* Pause brève ayant eu peu d'influence sur la morphologie

▲ Plage de tempête

Fig. 24.

Essai de corrélation des formations quaternaires de Chypre avec les étages méditerranéens et les périodes glaciaires.

sont importantes autant du point de vue du volume que des faciès des sédiments comparés ne laissent pas d'étonner. Pour notre part, nous considérons l'attribution au Calabrien des quatre niveaux supérieurs de la côte syro-libanaise comme difficilement soutenable et nous partageons l'opinion de H. FLEISCH (1962) pour qui le Calabrien et ses équivalents villafranchiens sont représentés par des terrains basculés lors de la dernière phase de surrection de la chaîne côtière du Liban et que l'on trouve par places sous les dépôts quaternaires littoraux. FLEISCH rapporte à ces terrains la série de conglomérats, grès jaunâtre, graviers et travertins qui surmonte la molasse calcaire pliocène dans la coupe du Nahr el-Arka au N de Tripoli. Ces dépôts dont la puissance atteint une soixantaine de mètres sont en effet comparables au point de vue faciès et importance aux formations villafranchiennes Kakkaristra et Apalos de la Mésaoria centrale (DUCLOZ, 1965) et aux dépôts lacustres périphériques de la chaîne de Kyrénia. Ainsi, comme le dit très bien FLEISCH, la ligne de rivage calabrienne au Levant n'a pas dû avoir de stabilité et ses dépôts restent dans un domaine flou. Ce rivage s'est effondré dans certains compartiments de la côte et se trouve maintenant recouvert de dépôt plus récents ou bien il a été surélevé et a été complètement effacé par l'érosion. Ainsi, à notre point de vue, le plus haut des anciens rivages au Levant et à Chypre ne peut être que post-calabrien. Le fait que ces hauts niveaux dans les deux régions se trouvent à des altitudes très rapprochées (190-205 et 230 m) ne nous autorise pas, pour autant, à les paralléliser car, nous allons le voir, le littoral chypriote a dû subir au Quaternaire inférieur et moyen des mouvements de surrection beaucoup plus importants que le littoral syro-libanais. En effet, si l'on admet avec FLEISCH et KAISER que les niveaux de 60 et 95 m du Levant sont dus à des pulsations transgressives, ils doivent corréler respectivement avec les niveaux de 140 et 185 m de la région de Klepini, car ces derniers, nous le verrons plus loin, ont été façonnés aussi lors de petites transgressions dont l'origine est vraisemblablement liée au glacio-eustatisme. La côte septentrionale de Chypre et probablement l'île entière ont donc, après le dépôt de la formation de Toumba et avant le dépôt de la formation d'Ayios Epiktitos, subi un soulèvement beaucoup plus important que celui de la zone côtière du Levant. En conséquence, la terrasse sur laquelle repose la formation de Klepini (rivage de 230 m) ne peut être que l'équivalent d'une des terrasses « calabriennes » de KAISER, probablement de celle correspondant au rivage de 135-150 m. La formation de Klepini serait alors contemporaine des dépôts littoraux grossiers qui reposent sur cette terrasse et qui d'après la brève description de KAISER seraient fortement encroûtés. Si cette interprétation est correcte, les deux paliers tout à fait supérieurs du littoral syro-libanais (155-170 et 190-205) auraient pour origine des pauses au cours d'un soulèvement postérieur au Calabrien.

Il existe une parenté assez remarquable entre la série de dépôts quaternaires étagés que nous avons étudiée à Chypre et celle que l'on trouve sur le littoral atlantique du Maroc. Les deux régions présentent une côte où se sont inscrits 6 niveaux de terrasses marines. Leur relief vers l'intérieur des terres est caractérisé par une

série de 5 ou 6 niveaux de glacis-terrasses emboîtés. Elles ont connu une succession de 6 périodes pluviales séparées par des périodes semi-arides. Il est donc tentant d'essayer de corréler nos dépôts quaternaires avec ceux de cette région éloignée qui a fait l'objet d'études très minutieuses. Si l'on admet avec la majorité des auteurs que l'Harounien est contemporain de la première apparition du Strombe en Méditerranée, on peut facilement corréler la plupart des termes de la série marocaine avec ceux de la série du Levant *. Les cotes des anciens rivages, la typologie des industries lithiques que l'on trouve au Maroc et au Levant dans les dépôts correspondants sont très semblables surtout en ce qui concerne les parties basses donc les plus jeunes des séries étagées (voir tableau fig. 24). Par contre, en ce qui concerne Chypre, on se trouve devant une difficulté réelle lorsque l'on veut établir une correspondance entre les termes les plus anciens des successions. Si, en effet, les grès coquilliers du *Moghrébien* marocain sont bien équivalents au Calabrien italien, ils doivent correspondre à la formation Athalassa de Chypre et le *Moulouyen* doit être l'équivalent des dépôts pluviaux de la formation Apalos de la Mésaoria centrale ainsi que de ceux qui construisent la surface de Karka de la chaîne de Kyrénia. La formation de Klepini, qui correspond à un interpluvial et à un pluvial postérieur au Villafranchien, n'a alors pas d'équivalent au Maroc. Il y aurait un « trou » dans la série marocaine (voir tableau). A notre avis, cette anomalie ne met pas en cause le schéma explicatif fondé sur l'hypothèse glacio-eustatique et la dépendance entre les interpluviaux et les pulsations transgressives de la mer; elle doit plutôt avoir pour origine le côté encore superficiel de nos connaissances relatives à la stratigraphie du Quaternaire ancien. Il est probable, par exemple, comme le fait remarquer G. CHOUBERT (1962), qu'il ait existé en Afrique du Nord une période pluviale antérieure au *Moulouyen*. Ce seraient les dépôts de ce pluvial qui correspondraient aux dépôts du premier pluvial chypriote; le *Moghrébien* et le *Moulouyen* seraient alors contemporains de la formation de Klepini. Cette corrélation remettrait évidemment en question l'équivalence: *Moghrébien* = *Calabrien*. Il est naturellement impossible dans l'état de nos connaissances de résoudre ce problème de chronostratigraphie et dans notre table de corrélation, nous avons admis que les grès du *Moghrébien* et ceux de la formation Athalassa de Chypre sont contemporains.

4. *La formation de Trapeza*

Interprétation. — Cette formation, que l'on peut étudier grâce à d'excellentes coupes, est dans l'ensemble semblable à la formation de Klepini. Comme cette

* Marcel GIGOUT dans un article récent: *Le Quaternaire de la côte libanaise comparé à celui du Maroc atlantique* (Bull. Soc. Géol. France, t. VIII, 1966, n° 1) propose, avec réserves, la plupart des correspondances que nous adoptons ici. Toutefois, alors que GIGOUT incline plutôt à faire de l'*Anfatien* du Maroc un équivalent des dépôts de plage de la terrasse de 30-35 m du littoral syro-libanais, nous considérons cet étage marocain comme un homologue des dépôts marins du Levant reposant sur la terrasse de 45 m. Cette corrélation, à notre sens, est plus conforme avec les données archéologiques et paléontologiques dont nous disposons.

dernière, elle comporte un niveau basal de calcarénite surmonté d'une couverture détritique d'origine continentale qui est à son tour recouverte par une croûte calcaire. Le banc de calcarénite repose directement sur une surface arasée dans le flysch néogène. Alors que les calcarénites de la formation de Klepini étaient en partie des dunes fossiles, celles qui forment la base de la formation de Trapeza sont indiscutablement d'origine marine. Elles sont stratifiées horizontalement et passent localement à de véritables calcaires à Lithothamnium. Elles contiennent, en outre, par-ci par-là, des Mollusques marins. Ce sont donc des dépôts très littoraux ou de plage. La nappe d'atterrissements continentaux qui surmonte ces plages fossiles est beaucoup plus importante que son homologue de la formation de Klepini. Elle atteint souvent 10 à 15 m de puissance.

La formation de Trapeza, dont la surface forme le glacis de Trapeza, est emboîtée dans le glacis de Klepini. La différence de niveau entre ces deux glacis varie de 10 à 25 m. La coupe visible dans la face est de la colline de Klepini (fig. 7, profil CD) montre que la formation de Trapeza repose sur une terrasse d'abrasion limitée vers l'intérieur des terres par une falaise de 30 à 40 m de haut dont l'origine marine ne fait pas de doute. Cette terrasse d'abrasion se situe à une quarantaine de mètres en contrebas de la terrasse sur laquelle repose la formation de Klepini. Nous avons vu plus haut à la suite de quelles vicissitudes cette dernière terrasse avait dû être façonnée. Il dut en être de même pour la terrasse supportant la formation de Trapeza. Quand le climat pluvieux qui régnait lors de la formation de la croûte calcaire du glacis de Klepini fit place à un climat aride assez semblable à l'actuel, la mer dut temporairement renverser son mouvement de retrait général et empiéter sur les terres. La base de la falaise mentionnée ci-dessus marque le maximum de cette transgression. Au début de la phase régressive suivante, nous assistons au dépôt du banc de calcarénite basale de la formation de Trapeza. C'est un banc épais de quelques mètres seulement qui, par places, s'amincit considérablement et même disparaît complètement. Dans la coupe de la route de Trapeza (fig. 13), on le voit passer vers le haut à des marnes grises, stratifiées, entrecoupées de minces lits de calcarénites à grain très fin. Ces marnes, azoïques, marquent probablement une évolution vers un milieu lagunaire ou franchement lacustre.

Surmontant le banc de calcarénite ou les marnes qui par endroits le recouvrent, existe un mince sol fossile correspondant au retrait définitif de la mer du domaine de la terrasse. Par-dessus ce sol, on trouve alors l'épaisse série de craies, de marnes et de graviers crayeux qui constitue le corps de la formation. Les craies sont par places sablonneuses ou marneuses; elles ont une couleur crème et sont généralement stratifiées. De plus, elles contiennent de nombreux niveaux de graviers assez mal roulés dont la taille des éléments est plutôt moyenne. Elles passent localement à des marnes sablonneuses grises ou brunes contenant également des niveaux graveleux. Les falaises du versant nord de la butte de Klepini (fig. 14) montrent que les craies et conglomérats crayeux sont entrecoupés par trois minces niveaux de marnes barriolées rouge et noir qui sont vraisemblablement des paléosols.

La série de craies et conglomérats crayeux de la formation de Klepini est brièvement décrite par GAUDRY qui en donne une coupe assez fantaisiste. Cet auteur ne se prononce pas sur l'origine de ces dépôts dans lesquels il n'a pas trouvé de fossiles. Il note cependant que leur partie supérieure, qu'il décrit comme des sables argileux d'une finesse extrême, est souvent traversée en tous sens par des tubes capillaires et qu'elle lui fait penser au loess des environs de Paris. Ces dépôts fins n'ont pas l'importance rapportée par GAUDRY. Leur stratification et leur mélange à des cailloutis sont peu compatibles avec une origine éolienne.

Nous avons montré plus haut que les conglomérats et les brèches à ciment crayeux de la formation de Klepini, plus ou moins semblables à ceux que nous trouvons dans la formation de Trapeza, avaient dû être mis en place, en partie, par des glissements. Il est probable que ce mécanisme a dû aussi jouer un rôle dans la genèse du manteau de craies conglomératiques de la formation de Trapeza. Cependant, ce dépôt diffère de son homologue de la formation de Klepini, car il est stratifié, la proportion de craies y est plus élevée et il est beaucoup plus épais. Le mélange de matériel fin, la craie sablonneuse, et d'un matériel grossier, les cailloux mal roulés, fait penser à un dépôt en masse; toutefois, la stratification et un certain classement des éléments impliquent que l'eau a dû jouer un rôle dans le transport du dépôt. Ainsi, nous l'interprétons comme le produit de crues évacuant des masses de boues et de cailloux issues des versants de la chaîne de Kyrénia. Il est probable que ces masses glissées doivent leur origine à des phénomènes de solifluxion et que le dépôt indique non seulement une pluviosité élevée mais aussi des températures moyennes plus basses que les températures actuelles. Par trois fois, l'accumulation de ces conglomérats cessa complètement et l'on assista à la formation de paléosols qui doivent correspondre à des phases à pluviosité moindre et plus régulière.

La partie supérieure du manteau de conglomérats à ciment crayeux est recouverte d'une croûte calcaire bien individualisée dont l'épaisseur peut atteindre 2 m. Cette croûte, formée de calcaire crayeux noduleux ou de craie azoïque, contient localement des cailloux mal roulés ou anguleux. C'est donc une croûte calcaire typique semblable à celle qui forme le toit de la formation de Klepini. Comme cette dernière, elle a dû se former sous un climat pluvieux et assez chaud. La partie tout à fait supérieure de la croûte calcaire est indurée et recouverte d'un mince sol rougeâtre.

Les phénomènes qui présidèrent à la construction du glacis de Trapeza sont donc une répétition de ceux que nous avons déjà mis en évidence en analysant la formation de Klepini: avancée de la mer sur un littoral en voie d'émersion sous un climat aride semblable au climat actuel; façonnement d'une terrasse en contrebas d'un glacis plus ancien; dépôt d'un mince banc de calcarénite au début d'une phase de régression; accélération de cette régression pour des causes diverses avec formation d'une plaine côtière en période pluviale et froide; début d'un réchauffement avec formation d'une croûte calcaire; arrêt de la période d'accumulation; formation d'un mince sol rou-

geâtre correspondant à des conditions climatiques se rapprochant de celles qui caractérisaient le début du cycle et à un retour de la mer.

Datation. — La formation de Trapeza est donc contemporaine de la fin d'une période interpluviale et surtout d'une phase pluviale, la troisième que l'étude des dépôts étagés de la région de Klepini nous a permis de déceler. La formation doit correspondre en grande partie à la nappe de graviers de Kambia dans la Mésaoria (DUCLOZ, 1965) qui, elle aussi, forme un niveau de glacis emboîté et correspond au troisième pluvial de l'île.

E. DE VAUMAS (1961, 1962), étudiant d'un point de vue morphologique la région de Kharcha, a décrit le glacis de Trapeza sous le nom de *Blue Surface*. D'après cet auteur, ce glacis serait villafranchien ce qui, évidemment, est difficilement soutenable si le glacis correspond bien, comme nous venons de le voir, au troisième pluvial de la région.

Si nous comparons, comme nous l'avons fait plus haut, notre série de dépôts étagés avec celle du littoral syro-libanais, nous pouvons, en tenant compte des transgressions et régressions qui affectèrent les deux régions et considérant la position relative des différentes terrasses, mettre en parallèle la formation de Trapeza avec les dépôts de la terrasse marine de 80-100 m et les alluvions des plus hautes terrasses fluviatiles des cours inférieurs des rivières côtières syro-libanaises (tableau fig. 24).

En admettant que les grands cycles paléoclimatiques des régions appartenant à la partie méridionale du domaine méditerranéen aient été synchrones, nous pouvons étendre nos corrélations à plus longue distance et chercher, comme nous l'avons fait plus haut, des équivalents aux niveaux étagés de Chypre dans les termes de la stratigraphie du Quaternaire marocain. Dans cette optique, et en admettant que le premier niveau à Strombes à Chypre est un équivalent de l'Harounien, les couches marines de la base de la formation de Trapeza doivent correspondre au Messaoudien; la nappe d'atterrissements continentaux de la formation de Trapeza correspondrait, elle, aux dépôts du pluvial salétien. Au Maroc, ces dépôts ont livré un outillage lithique de facture primitive qui a été rapporté à une « Pebble-Culture » évoluée (P. BIBERSON, 1962). Messaoudien et Salétien sont généralement considérés comme équivalents du Sicilien (CHOUBERT, 1962), le Salétien étant synchronisé avec le Gunz alpin. Au Levant, les dépôts que nous avons parallélisés avec la formation de Trapeza n'ont, jusqu'à ce jour, fourni aucuns restes préhistoriques; ils sont en relation avec un ancien niveau marin dont les cotes sont très semblables à celles de la ligne de rivage du Messaoudien (80-100 et 90-100).

5. *La formation de Toumba*

Interprétation. — Cette formation, très semblable aux formations que nous venons d'analyser, construit un glacis situé de 20 à 30 m en contrebas du glacis de Trapeza. Elle comporte de bas en haut: un banc de calcarénite, une nappe de conglomérats à ciment crayeux et une croûte calcaire surmontée d'un mince sol brun-rougeâtre. Elle a une épaisseur d'environ 20 m.

La calcarénite basale repose directement sur une terrasse d'abrasion coupée dans le flysch néogène. Elle forme une assise plutôt mince qui ne dépasse pas 3 à 4 m d'épaisseur. Sa composition est semblable à celle des calcarénites des formations quaternaires plus anciennes. Sa structure massive ou très vaguement stratifiée horizontalement fait penser plutôt à un dépôt de plage qu'à une dune fossile. Le très faible pourcentage de matériel terrigène évoque des conditions climatiques arides. La série de conglomérats à ciment crayeux constituant la partie la plus importante de la formation ressemble beaucoup à son homologue de la formation de Trapeza. La proportion des cailloux par rapport à la craie du ciment y est cependant plus élevée et l'ensemble est de caractère plus grossier. Malgré ces différences de détail, il est évident que ces conglomérats crayeux ont dû se former dans des conditions similaires à celles dans lesquelles se formèrent les conglomérats crayeux plus anciens, c'est-à-dire probablement sous un climat pluvieux et plus froid que le climat actuel. La croûte calcaire, souvent assez puissante, doit avoir été formée comme les croûtes calcaires plus anciennes sous un climat pluvieux et chaud. Nous retrouvons donc, une fois de plus, le cycle paléoclimatique lié à un va-et-vient du niveau marin que nous avons évoqué au sujet des glacis de Klepini et de Trapeza. Ainsi, la plate-forme sur laquelle repose la formation de Toumba, et qui correspond à une avancée de la mer, semble bien coincider à une période interpluviale. La calcarénite basale a dû se déposer également sous un climat aride, elle marque le début d'une régression. La formation de la nappe de conglomérats crayeux impliquant un climat pluvieux et froid correspond à un mouvement de retrait accéléré du plan d'eau. Le dépôt de la croûte calcaire indique, lui, un réchauffement du climat et c'est à ce moment que le niveau marin amorce une remontée. L'élaboration du sol rougeâtre témoigne d'un climat chaud à basse pluviosité, la mer devait être alors en pleine transgression.

Datation. — La formation de Toumba est donc contemporaine de la troisième période interpluviale et du quatrième pluvial de la région. Elle forme le troisième niveau d'une série de glacis emboîtés. Comme tel, elle devrait correspondre à la nappe de graviers de Laxia de la Mésaoria (DUCLOZ, 1965); or, nous verrons plus loin que cette nappe de graviers doit être contemporaine d'un niveau plus récent de glacis du versant nord de la chaîne de Kyrénia. Le glacis de Toumba n'aurait alors pas d'équivalent dans la plaine centrale de l'île, ce qui serait pour le moins curieux. Il est possible naturellement qu'un tel glacis ait existé mais qu'il ait été entièrement déblayé au cours d'une phase d'érosion; il est possible aussi que des études plus approfondies et plus étendues que les nôtres révèlent dans la Mésaoria un niveau supplémentaire de glacis correspondant au glacis de Toumba.

Si l'on met en parallèle les anciens rivages de la côte syro-libanaise avec ceux de Chypre, comme nous l'avons déjà fait plus haut, on peut corréler la base de la formation de Toumba avec les grès et graviers coquilliers de la terrasse marine de 60 m, et sa partie supérieure avec les alluvions de la terrasse de 65 m du Nahr el Khebir

(KAISER, 1961). A plus longue distance, on pourrait paralléliser la formation de Toumba en tenant compte surtout des cycles paléoclimatiques, avec deux termes de la stratigraphie du Maroc: la partie marine avec le Maarifien et la partie continentale avec l'Amirien. Les dépôts du pluvial amirien ont fourni des *pebble-tools* et des bifaces clacto-abbevilliens; ils sont considérés par les quaternaristes du Maroc comme un équivalent du Mindel alpin. Sur la côte syro-libanaise, les dépôts que nous avons parallélisés avec notre formation de Toumba contiennent localement un outillage appartenant à une *Pebble-Culture* qui serait intermédiaire entre l'Abbevillien et l'Acheuléen (KAISER, 1961); ils sont donc bien plus ou moins contemporains de ceux que nous leur opposons à l'extrémité occidentale de la Méditerranée. Notons, là encore, qu'il y a correspondance altimétrique entre le rivage maarifien (56-60 m) et son équivalent de la côte syro-libanaise (60-65 m), alors qu'il y a une assez grande différence d'altitude entre ce niveau et le niveau correspondant de Chypre (140 m).

6. *La formation d'Ayios Epiktitos*

Interprétation. — Avec cette formation, nous abordons l'interprétation d'un dépôt très étendu dont le toit a été largement préservé dans la morphologie actuelle. Il est donc relativement facile d'en étudier les variations latérales et d'en identifier les vestiges en passant d'une région à l'autre de l'île. Si d'une manière générale, on retrouve dans cette formation la même succession cyclique de dépôts que nous avons déjà observée dans les formations quaternaires plus anciennes, on note dans le détail de petites différences de composition à certains niveaux de la formation et plus particulièrement dans le manteau d'origine continentale. Localement, les niveaux inférieurs de la formation font complètement défaut.

La formation d'Ayios Epiktitos repose à sa marge externe, ou aval, sur une terrasse entaillée dans le flysch néogène. Cette terrasse dans la région de Klepini se trouve à environ 70 m en contrebas de la terrasse sur laquelle repose la formation de Toumba. C'est une différence de hauteur trois fois supérieure à celles qui séparaient les terrasses plus anciennes. Cette terrasse d'abrasion comme celles qui la surmontent a dû être façonnée par la mer, car elle est bordée à sa marge sud par une petite falaise de 10 à 20 m de haut dont le pied, qui se trouve à une altitude de 50 m environ, doit marquer une ancienne ligne de rivage (profil CD fig. 7). En amont de cette falaise, la formation recouvre toujours le flysch, mais ce dernier est alors façonné en un versant légèrement concave vers le haut qui s'élève progressivement jusqu'au niveau de la terrasse de Toumba ou, en certains endroits, jusqu'à la banquette de la surface de Karka.

La formation d'Ayios Epiktitos se compose essentiellement d'une calcarénite basale, d'une nappe de graviers médiale et d'une croûte calcaire sommitale dont le toit forme le glacis d'Ayios Epiktitos. En amont de la falaise marquant le rivage de 50 m, la formation est réduite à la nappe de graviers et à la croûte calcaire. En un point nous avons observé une couche de conglomérats grossiers entre le soubassement rocheux et le banc de calcarénite. Cela semble être une exception. N'ayant pas noté

les caractéristiques morphologiques des galets de ce conglomérat, il nous est difficile d'en assurer l'origine. E. DE VAUMAS (1964) a observé dans une position analogue un niveau de conglomérats qu'il interprète comme un dépôt d'origine fluviatile, qui serait le témoin d'une phase anaglaciaire. A vrai dire, cette interprétation nous paraît peu soutenable car, à moins de faire des calcarénites un dépôt éolien, on ne voit pas très bien comment des graviers continentaux pourraient s'être déposés avant les dépôts laissés par la mer qui façonna la terrasse marine. A notre avis, le niveau de conglomérats que l'on trouve localement entre le banc de calcarénites et le soubassement rocheux doit être un conglomérat de base d'origine marine.

La calcarénite basale est formée en grande partie de débris à peine roulés d'algues calcaires auxquels se mêlent des foraminifères et des fragments anguleux de quartz, de pyroxènes et de feldspaths. Le dépôt est bien stratifié horizontalement et contient par places des restes de Mollusques marins. C'est donc un sable marin caractéristique représentant d'anciennes plages ou des dépôts très littoraux. Ces calcarénites passent progressivement vers l'amont (coupe de la rivière Lakanon) à un banc de conglomérats bien roulés qui est adossé à la falaise fossile mentionnée plus haut. Ces conglomérats représentent très probablement d'anciennes grèves. Le niveau de calcarénite a une puissance de 1 à 7 m. Il est en fait formé de deux bancs de 1 à 4 m d'épaisseur séparés par une mince couche marno-sableuse qui par places passe à un sol fossile. Comme les deux bancs de calcarénite ont définitivement un caractère marin, l'épisode continental intercalaire doit marquer une brève phase de régression marine.

Les graviers qui surmontent les calcarénites sont bien stratifiés. Ils sont formés de cailloux roulés dont la taille est généralement assez petite. Leur matrice est crayeuse mais elle est mêlée à une assez grande proportion de matériel sableux. Reposant sur ces graviers un peu crayeux, on trouve fréquemment, dans la région de Klepini, une assise de marnes sableuses grises interstratifiées de minces bancs de sables. Au S d'Ayios Epiktitos, il existe à la place de ces marnes une venue de graviers à matrice terreuse de couleur brunâtre. La nappe graveleuse dont la puissance totale atteint par places 25 m a dû être mise en place sous forme d'épandage de type alluvial car elle est bien stratifiée et l'indice d'émoussé des cailloux est assez élevé. En outre, elle passe vers l'amont à des terrasses flanquant les cours d'eau et dont le caractère fluviatile est manifeste. Les marnes sableuses qui couronnent par places les dépôts graveleux doivent avoir une origine lacustre. La nappe de graviers par son volume implique une phase climatique à pluviosité plus élevée que la pluviosité actuelle. Bien que des phénomènes cryogéniques aient pu intervenir à l'origine de sa formation, son caractère plus régulier et plus classé ne suggère pas l'intervention directe et massive de la solifluxion comme c'était probablement le cas avec les dépôts continentaux plus anciens. L'épisode graveleux et marneux de la formation d'Ayios Epiktitos correspond donc à une phase pluviale sans que l'on puisse dire, d'après les quelques coupes que nous avons examinées, si cette pluviosité était accompagnée d'une détérioration du climat.

La croûte calcaire qui recouvre la série de graviers que nous venons de commenter a une épaisseur moyenne de 2 m. Elle est formée soit d'un calcaire à grain fin, massif et de couleur blanche qui a un aspect lacustre, soit d'un conglomérat à ciment crayeux dont le sommet est induré. Cette croûte, dont le contact avec les alluvions sous-jacentes est franc, doit correspondre comme les croûtes calcaires plus anciennes à une période pluviale accompagnée d'un réchauffement des températures. Par cela, elle implique que la période pluviale qui présida au dépôt des graviers sous-jacents devait être sensiblement plus froide que la période actuelle.

Le cycle d'événements que nous avons déjà mis en évidence lors de l'analyse des formations quaternaires plus anciennes s'est donc répété lors du dépôt de la formation d'Ayios Epiktitos. La période de retrait de la mer, qui précéda l'abrasion de la terrasse marine sur laquelle repose en partie la formation, a dû cependant être beaucoup plus longue que les périodes de retrait précédentes puisque cette terrasse est plus profondément encaissée dans le système des terrasses supérieures que ces dernières ne l'étaient entre elles. Après le façonnement de cette terrasse marine qui correspond à un empiétement de la mer, on assiste au dépôt des calcarénites basales marquant la stabilisation de la ligne de rivage à la cote d'environ 50. Avec la régression qui suivit cette pause, s'élabora progressivement une plaine côtière formée d'épandages de graviers et de sablons qui se superposèrent aux dépôts marins. Alors que l'empiétement de la mer et le dépôt des calcarénites doivent correspondre à un climat aride, puisque les apports détritiques avaient pratiquement cessé, la formation de la nappe de graviers doit correspondre, nous l'avons vu plus haut, à une période pluviale probablement froide. Lors d'un réchauffement du climat au début du retour transgressif de la mer, se déposa la croûte calcaire formant le glacis proprement dit. Le mince sol rougeâtre qui tapisse cette surface a dû se former sous un climat chaud et sec assez semblable au climat actuel.

Datation. — La formation d'Ayios Epiktitos est plus facile à dater que les formations plus anciennes car elle a été relativement peu détruite par l'érosion et n'a été probablement que très peu affectée par des mouvements tectoniques. Il est donc possible, pour sa datation, d'utiliser des critères altimétriques de corrélation et des comparaisons fondées sur le degré d'érosion de sa surface. En outre, les niveaux situés en contrebas et qui la séparent du remblaiement versilien sont bien datés paléontologiquement. Ils offrent d'excellents repères permettant de situer avec précision cette formation dans la chronologie établie par les quaternaristes dans le domaine méditerranéen.

Sur le plan local, la formation d'Ayios Epiktitos doit correspondre à la nappe de graviers de Laxia de la Mésaoria centrale (Ducloz, 1965). Les deux dépôts sont profondément encaissées dans les dépôts plus anciens et leurs surfaces forment de vastes plaines se raccordant aux niveaux supérieurs par des reliques de versants fossiles. Nous avions attribué la nappe de graviers de Laxia à un pluvial que nous

parallélisions à l'interglaciaire Riss-Würm. Cette datation nous paraît aujourd'hui plus que douteuse. En effet, la partie supérieure de la formation d'Ayios Epiktitos, équivalent des graviers de Laxia, n'a pu se former que lors d'une période d'abaissement du niveau marin qui doit correspondre à l'une des grandes glaciations du Nord de l'Europe et des Alpes. D'autre part, la formation d'Ayios Epiktitos et son soubassement rocheux sont entaillés par une terrasse marine sur laquelle reposent des dépôts littoraux à *Strombus bubonius* (formation Kyrénia *auct.*) déposés lors de la transgression tyrrhénienne (Tyrrhénien II), que la majorité des quaternaristes parallélisent avec l'interglaciaire Riss-Würm. Par conséquent, la partie continentale de la formation ainsi que les graviers de Laxia doivent correspondre à un pluvial contemporain de la glaciation de Riss. La comparaison avec les dépôts quaternaires du littoral syro-libanais permet de confirmer cette attribution car les dépôts correspondant dans cette région à la formation d'Ayios Epiktitos ont fourni des restes préhistoriques. La nappe de graviers qui forme la partie principale de la formation d'Ayios Epiktitos doit être l'équivalent de la nappe de graviers de Zghorta (R. WETZEL et J. HALLER, 1948) des environs de Tripoli. Les deux dépôts sont superposés à une terrasse qui fut façonnée lors d'une transgression marine qui a atteint l'altitude de 45 à 50 m et ils sont entaillés par la terrasse de la mer à Strombes (Tyrrhénien II). Les graviers de Zghorta reposent par endroits sur un sol rougeâtre dans lequel on a trouvé des éclats tayaciens; leur partie supérieure a livré un coup de poing chelléo-acheuléen et leur surface est jonchée d'éclats moustériens. Ils datent donc du Pléistocène moyen et correspondent probablement à l'Acheuléen récent, c'est-à-dire approximativement à l'époque de la glaciation rissienne du massif alpin. Quant aux dépôts marins qui se trouvent localement sous les graviers de Zghorta (FLEISCH, 1962) et ceux qui forment la base de la formation d'Ayios Epiktitos, ils doivent être contemporains d'une transgression marine accompagnant le retrait d'une glaciation antérieure au Riss. On peut les rapporter au Tyrrhénien I (Paléotyrrhénien de BONIFAY et MARS).

Si l'on compare maintenant nos niveaux quaternaires avec ceux de la côte atlantique marocaine, en prenant les mêmes repères que précédemment, on obtient les équivalences suivantes: la partie marine de la base de la formation d'Ayios Epiktitos correspondrait à l'Anfatien tandis que la nappe de graviers supérieure correspondrait au Tensifien. Alors que du point de vue altémétrique, les rivages de l'Anfatien sont un peu plus bas (30-34 m) que les rivages correspondants à Chypre (50 m) et au Levant (45-50 m), l'âge des dépôts pluviaires mis en parallèle est remarquablement proche puisque le Tensifien a fourni un outillage rapporté à l'Acheuléen évolué.

7. *La formation de Kyrénia*

Interprétation. — Les dépôts de cette formation ont construit le niveau le plus bas de la série des glacis emboîtés de la région de Klepini. Dans ses parties amont, ce glacis domine directement les étroites plaines alluviales récentes, alors qu'à sa

marge externe, près de la ligne de côte, il est, par places, séparé du niveau des plages actuelles par une basse terrasse d'origine marine (Terrasse de Koupia). Généralement, cependant, le glacis de Kyrénia est tranché par une falaise battue par la mer. C'est dans cette falaise qu'affleure souvent d'une manière spectaculaire la formation de Kyrénia et notamment son terme basal le plus commun, un banc de calcarénite à stratification entrecoisée dont la puissance peut atteindre par places 6 m.

La formation de Kyrénia est le dépôt quaternaire le mieux conservé de toute la série des dépôts étagés du littoral de Chypre. Elle construit un niveau de glacis ou de plaine côtière que l'on peut suivre presque sans interruption le long de la côte septentrionale de l'île depuis le cap Kormakiti à l'Ouest jusqu'au cap Saint-Andréas à l'Est. Ce niveau est également présent, avec de petites interruptions, dans la partie nord de la baie de Morphou, sur le littoral de Pomos, dans la péninsule d'Akamas, sur le littoral sud de l'île, dans la péninsule du cap Gréco et sur le littoral sud de la péninsule de Karpas.

La formation de Kyrénia présente la même disposition cyclique de dépôts que les formations quaternaires plus anciennes. Sa base est un dépôt marin ou dunaire (Formation Kyrénia *auct.*) alors que sa partie médiale est représentée par des atterrissements continentaux, principalement des graviers à éléments roulés ou anguleux noyés dans une matrice marno-crayeuse. Ces graviers sont surmontés d'une croûte calcaire formant par endroits la surface du glacis, alors qu'ailleurs il existe encore, superposée à la croûte, une nappe de dépôts fins, en particulier des sablons de couleur gris-jaunâtre.

Tout au long du littoral septentrional de Chypre, la formation de Kyrénia repose sur une terrasse entaillée dans le flysch néogène, terrasse qui a dû être façonnée par la mer comme le laissent supposer son profil et les dépôts qui la recouvrent. Cette terrasse, qui plonge doucement vers la mer, n'est pas complètement plane et montre localement de petites irrégularités. A l'W et à l'E de Kyrénia, le long de la côte, elle se trouve à une dizaine de mètres au-dessus du niveau de la mer, alors qu'au N de Klepini, elle atteint 20 m. Plus à l'Est, au N de Kharcha, on la voir plonger sous la mer. Bien que nous n'ayons pas eu l'occasion d'observer la falaise morte qui certainement limite vers l'amont cette terrasse d'abrasion, nous pouvons supposer, en tenant compte du profil en travers de la région de Klepini (fig. 7), que le bord interne de cette terrasse, correspondant à la position d'un ancien rivage, doit se trouver à une altitude de 20 à 25 m. Comme le glacis de Kyrénia, dans la région du profil a dû être légèrement soulevé par rapport aux autres régions, cette valeur est probablement trop forte et ne représente pas l'altitude relative normale atteinte par la mer à l'époque de la formation de la terrasse. Il est vraisemblable que cette altitude est plutôt de l'ordre de 15 à 20 m.

Dans la coupe de la formation de Kyrénia, que nous avons décrite en détail dans la première partie de ce travail, la terrasse d'abrasion est recouverte, par l'intermédiaire d'un mince conglomérat de base, d'un banc de grès fin argileux très fossili-

fère, passant vers le haut à une couche de calcarénite. Ce sont des dépôts marins franchement littoraux. Ailleurs, à leur place, on trouve généralement une assise de calcarénite de grain très uniforme dont la stratification est souvent oblique avec plongement vers l'intérieur des terres. Ce type de roche, très commun sur le littoral nord de l'île, doit être une formation dunaire. Il est probable cependant, qu'à la base de cette formation éolienne, il existe, par places, des calcarénites d'origine marine, car celles-ci ont livré par-ci par-là quelques rares fossiles marins. L'existence de sédiments marins à la base des dunes fossiles dans la formation de Kyrénia a d'ailleurs été reconnue par A. E. SAUCIER et R. L. MAJOR (1964) à l'E de la région que nous avons étudiée, dans la péninsule de Karpas. Dans cette région, le dépôt qui repose directement sur la terrasse d'abrasion est un mince banc de calcaire détritique pétri de Mollusques marins. C'est dans cet horizon que D. SUPKOW (communication orale) a trouvé près du cap Plakoti plusieurs exemplaires de *Strombus bubonius*. Un niveau fossilifère marin a été également signalé dans la formation Kyrénia à l'W de Kyrénia par A. LYMBOURIDES (1963) et T. A. MOORE (1960). Ce niveau, qui est souvent surmonté de dunes fossiles, est parfois accompagné d'un conglomérat de base. Ainsi, les dépôts que l'on trouve à la base de la formation de Kyrénia sont indiscutablement le produit d'une transgression marine. Les grès dunaires qui les surmontent par endroits représentent le début d'une phase régressive. Sur la côte sud de l'île, les dépôts éoliens sont rares et la régression est marquée, par places, par un passage à des sablons stériles, mal stratifiés et qui doivent représenter le remplissage de lagunes abandonnées par la mer.

Sur le littoral nord de Chypre, les dépôts marins et dunaires dont nous venons de parler sont surmontés directement par une nappe d'atterrissements continentaux constitués, en grande partie, par des cailloux plus ou moins roulés, parfois même subanguleux, généralement noyés dans une matrice marno-crayeuse. Ces graviers, qui montrent souvent une assez bonne stratification, passent localement à des dépôts fins: des marnes crayeuses entrecoupées de minces veines de sables bruns. Ces dépôts doivent être le produit de crues torrentielles et de coulées boueuses qui prenaient leur origine dans les parties moyennes et hautes des drainages et s'épandaient sur les plaines côtières. Ces mouvements de matériaux ont dû prendre des dimensions catastrophiques si l'on en juge par l'épaisseur parfois considérable du dépôt (20 m). La stratification horizontale de ces graviers, leur vague classement, indiquent qu'ils doivent avoir en général une origine fluviatile, ce qui est confirmé d'ailleurs par leur raccord en amont du glacis à des basses terrasses alluviales sur le cours moyen de certaines rivières. A notre avis, la nappe de graviers crayeux doit correspondre à une période à pluviosité élevée mais irrégulièrement distribuée dans le cours de l'année. Cette nappe de graviers s'étant accumulée alors que le niveau marin baissait, on est amené à la considérer également comme étant le produit d'une détérioration du climat consécutive au développement de l'une des grandes glaciations quaternaires. Cette interprétation est étayée par des observations que E. DE VAUMAS (1963) a faites

sur le littoral de Pomos. Dans cette région occidentale de Chypre, les atterrissements continentaux qui recouvrent la calcarénite basale de la formation de Kyrénia sont constitués par des bancs d'arènes fines intercalés de lits de gravillons et de pierrailles. Ce serait, d'après E. DE VAUMAS, des grèzes litées, c'est-à-dire des dépôts impliquant des phénomènes de solifluxion. Toujours d'après le même auteur, ces grèzes caractériseraient un climat froid et humide mais sans précipitations qui rappellerait celui de Terre-Neuve. Ce climat, DE VAUMAS (1964) en a retrouvé les traces dans les dépôts quaternaires de la bordure nord et est de la Méditerranée orientale. S'il paraît indiscutable que des phénomènes cryogéniques ont dû, par endroits et temporairement, jouer un rôle lors de la mise en place de la nappe graveleuse surmontant les plages soulevées et les dunes de la formation de Kyrénia, leur importance semble avoir été considérablement exagérée par DE VAUMAS. Dans la région que nous avons cartographiée, les dépôts en question ont été amenés par le canal des rivières et se sont étalés sur les plaines côtières. Ils sont importants puisqu'ils peuvent par places atteindre une puissance de 20 m. On imagine difficilement une masse aussi considérable de matériel grossier se déplacer uniquement par solifluxion. Le caractère stratifié de cette nappe graveleuse, l'indice d'émoussé de ses composants indiquent assez clairement d'ailleurs que ces dépôts sont des atterrissements dus à un ruissellement chargé de solide. Et puis, disons-le, un climat aussi rigoureux que celui auquel DE VAUMAS fait appel dans ses interprétations paléoclimatiques, paraît bien peu probable si l'on se souvient qu'en début de cycle, quand se déposaient les sédiments marins de la base de la formation, le climat devait être plus méridional qu'aujourd'hui (faune sénégalienne des plages à Strombes). Une telle différence de climat aurait compromis gravement l'équilibre biologique. Or, bien que nos connaissances des faunes et des flores fossiles de la région soient bien incomplètes, il ne semble pas que des modifications importantes aient eu lieu durant le Quaternaire. Si l'on prend, par exemple, l'histoire de la faune à Hippopotames et Eléphants nains, on voit qu'elle apparaît probablement au Quaternaire ancien, se perpétue durant le Quaternaire moyen (Formation Ayios Epiktitos) et supérieur (Formation Kyrénia). Son extinction à Chypre durant l'époque correspondant au dépôt graveleux de la formation de Kyrénia pourrait être interprétée comme une preuve que le climat était devenu réellement très rigoureux mais alors on ne voit pas très bien comment cette faune aurait survécu à tous les refroidissements antérieurs. A notre avis, le climat correspondant à l'époque du dépôt de la nappe graveleuse a dû être caractérisé par des pluies estivales de type plutôt subtropical. Des averses violentes provoquaient des crues qui entraînaient un matériel solide considérable et déclenchaient parfois des coulées boueuses. Les hivers cependant devaient être beaucoup plus froids qu'aujourd'hui et, suivant l'orientation des côtes et l'importance des reliefs, des masses ébouleuses telles que celles décrites par DE VAUMAS pouvaient se mettre en mouvement par solifluxion.

La croûte calcaire qui surmonte la nappe de graviers dont il vient d'être question peut atteindre localement une épaisseur de 2 m. Elle représente donc, elle aussi, une pé-

riode importante de l'histoire de la formation de Kyrénia. Elle doit correspondre également, comme les croûtes calcaires dont nous avons parlé plus haut, à une période, pluviale mais à précipitations beaucoup plus régulières et beaucoup moins torrentielles. Le climat s'était réchauffé et devait être déjà de type méditerranéen avec une saison sèche bien marquée pour permettre la précipitation et le durcissement du carbonate de calcium. La nappe de sablons, mêlés de marnes et de gravillons, qui recouvre souvent ce niveau de croûte calcaire et forme alors la surface du glacis a dû se déposer sous un climat assez semblable à celui d'aujourd'hui. Cette nappe ressemble beaucoup aux épandages des plaines alluviales récentes et elle a dû se déposer alors que la mer était déjà en pleine phase transgressive.

Datation. — C'est dans les dépôts marins de la base de la formation de Kyrénia qu'apparaît pour la première fois à Chypre *Strombus bubonius* LMK caractérisant l'étage tyrrhénien (*s. l.*). Comme nous l'avons vu plus haut, bien qu'aucune observation n'ait été faite sur l'altitude maximale atteinte par ces dépôts, on peut situer entre 15 et 20 m le rivage de la mer qui leur correspond. Ce rivage, qui semble bien marquer l'avant-dernière pulsation transgressive importante des temps quaternaires, serait donc à rapporter au Tyrrhénien principal (Tyrrhénien II = Eutyrrhénien). La comparaison entre les plages soulevées de Chypre et celles du littoral syro-libanais permet d'ailleurs de dater archéologiquement la formation de Kyrénia et de confirmer cette supposition. Sur les côtes du Levant, la première apparition du *Strombus bubonius* se fait dans les grès coquilliers et les conglomérats marins reposant sur la terrasse dite de 15 m (12-20 m), donc dans les dépôts d'une mer ayant atteint approximativement la même cote que celle qui déposa les couches à Strombes de la formation de Kyrénia. Sur les côtes du Levant, ces dépôts sont surmontés localement par des dunes ou par des atterrissements continentaux semblables à ceux que nous avons observés à Chypre dans la même position, mais généralement beaucoup moins épais. Ils sont entaillés par une terrasse marine dont les dépôts contiennent de nombreux Strombes. A Chypre, il existe également, par endroits, un niveau semblable (Terrasse de Koupia). Les dépôts qui lui correspondent ont livré quelques Strombes. Il y a donc une correspondance certaine entre les niveaux inférieurs des séries côtières de Chypre et du Levant, ce qui nous autorise à les mettre en parallèle. Les grès et les poudingues marins reposant sur la terrasse de 15 m des côtes syro-libanaises doivent être l'équivalent des couches marines de la base de la formation de Kyrénia. Ils ont livré de nombreux éclats souvent roulés, de type levalloisien. Les accumulations continentales qui scellent par places ces dépôts marins contiennent encore quelques silex de facture levalloisienne. Les plages de la mer de 15 m sont donc contemporaines d'une industrie levalloisienne. Il est par conséquent justifié de les considérer ainsi que leur homologue de Chypre comme étant le produit de la remontée eustatique correspondant au dernier interglaciaire.

Nous avons déjà vu que notre série de niveaux étagés quaternaires rappelle dans son ensemble celle du littoral atlantique du Maroc. En tenant compte des cycles

paléoclimatiques et des données paléontologiques et altimétriques, on peut voir dans la partie basale de la formation de Kyrénia un équivalent de l'Harounien, et, dans sa partie supérieure continentale, un équivalent du Présoltanien. On ne connaît pas de restes préhistoriques provenant des plages harouniennes mais les dépôts continentaux du Présoltanien ont livré une industrie appartenant à un stade final de l'Acheuléen où se font sentir des influences levalloisiennes (P. BIBERSON, 1962). Ces dépôts sont donc plus ou moins contemporains de la formation de Kyrénia que nous pouvons dater archéologiquement en la comparant aux dépôts côtiers du Levant.

8. *La formation de Koupia*

Cette formation repose sur une étroite terrasse marine correspondant à un stationnement de la mer à environ 5 m au-dessus de son niveau actuel. Elle consiste dans la région que nous avons étudiée, en de minces dépôts de calcarénites dont l'origine en partie marine et en partie éolienne a été démontrée plus haut. A part de rares exceptions, ces placages de calcarénite ne sont pas recouverts de dépôts continentaux. La formation de Koupia et la terrasse qui la supporte jouent un rôle très effacé dans la morphologie de l'île et on ne rencontre leurs vestiges qu'en des points espacés du littoral. Elle a été observée sur la côte sud de la péninsule de Karpas par A. E. SAUCIER et R. L. MAJOR (1964) qui l'ont décrite sous le nom de *15-foot raised beach*. C'est dans ces dépôts, au droit du château de Gastrie, que P. BIROT et E. DE VAUMAS (1962) ont découvert un exemplaire de *Strombus bubonius*.

La formation de Koupia, nous l'avons vu précédemment, peut être mise en parallèle avec les dépôts de la terrasse marine de 6 m du littoral syro-libanais. Ces dépôts ont livré de nombreux Strombes et sont assez bien datés car ils sont surmontés d'atterrissements continentaux où l'on a trouvé des éclats levalloiso-moustériens et moustériens ainsi que des dents de *Rhinoceros merckii* et d'Hippopotames. Des fragments d'os calcinés associés à un matériel levalloiso-moustérien ont donné un âge absolu (C-14) plus ancien que 52.000 ans. D'après KAISER, VAN LIERE, WRIGHT et GARROD, le niveau de 6 m représenterait une phase tardive de l'interglaciaire Riss-Würm; la grande régression würmienne se placerait après la fixation du rivage de 6 m. Cependant, H. FLEISCH (1956 et 1962) considère qu'une régression majeure a eu lieu entre la formation de la terrasse de 15 m et celle de 6 m. Il parallélise le niveau inférieur à Strombes avec un interstade würmien (Néotyrrhénien=Tyrrhénien III). Si les corrélations que nous proposons entre Chypre et le Levant sont correctes, l'interprétation de FLEISCH serait la bonne car il ne fait pas de doute qu'une régression importante a eu lieu à Chypre entre le dépôt des niveaux supérieurs et inférieurs à Strombes. Cette régression, nous l'avons vu, correspond à une période pluviale. Après la formation de la terrasse de Koupia, il y eut une seconde régression, car cette terrasse est entaillée par les rivières côtières dont les profils en entonnoir à fond plat font suspecter un surcreusement. Cette régression, apparemment mineure, ne semble pas correspondre à une phase pluviaire importante puisqu'elle n'a pas été accom-

pagnée, en général, de la formation d'une nappe d'atterrissements continentaux. Comme ces deux régressions font suite à la transgression tyrrhénienne principale, elles doivent correspondre à deux stades de la glaciations de Würm.

Si l'on parallélise les niveaux de la côte atlantique du Maroc avec ceux de Chypre, on est tout naturellement amené à faire correspondre notre formation de Koupia avec l'Ouljien dont les plages marquent une petite transgression marine ayant atteint des cotes de 5 à 8 m. Ces plages sont surmontées de dépôts de régression (Soltanien) contenant une industrie moustéro-atérienne. Elles sont donc bien plus ou moins contemporaines de la formation de Koupia si celle-ci est bien l'équivalent des dépôts marins surmontant la terrasse de 6 m du littoral syro-libanais.

9. *Les dépôts des plaines récentes*

Les basses plaines alluviales qui se raccordent au niveau de base actuel sont constituées en grande partie par un remblaiement de sables et de sablons argileux de couleur gris-jaunâtre, Nous avons vu plus haut qu'une petite régression avait amené, après le dépôt de la formation de Koupia, le niveau marin en dessous de son niveau actuel. C'est à la remontée du plan d'eau, consécutive à cette régression, qu'on doit la formation des plaines alluviales récentes et sur de nombreux segments des côtes chypriotes la formation d'une falaise vive.

Certaines caractéristiques du littoral indiquent que le niveau de la mer s'est stabilisé depuis une époque reculée. C'est, par exemple, le long des côtes rocheuses de la partie nord de l'île, l'existence d'un trottoir à *Tenarea tortuosa* et d'une petite plate-forme d'abrasion sous-marine correspondant au stationnement actuel de la mer. Ces particularités ne nous permettent pas cependant de dater avec précision l'époque à laquelle la mer se fixa à son niveau actuel. Pour le faire, il faut s'appuyer sur des données empruntées à l'archéologie ou à des analyses de radiocarbone qui, seules, permettent de préciser la chronologie fine du Quaternaire récent. Les ruines du port d'Alasia, près d'Engomi, remontant à l'âge du bronze, nous donnent un *terminus ad quem* de la fixation du niveau marin à Chypre. Bien qu'ensablées et distantes de la mer de 3 km, ces ruines montrent que le niveau de la mer n'a guère varié durant les 3 ou 4 derniers millénaires. Pour dater la dernière remontée du plan d'eau à Chypre, il faut donc faire appel à des restes préhistoriques plus anciens que ceux de l'âge du bronze. La première occupation humaine de l'île remonte vraisemblablement à l'époque néolithique. Ce Néolithique chypriote a été daté au moyen du test au C-14, à environ 7600 ans (H. G. Östlund et L. G. Engstrand, 1960). Il serait extrêmement intéressant de pouvoir insérer cet élément de datation dans l'histoire géologique récente de l'île. Malheureusement, la stratigraphie des sites néolitiques, bien qu'ayant été minutieusement établie, n'a jamais été rapportée au cadre géologique et géomorphologique environnant. D'après les descriptions à notre disposition (P. Dikaios, 1953 et 1962), il semble cependant que les atterrissements continentaux qui recouvrent ces sites soient des colluvions récentes. Ils mesurent souvent jusqu'à

3 à 6 m d'épaisseur. L'ennoyage des vallées devait ainsi être déjà en cours il y a 7000 à 8000 ans. L'ultime oscillation positive du niveau marin à Chypre peut donc bien être attribuée, comme ailleurs, à la transgression versilienne (ou flandrienne).

Sur le littoral syro-libanais, la transgression versilienne débute d'après H. FLEISCH (1956) à l'Aurignacien et se serait poursuivie pendant tout le Néolitique. Le remblaiement alluvial des basses vallées correspondant à cette transgression est souvent recouvert aux embouchures des rivières par des plages de tempête contenant des tessons de l'âge du fer et des débuts des temps hellénistiques (W. J. VAN LIERE, 1961). En beaucoup d'endroits, le phénomène de remplissage est, comme à Chypre, encore actif.

Il est curieux de constater, en ce qui concerne Chypre, que les alluvions des plaines récentes, qui sont des dépôts continentaux correspondant à la phase interpluviale actuelle, n'ont pas d'équivalent dans la série des dépôts quaternaires anciens. Les seuls témoins des périodes interpluviales du passé sont représentés par des dépôts littoraux ainsi que des plages et des dunes fossiles formant localement la base des séries cycliques construisant les glacis d'accumulation. Cette absence de dépôts continentaux interpluviaux anciens pourrait s'expliquer comme suit: la baisse du niveau marin, consécutive à une période glaciaire, ne serait pas accompagnée en début de phase d'une augmentation notable de la pluviosité. Elle activerait l'érosion dans les chenaux des rivières. Le remplaiement meuble des limons interpluvieux serait alors déblayé en grande partie, puis lors du déclenchement, avec un certain retard de la période pluviale, se serait mis en train la grande phase d'alluvionnement et de glissement qui aboutira à la formation des glacis et des terrasses.

RÉSUMÉ ET CONCLUSIONS

Dans le N de l'île de Chypre, la région de Klepini, adossée à la chaîne de Kyrénia, mérite de devenir une des régions classiques du Quaternaire de la Méditerranée orientale. Elle a l'avantage, en effet, de réunir sur un même profil partant du niveau de la mer, une série très complète de formations marines et continentales dont l'ordre de dépôt est attesté par des superpositions et des emboîtements certains.

Les dépôts les plus anciens, qui correspondent vraisemblablement au Pléistocène inférieur, sont représentés par des talus fossiles drapant la base des grands escarpements de l'étroite chaîne de Kyrénia. Ces talus, généralement solidement cimentés par une matrice calcaire rose-saumon, se raccordent vers le bas à un niveau formant banquette et dont l'altitude varie de 300 à 360 m. Associé à ce niveau on trouve par endroits des dépôts lacustres. A l'intérieur de la chaîne, à des altitudes supérieures au niveau précédent, il existe des remplissages de dépressions originellement fermées qui doivent correspondre à d'anciens lacs de montagnes contemporains des lacs périphériques et des talus fossiles. Nous avons appelé « surface de Karka », la surface des talus fossiles et des niveaux auxquels ils se raccordent.

Encaissée dans la surface de Karka, nous trouvons, formant le piedmont septentrional de la chaîne de Kyrénia, une série emboîtée de cinq glacis d'accumulation qui sont, par ordre de formation: les glacis de *Klepini*, *Trapeza*, *Toumba*, *Ayios Epiktitos* et *Kyrénia*. Les dépôts construisant ces glacis sont assez importants en volume puisqu'ils atteignent souvent des épaisseurs de 20 à 30 m. Ils forment, pour chacun des glacis, un petit cycle sédimentaire commençant par des sédiments marins très littoraux ou des dépôts dunaires et s'achèvent par des accumulations continentales. Les sédiments marins sont généralement représentés par un banc de calcarénite plus ou moins fossilifère de quelques mètres d'épaisseur. Les dépôts dunaires ont une composition semblable aux calcarénites basales mais sont caractérisés par une stratification oblique. Les nappes d'atterrissements continentaux qui recouvrent plages et dunes fossiles sont formées en grande partie par des graviers dont la matrice est souvent riche en craie. Ces nappes graveleuses, qui constituent la partie la plus importante des dépôts cycliques, sont surmontées d'une croûte calcaire dont l'épaisseur varie de 1 à 4 m. Un mince sol brun-rougeâtre recouvre ces croûtes et forme en général le toit des dépôts, à l'exception de ceux formant le glacis le plus inférieur (glacis de Kyrénia) qui, eux, se complètent localement vers le haut par une nappe de sablons gris-jaunâtre. Chacun de ces dépôts cycliques est assimilé à une formation dont le nom est emprunté à celui du glacis correspondant. On a ainsi, par ordre d'ancienneté, les formations de *Klepini*, *Trapeza*, *Toumba*, *Ayios Epiktitos* et *Kyrénia*.

Les sédiments marins ou éoliens, formant la base des dépôts cycliques, reposent sur des terrasses d'abrasion marine limitées à leur marge interne par une falaise. La nappe d'atterrissements continentaux qui les recouvre déborde largement, dans les glacis inférieurs, à l'amont de ces terrasses marines. Ces dernières correspondent approximativement à des rivages de 230, 185, 140, 50 et 20 m.

Emboîté dans le glacis le plus récent (glacis de Kyrénia), il existe, par endroits, le long de la côte, les restes d'une étroite terrasse marine (terrasse de Koupia) qui correspond à un rivage situé à environ 5 m au-dessus du niveau actuel de la mer. Le terme le plus récent de la série quaternaire de la région est représenté par les alluvions des basses plaines des vallées et par les plages et les grèves actuelles. Les alluvions, qui sont presque essentiellement formés de limons et de sablons argileux de teinte grise, ennoient un réseau hydrographique dont le niveau de base était sensiblement plus bas que le niveau actuel de la mer.

Les talus fossiles, les dépôts lacustres périphériques et les remplissages intramontagneux de la chaîne de Kyrénia ont dû se former durant une époque pluviale, la plus ancienne que nous révèle l'étude des dépôts quaternaires de la région de Klepini. Le façonnement de la terrasse marine sur laquelle repose le glacis d'accumulation le plus élevé de la série des glacis emboîtés (glacis de Klepini), correspond à un empiétement de la mer. Cette phase d'avancée de la mer et celle de dépôt des sédiments marins reposant directement sur la terrasse d'abrasion, doivent correspondre à une période interpluviale. Les dunes fossiles, qui marquent le début d'une régression,

ont dû se former également sous un climat aride. La nappe graveleuse recouvrant plages et dunes fossiles, ainsi que la croûte calcaire qui la surmonte, caractérisent une période pluviale, la seconde de la région. Pendant le début de cette période, correspondant au dépôt des graviers crayeux, le climat devait être relativement froid et le niveau de la mer continuellement en baisse. Ce synchronisme entre le dépôt d'une formation pluviale et la baisse du niveau marin est une des preuves indirectes les plus convaincantes de la théorie glacio-eustatique. L'alternance d'une phase interpluviale et d'une phase pluviale se répétera encore quatre fois au cours du Pléistocène comme le montre le dépôt des quatre séries cycliques emboîtées et situées en contrebas du glacis de Klepini. Si la formation de la terrasse de Koupia, qui semble correspondre à une phase transgressive mineure, doit marquer un retour à des conditions climatiques interpluviales, la phase régressive suivante, assez brève d'ailleurs, n'a pas coïncidé apparemment à un pluvial important. L'ennoyage des parties basses des vallées par les alluvions dites « récentes » prend place dans la période interpluviale caractérisant l'époque actuelle. Il y a donc eu à Chypre, durant le Quaternaire, pour le moins six périodes pluviales séparées par des interpluviaux.

Alors que les pluviaux sont représentés en grande partie par des nappes de graviers de grande extension, les interpluviaux n'ont laissé de témoins que dans l'étroite frange du domaine littoral. Il n'existe pas d'équivalents anciens du remblaiement fluvial de matériel fin caractérisant la phase actuelle interpluviale et de haut-niveau marin. Ces remplissages meubles localisés dans les fonds de vallées ont dû être entièrement déblayés en début de période de retrait du plan d'eau, avant que ne s'épandent les grandes nappes graveleuses des pluviaux. Ce sont ces nappes de graviers qui forment la partie la plus importante des glacis et la totalité des terrasses auxquelles ces glacis se raccordent parfois vers l'amont.

Glacis d'accumulation et terrasses correspondent dans leur partie essentielle à des périodes de régression. Ils sont d'origine climatique. Les variations paléoclimatiques dont on peut déceler les traces à Chypre ont donc coïncidé avec des oscillations du niveau marin: les phases pluviales correspondant aux régressions, les phases interpluviales aux transgressions.

La contemporanéité de la dernière grande période pluviale du domaine méditerranéen et de la glaciation würmienne est maintenant bien établie grâce, entre autres, aux données de la paléontologie et de la préhistoire. Elle a même été vérifiée, en ce qui concerne l'Afrique du Nord, puisque l'on a pu observer le passage des formations glaciaires de l'Atlas marocain aux formations pluviales des plaines. A Chypre, certains caractères des dépôts pluviaires impliquent un climat plus froid que l'actuel. Comme ces dépôts ont dû se former alors que le niveau marin était en baisse, on peut conclure que les périodes pluviales de Chypre, comme celles de l'Afrique du Nord, coïncident avec les extensions des calottes glaciaires et des glaciers alpins. Par conséquent, Chypre avec ses dépôts pluviaires étagés et bien développés nous fournit, indirectement, la preuve de l'existence au cours du Quaternaire d'au moins six glacia-

tions (fig. 24). Il y a là confirmation de la chronologie glaciaire acceptée de nos jours par la majorité des quaternaristes. Ainsi, comme la fait remarquer très justement E. BONIFAY (1964), les régions périglaciaires (et même beaucoup plus éloignées des glaciers si l'on y inclut Chypre) permettent de reconstituer l'histoire des glaciations beaucoup mieux que l'observation des dépôts purement glaciaires. Cette remarque est particulièrement justifiée pour le domaine alpin où l'érosion semble bien avoir déblayé la totalité des moraines antérieures au Riss.

Nos relevés portent sur une région trop limitée pour qu'il nous soit possible d'apprécier à leur juste valeur les mouvements de soulèvement et de gauchissement qui ont, à n'en pas douter, affecté certaines des formations quaternaires que nous avons décrites. Cependant, si l'on compare, comme nous l'avons fait dans la seconde partie de ce travail, nos formations quaternaires à celles d'autres régions de la Méditerranée, on arrive à la conclusion que ces mouvements ont dû être extrêmement faibles, sinon négligeables, à partir du dépôt de la formation d'Ayios Epiktitos, c'est-à-dire dès une époque remontant au Tyrrhénien I (= Anfatien = interglaciaire Mindel-Riss). Par contre, il ne fait aucun doute que toutes les formations quaternaires plus anciennes ont dû être plus ou moins soulevées ou basculées lors de mouvements de rajeunissement le long des grandes failles de la chaîne de Kyrénia. Ces mouvements ont d'ailleurs laissé des traces bien visibles de rupture et de bascule dans la surface des dépôts les plus anciens de la région (surface de Karka), traces déjà signalées par E. DE VAUMAS (1961). Les comparaisons dont il a été question plus haut suggèrent que la côte septentrionale de Chypre, peut-être même l'île entière, a été soulevée, après la formation de Toumba (Milazzien) et avant le dépôt de la formation d'Ayios Epiktitos (Tyrrhénien I), 80 à 90 m de plus que la zone côtière syro-libanaise. Notre étude, malgré son champ réduit, permet donc quand même de déceler certains mouvements de la tectonique quaternaire et de montrer que ces déformations tardives ont dû cesser depuis une époque déjà assez reculée. Elle ne confirme pas la flexure qui, d'après E. DE VAUMAS (1961), serait un trait caractéristique du littoral nord de Chypre.

Les talus fossiles, les dépôts lacustres périphériques et les remplissages des anciennes dépressions intra-montagneuses de la chaîne de Kyrénia peuvent être rapportés, d'après leur position et des affinités de faciès, aux dépôts de la partie supérieure de la série villafranchienne de la plaine centrale de l'île. La place de la formation de Klepini dans la chronologie du Quaternaire méditerranéen soulève des problèmes qu'il ne nous a pas été possible de résoudre dans l'état actuel de nos connaissances. Elle doit être intermédiaire entre le Sicilien et le Villafranchien et pourrait se comparer à celle de l'Emilien de la région adriatique-ionienne (R. SELLI, 1962). La formation de Trapeza peut être corrélée sans trop de difficulté au Messaoudien et Salétien du Maroc atlantique. Elle doit donc correspondre au Sicilien de la Méditerranée occidentale et en partie à la glaciation alpine de Gunz. La formation de Toumba est vraisemblablement l'équivalent du Maarifien et de l'Amirien du Maroc.

Elle correspond donc, si l'on accepte les vues des quaternaristes marocains, à l'étage Milazzien et en partie à la glaciation mindélienne. La base de la formation d'Ayios Epiktitos doit représenter le Paléotyrrhénien, sa partie supérieure correspond au pluvial contemporain de la glaciation de Riss. Les couches marines de la base de la formation de Kyrénia offrent un excellent repère stratigraphique. C'est avec elles qu'apparaît pour la première fois à Chypre le *Strombus bubonius*. Elles représentent donc la transgression correspondant à l'interglaciaire Riss-Würm (Eutyrrhénien = Tyrrhénien II). La partie supérieure de la formation est un témoin impressionnant de la dernière grande époque pluviale du domaine méditerranéen. Elle correspond à la grande glaciation de Würm. La terrasse marine de Koupia marque une petite transgression (néotyrrhénien = Tyrrhénien III) qui a dû être contemporaine d'un interstade würmien. Les dépôts des alluvions des basses plaines prennent place dans la transgression versilienne.

L'établissement d'une stratigraphie des dépôts quaternaires de la région septentrionale de l'île de Chypre apporte des éléments nouveaux au dossier de la faune à Eléphants et Hippopotames nains des grandes îles méditerranéennes. Alors que cette faune n'avait été signalée, jusqu'à aujourd'hui, que dans des dépôts relativement récents (surtout d'âge tyrrhénien), on la trouve à Chypre dès une époque reculée du Quaternaire. Les gisements du N de l'île, fouillés par Miss BATE, sont dans les talus fossiles de la chaîne de Kyrénia. Ils sont donc contemporains du premier pluvial de l'île et correspondent vraisemblablement au Villafranchien. Les Eléphants *(E. Falconeri)* n'ont pas été signalés dans des dépôts plus récents de l'île mais nous avons la preuve que les Hippopotames *(H. minutus)* ont vécu pendant la plus grande partie du Pléistocène. On en trouve des restes dans les dépôts du quatrième interpluvial (couches marines de la base de la formation d'Ayios Epiktitos), du cinquième interpluvial (sables de la base de la formation de Kyrénia) et probablement du sixième pluvial (croûte calcaire de la formation de Kyrénia). C'est à cette dernière époque, correspondant plus ou moins au temps würmiens de la chronologie glaciaire, que cette espèce naine disparaît.

La haute antiquité de certains gisements à Eléphants et Hippopotames nains de Chypre remet en question la thèse, généralement admise, selon laquelle ces formes naines des îles méditerranéennes seraient des races naines de grandes espèces résultant de phénomènes de ségrégations propres à la vie insulaire (R. VAUFREY, 1929; L. CUENOT, 1932). A la lumière de la stratigraphie chypriote on constate que les Eléphants et les Hippopotames nains apparaissent dès l'aurore des temps quaternaires; ceux-ci pourraient donc être des types archaïques. C'était d'ailleurs la conclusion à laquelle étaient arrivés C.I. FORSYTH MAJOR (1902) et D.M.A. BATE (1904, 1906) en se fondant sur des considérations de morphologie comparée. On a voulu voir (P. LEONARDI, 1954; B. ACCORDI, 1962) dans l'extinction de cette faune naine une conséquence du refroidissement correspondant à la grande glaciation würmienne. Cela nous paraît peu probable puisque ces espèces apparurent très tôt dans les temps quaternaires et

survécurent à toutes les détériorations climatiques antérieures à la crise würmienne. A notre avis, on peut se demander si la disparition de ces mammifères nains n'est pas à mettre sur le compte de l'arrivée de l'homme, ce dangereux concurrent. Il est en effet curieux que les premières traces d'occupation humaine dans les grandes îles méditerranéennes s'observent généralement dans des dépôts succédant directement à ceux où l'on trouve les derniers gisements à Eléphants et Hippopotames nains.

L'étude des formations quaternaires de la région de Klepini montre déjà tout l'intérêt que présente l'île de Chypre pour la compréhension du Quaternaire. La série décrite dans ce travail prend place parmi les plus complètes que nous connaissons. De par sa situation géographique, elle est un jalon précieux pour les corrélations à travers le domaine méditerranéen, région si importante pour reconstituer l'histoire du Quaternaire. Cette histoire est bien loin de nous avoir livré tous ses secrets. Beaucoup d'incertitudes subsistent encore, incertitudes qui ne pourront être levées que par de patientes investigations. Nul doute que pour ces recherches futures, Chypre offre au quaternariste un des plus favorable champ d'exploration qui soit.

REMERCIEMENTS

Je tiens à exprimer ma reconnaissance au *Gouvernement de Chypre* et au *Bureau du Fonds Spécial des Nations Unies* à New York qui ont bien voulu autoriser la publication de cette étude élaborée à partir d'observations faites alors que j'étais attaché à une mission inventoriant les ressources minérales et en eaux souterraines de l'île de Chypre *. Je remercie également le secrétaire des publications des *Archives des Sciences*, mon ami E. LANTERNO, qui a bien voulu accepter de lire avec attention mon manuscrit et qui m'a suggéré d'heureuses modifications. Plusieurs collègues ont eu l'amabilité de m'aider à déterminer les fossiles que j'ai ramenés de Chypre, ce sont: A. JAYET pour les Mollusques d'eau douce, E. BINDER pour les Mollusques marins, H. J. OERTLI pour les Ostracodes et L. GRAMBAST pour les Charophytes. Qu'ils veuillent bien trouver ici l'expression de ma plus vive gratitude. Enfin, ma reconnaissance va vers mes anciens amis du *Service géologique de Chypre* pour l'aide cordiale qu'ils m'ont prêtée lors de mon séjour parmi eux. Je pense tout particulièrement à Y. HJI STAVRINOU, directeur du Service, T. M. PANTAZIS et P. KNUP. Le premier a eu la gentillesse de mettre à ma disposition en Suisse des photographies aériennes, ce qui m'a permis de garder un contact précieux avec le terrain que j'étudiais. Les deux autres m'ont communiqué, à plusieurs reprises, des informations qui m'ont été très utiles pour compléter certaines de mes observations.

BIBLIOGRAPHIE

ACCORDI, B., 1962. Some data on the Pleistocene stratigraphy and related pigmy mammalian faunas of eastern Sicily. *Quaternaria*, vol. VI, pp. 415-429, 3 fig., 2 pl.

BAGNALL, P. S., 1960. The Geology and Mineral Ressources of the Pano Lefkara-Larnaca Area. *Mem. Geol. Surv. Cyprus*, N° 5.

BATE, D. M. A., 1904. Further Note of the Remains of *Elephas Cypriotes*, from a Cave-deposit in Cyprus. *Phil. Trans. Roy. Soc. London.* Ser. B, Vol. 197, pp. 347-360, 3 fig., 2 pl.

* Il va de soi que les organismes précités ne partagent pas nécessairement les opinions émisent par l'auteur qui en assume seul la responsabilité.

—— 1906. The Pigmy Hippopotamus of Cyprus. *Geol. Mag.*, new ser., Dec. V, vol. III, pp. 241-245, 3 fig., 1. pl.

BERGEAT, A., 1891. Zur Geologie der Massigen Gesteine der Insel Cypern. *Tsch. Min. Petr. Mitt.*, N. S., vol. XII, fasc. 4, pp. 263-312, 4 fig., 2 pl.

BIBERSON, P., 1962. L'évolution du Paléolithique Marocain dans le cadre du Pléistocène Atlantique. *Quaternaria*, vol. VI, pp. 177-205, 8 fig.

BIROT, P. et E. de VAUMAS, 1962. A description of geomorphological sections in Cyprus. *Ann. Rep. Geol. Surv. Dpt. for 1961, Cyprus*, pp. 35-38, 2 fig.

—— 1963. Grands traits morphologiques de l'île de Chypre. *Ann. Geogr.*, N° 392, pp. 385-409, 6 fig.

BONIFAY, E. et P. MARS, 1959. Le Tyrrhénien dans le cadre de la chronologie quaternaire méditerranéenne. *Bull. S.G.F.*, (7), t. 1, pp. 62-68.

BONIFAY, E., 1964. Pliocène et Pléistocène méditerranéens: vue d'ensemble et essai de corrélations avec la chronologie glaciaire. *Ann. de Paléontologie (Vertébrés)*, t. L, pp. 197-226, 4 fig., 4 tabl.

BRUYN, C. de, 1714. Voyage au Levant, c'est-à-dire, dans les principaux endroits de l'Asie Mineure, dans les Iles de Chio, Rhodes et Chypre, etc. 1 vol. in.-fol., *Paris, G. Cavelier*, 408 pp., enrichi de plus de 200 tailles-douces.

CHOUBERT, G., 1962. Réflexion sur les parallélismes probables des formations quaternaires atlantiques du Maroc avec celles de la Méditerranée. *Quaternaria*, vol. VI, pp. 137-175, 5 fig., 8 tabl.

CUENOT, L., 1932. La Genèse des espèces animales. *Paris, Alcan*, 3e éd. entièrement refondue.

DIKAIOS, P., 1953. Khirokitia. *London, Oxford University Press*, 447 pp., 113 fig., 152 pl.

—— 1962. The Stone Age. The Swedish Cyprus Expedition, vol. IV, part 1A, pp. 1-204, 84 fig., 52 pl.

DUCLOZ, C., 1964. Notes on the Geology of the Kyrenia Range. *Ann. Rep. Geol. Surv. Dpt. for 1963, Cyprus*. pp. 57-67, 2 fig.

—— 1965. Revision of the Pliocene and Quaternary Stratigraphy of the Central Mesaoria. *Ann. Rep. Geol. Surv. Dpt. for 1964, Cyprus*. pp. 31-42, 3 fig.

FAIRBRIDGE, R. W., 1962. World Sea-Level and Climatic Changes. *Quaternaria*, vol. VI, pp. 111-134, 12 fig.

FLEISCH, H., 1956. Dépôts préhistoriques de la Côte libanaise et leur place dans la chronologie basée sur le Quaternaire marin. *Quaternaria*, vol. III, pp. 101-132, 3 fig.

—— 1962. La Côte libanaise au Pleistocène ancien et moyen. *Quaternaria*, vol. VI, pp. 497-521, 7 fig., 3 pl.

GARROD, D. A. E., 1956. Acheuléo-Jabroudien et « Pré-Aurignacien » de la Grotte du Taboun (Mont Carmel); étude stratigraphique et chronologique. *Quaternaria*, vol. III, pp. 39-59, 2 fig., 2 pl.

GAUCHER, R., 1948. Sur certains caractères des croûtes calcaires en rapport avec leur origine. *C. R. Ac. Sc.* t. 227, pp. 154-156.

—— 1948. Sur quelques conditions de formation des croûtes calcaires. *C. R. Ac. Sc.* t. 227, pp. 215-217.

GAUDRY, A., 1862. Géologie de l'île de Chypre. *Mém. Soc. Geol. France*, Ser. 2, t. VII, mém. 3, pp. 149-314, 74 fig., 1 pl., 1 carte.

GUNNIS, R., 1936. Historic Cyprus; a Guide to its Towns and Villages, Monasteries and Castles. *London, Methuen and Co. Ltd.* 495 pp. 4 pl. phot. hors-texte, 7 plans, 1 carte.

GUTENBERG, B., 1941. Changes in Sea Level, post-glacial uplift and Mobility of the Earth's Interior. *Bull. Geol. Soc. Amer.* vol. LII, pp. 721-772, 5 fig.

KAISER, E. K., 1961. Quartäre Meeresstrände und Terrassen der Küstenflüsse an der Syrisch-Libanesischen Mittelmeerküste. *Rep. 6th Intern. Congress of Quaternary, Warsaw.* vol. 1, pp. 185-200, 6 fig., 2 tab.

LAMOTHE, R. DE, 1911. Les anciennes lignes de rivage du Sahel d'Alger et d'une partie de la côte algérienne. *Mém. Soc. Géol. France.* Ser. 4, t. I. mém. 6, 288 pp., 50 fig., 3 pl. 1 carte.

LEONARDI, P., 1954. Les mammifères nains du Pléistocène méditerranéen. *Ann. de Paléontologie*, t. XL, pp. 189-201, 7 fig.

LIERE, W. J. VAN, 1961. Observations on the Quaternary of Syria. *Ber. v. d. Rijksdienst v. het Ontheidk. Bodemonderzoek*. Amersfoort. Jaarg. 10-11, pp. 7-69, 50 fig.

LYMBOURIDES, A., 1963. The Geology of the Lapithos-Yerolakkos Area (a progress report). *Ann. Rep. Geol. Surv. Dpt. for 1962, Cyprus*, pp. 25-30, 1 fig.

MAJOR, C. I. Forsyth, 1902. On the Pigmy Hippopotamus from the Pleistocene of Cyprus. *Proc. Zool. Soc. of London*, vol. II, pp. 107-112, 2 pl.

MOORE, T. A., 1960. The Geology and Mineral Ressources of the Astromeritis-Kormakiti Area. *Mem. Geol. Surv. Cyprus*, No. 6.

MOSHKOWITZ, S., 1966. The Age of the Kyrenia formation in Cyprus. *Proceed, 3rd Session, Committee Mediter. Neogene Strat.*, Berne 1964, pp. 303-307, 3 fig.

ÖSTLUND, H. G. et ENGSTRAND, L. G., 1960. Stockholm Natural Radiocarbon Measurements III. *Am. Journ. Sc. Radiocarbon Supplement*, vol. II, pp. 186-196.

PANTAZIS, T. M., 1964. The Geology of the Pharmakas-Kalavasos Area (3rd progress report). *Ann. Rep. Geol. Surv. Dpt. for 1963, Cyprus*, pp. 21-28, 2 fig.

—— 1965. The Geology of the Pharmakas-Kalavasos Area (4th progress report). *Ann. Rep. Geol. Surv. Dpt. for 1966, Cyprus*, pp. 23-30, 1 fig., 1 tab.

—— 1966. Tyrrhenian Terraces of Larnaca Area of Southeastern Cyprus. *Ministry of Commerce and Industry, Dpt. of Geol. Surv. Cyprus*, 7 pp., 1 fig., 3 pl.

RUSSELL, R. 1882. On the Geology of the Island of Cyprus. *Rep. Brit. Assoc. York (1881)*, pp. 640-642.

SAUCIER, A. E. et MAJOR, R. L., 1964. The Geology and Mineral Ressources of the Kantara-Koma tou Yialou Area (West Karpas Peninsula). *Ann. Rep. Geol. Surv. Dpt. for 1963, Cyprus*, pp. 35-41, 1 fig., 1 tab.

SCHMIDT, W. F., 1959. Der Morphogenetische Werdegang der Insel Cypern. *Erdkunde*, vol. 13, fasc. 3, pp. 179-201, 5 fig., 12 phot.

SELLI, R., 1962. Le Quaternaire marin du versant Adriatique-Ionien de la péninsule italienne. *Quaternaria* vol. VI, pp. 391-413, 4 fig., 1 carte.

VAUFREY, R., 1929. Les Eléphants nains des îles méditerranéennes et la question des isthmes pleistocènes. *Arch. Inst. Paleon. humaine*, mém. 6, in-4°, 220 pp, 35 fig., 9 pl.

VAUMAS, E. DE, 1959. The Principal Geomorphological Regions of Cyprus. *Ann. Rep. Geol. Surv. Dpt. for 1958, Cyprus*, pp. 39-42, 1 carte.

—— 1959. Sur la surface d'érosion pontienne de la chaîne de Kyrénia et la péninsule de Karpas (Chypre). *C.R. Ac. Sc.* t. 248, pp. 121-123.

—— 1961. Further Contributions to the Geomorphology of Cyprus. *Ann. Rep. Geol. Surv. Dpt. for 1960, Cyprus*, pp. 23-34, 7 fig.

—— 1962. Notes on the Geomorphology of Cyprus. *Ann. Rep. Geol. Surv. Dpt. for 1961, Cyprus*, pp. 28-34, 5 fig., 1 carte.

—— 1963. Sur les grèzes litées de la vallée du Kambos et du Littoral de Pomos (Chypre) et la formation des glacis en période froide. *C.R. Ac. Sc.*, t. 256, pp. 1326-1328.

—— 1963. Phénomènes périglaciaires à Chypre et formation des glacis en période froide. *Rev. Géomorph. dyn.* XIV[e] année, pp. 72-80, 3 fig.

—— 1964. Phénomènes cryogéniques et systèmes morphogénétiques en Méditerranée orientale. *Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn.* (2) vol. VI, fasc. 4, pp. 291-311, 6 fig., 1 pl.

—— 1965. Sur l'existence en Méditerranée orientale, au Villafranchien, de quatre périodes froides en correspondance avec des mouvements eustatiques. *Cahiers géologiques*, n[os] 75-76, pp. 866-870.

—— 1965. Sur l'importance morphogénétique respective des quatre épicycles d'érosion du Villafranchien en Méditerranée orientale. *Cahiers géologiques*, n[os] 75-76, pp. 871-875.

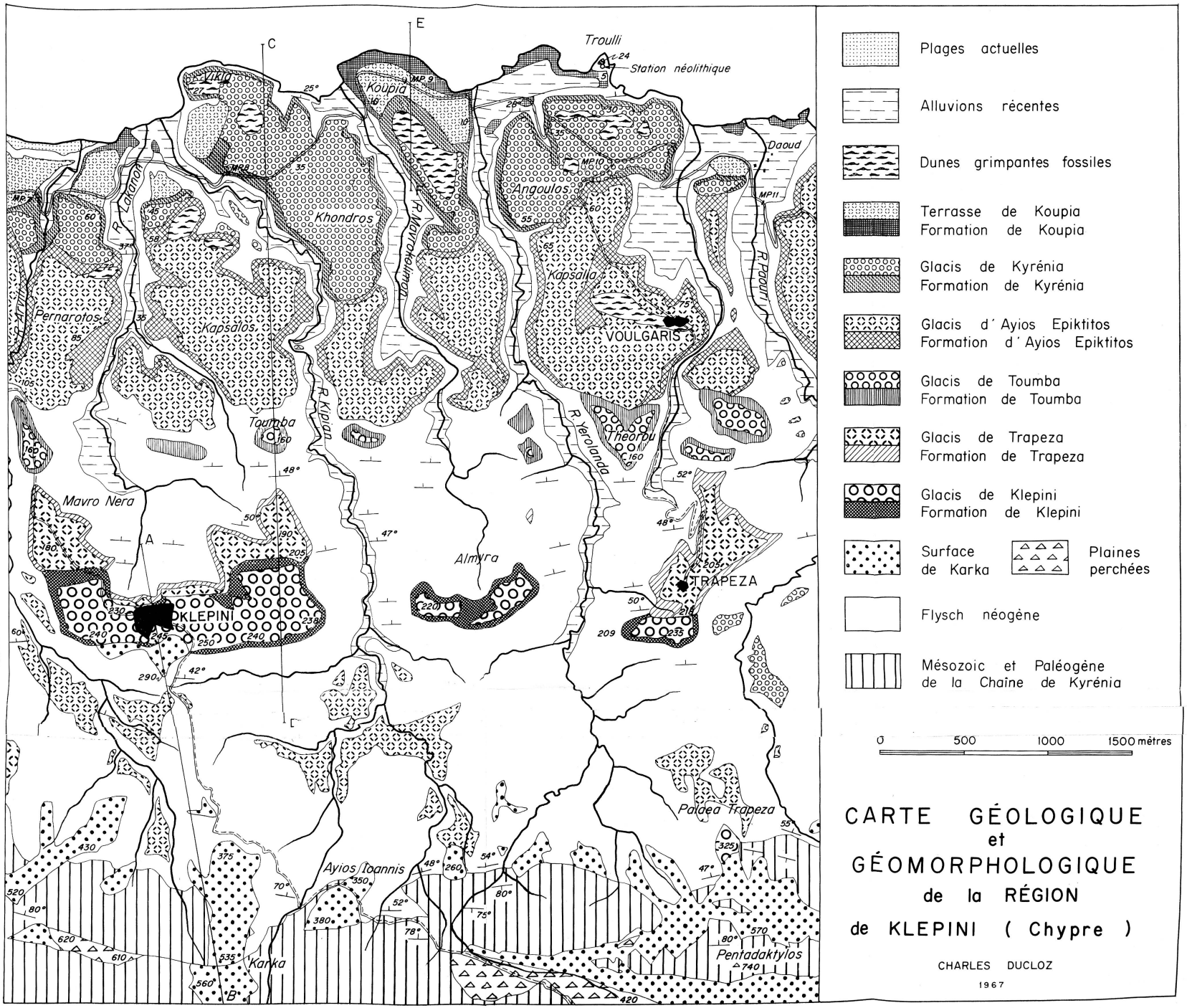
WETZEL, R. et HALLER, J., 1948. Le Quaternaire côtier de la région de Tripoli (Liban). *Notes et Mém.* (publ. sous la direct. de L. Dubertret), Beyrouth, pp. 1-48, 32 fig., 2 pl.

WRIGHT, H. E., 1962. Late pleistocene geology of coastal Lebanon. *Quaternaria*, vol. VI, pp. 525-539, 6 fig.

TABLE DES MATIÈRES

Pages

Introduction 124
Cadre géographique et géologique 126
Description des formations quaternaires de la région de Klepini 129
1) Les talus fossiles, les dépôts lacustres périphériques et les dépôts des plaines perchées de la chaîne de Kyrénia 129
2) La formation de Klepini 136
3) La formation de Trapeza 140
4) La formation de Toumba 144
5) La formation d'Ayios Epiktitos 147
6) La formation de Kyrénia 151
7) La formation de Koupia 160
8) Dépôts récents 161
Interprétation et essai de datation 163
1) Aperçu sur les phénomènes ayant contribué à la formation des séries emboîtées de la région méditerranéenne 163
2) Les talus fossiles et dépôts associés 166
Interprétation 166
Datation 166
3) La formation de Klepini 167
Interprétation 167
Datation 170
4) La formation de Trapeza 174
Interprétation 174
Datation 177
5) La formation de Toumba 177
Interprétation 177
Datation 178
6) La formation d'Ayios Epiktitos 179
Interprétation 179
Datation 181
7) La formation de Kyrénia 182
Interprétation 182
Datation 186
8) La formation de Koupia 187
9) Les dépôts des plaines récentes 188
Résumé et conclusions 189
Remerciements 194
Bibliographie 194



Plages actuelles

Alluvions récentes

Dunes grimpantes fossiles

Terrasse de Koupia
Formation de Koupia

Glacis de Kyrénia
Formation de Kyrénia

Glacis d'Ayios Epiktitos
Formation d'Ayios Epiktitos

Glacis de Toumba
Formation de Toumba

Glacis de Trapeza
Formation de Trapeza

Glacis de Klepini
Formation de Klepini

Surface de Karka — Plaines perchées

Flysch néogène

Mésozoic et Paléogène de la Chaîne de Kyrénia

0 500 1000 1500 mètres

CARTE GÉOLOGIQUE et GÉOMORPHOLOGIQUE de la RÉGION de KLEPINI (Chypre)

CHARLES DUCLOZ

1967