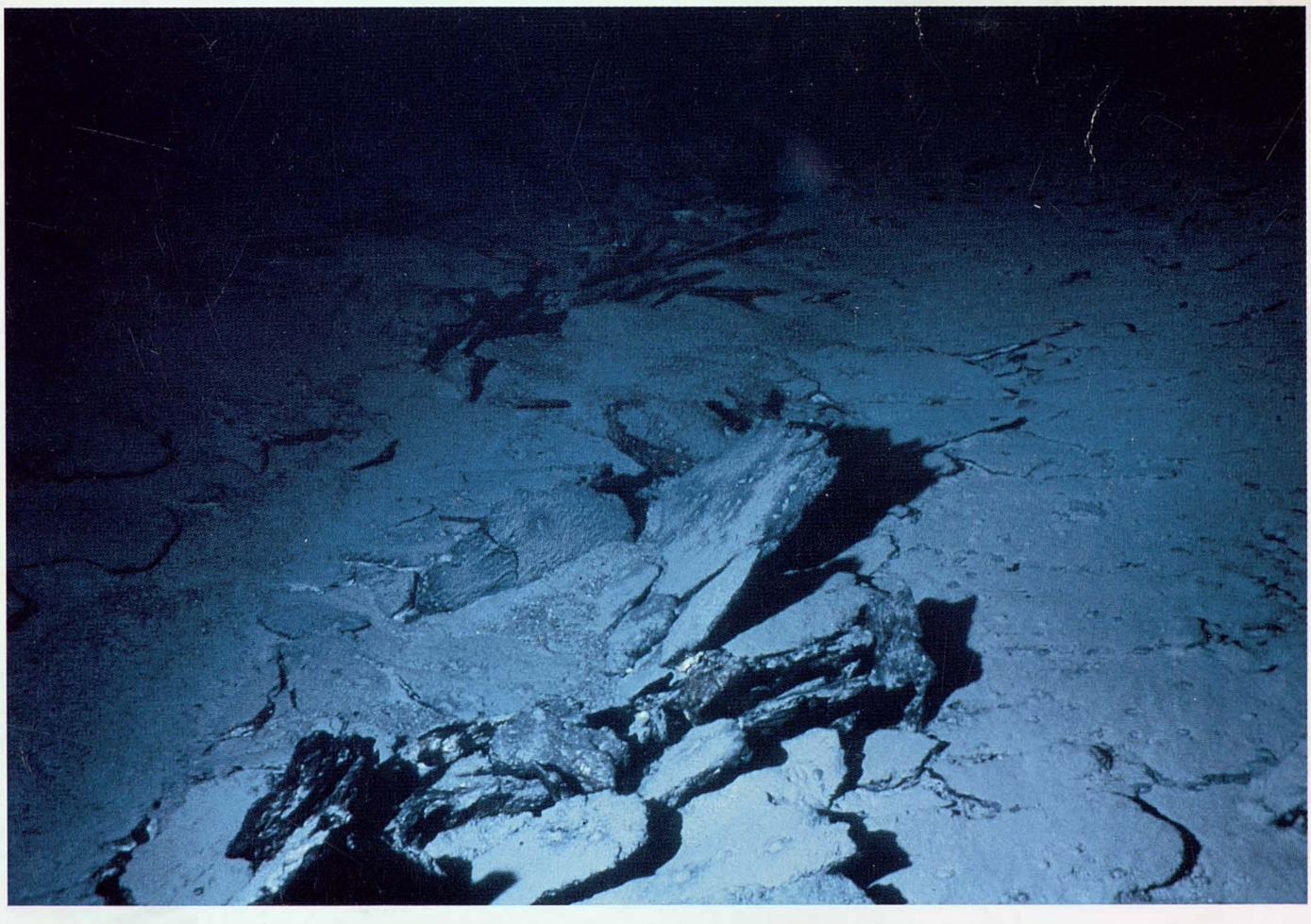
Publications du

CENTRE NATIONAL POUR L'EXPLOITATION DES OCEANS

Résultats des Campagnes à la Mer N° 23 - 1981

LES FOSSÉS HELLENIQUES

Campagne Submersible du Programme HEAT



Université Pierre et Marie Curie — Paris VI

Laboratoire de Géodynamique

Laboratoire de Stratigraphie

Couverture : Plongée H7-42 - Petits plis à charnière brisée affectant un encroûtement superficiel daté de – 200.000 à – 400.000 ans (biozone NN 20). Base du mur externe du fossé de Poséidon (zone II), à quelques dizaines de mètres de l'axe du fossé.
Ces structures, remarquablement alignées, suivant une direction N 100° à N 120°, mettent bien en évidence un raccourcissement tectonique très récent près de l'axe du fossé, associé à la subduction et suivant une direction NNE-SSW compatible avec celle prédite par les études cinématiques.
Profondeur corrigée : 2.866 m.
Localisation : fig. I-12.

PROGRAMME HEAT
CAMPAGNE SUBMERSIBLE

PROGRAMME HEAT

CAMPAGNE SUBMERSIBLE

ISSN 0339-2902

© Centre National pour l'Exploitation des Océans

PUBLICATIONS DU
CENTRE NATIONAL POUR L'EXPLOITATION DES OCÉANS
(CNEXO)

Résultats des Campagnes à la Mer N° 23

PROGRAMME HEAT
CAMPAGNE SUBMERSIBLE

Les fossés helléniques

19 août - 15 septembre 1979

coordination de la publication :
Jean DERCOURT

CNEXO/Centre Océanologique de Bretagne
DOCUMENTATION
B.P. 337 - 29273 BREST CEDEX
Tél. (98) 45.80.55 - Télex Oceanex 940627F

1981

LA CAMPAGNE SUBMERSIBLE DU PROGRAMME HEAT

HELLENIC ARC AND TRENCH PROGRAM

a été organisée par

LE COMITÉ DES RECHERCHES MARINES

DU MINISTÈRE DES UNIVERSITÉS

avec l'appui de la

DÉLÉGATION GÉNÉRALE A LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

et du

CENTRE NATIONAL POUR L'EXPLOITATION DES OCÉANS

avec la collaboration du

COMITÉ SUBMERSIBLE DU CNEXO

et du

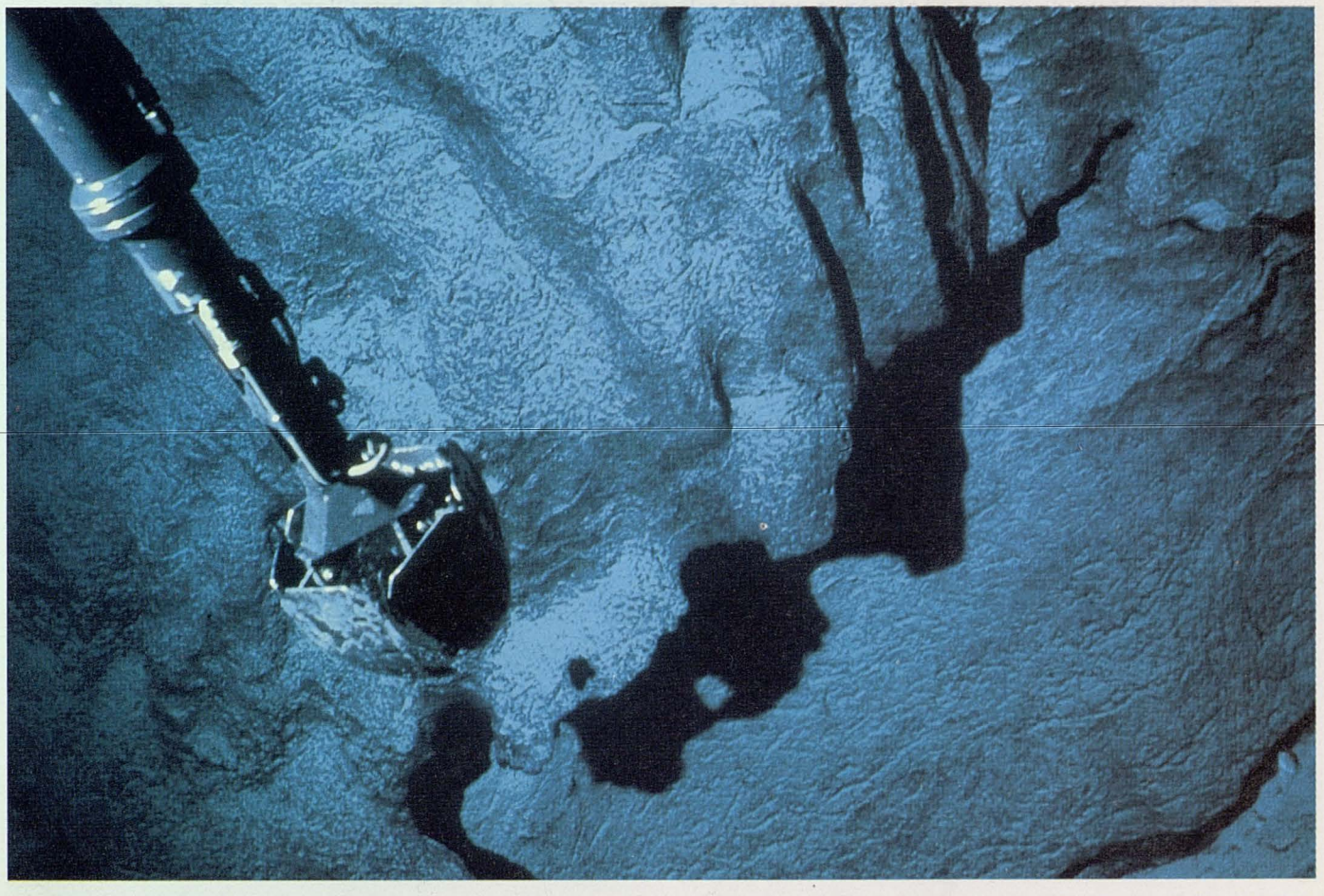
COMITÉ "HEAT" GREC

La Campagne a été réalisée à bord du Navire Océanographique "NADIR" et de la Soucoupe plongeante "CYANA" du CNEXO

sous la direction du

P[r] Xavier LE PICHON
Chef de mission

1. Zone II - Plongée H6-41 : Caverne (cf. atlas, ph. 5, p. 239).



2. Zone II - Plongée H2-37 : Formations de pente, draperies accrochées à la falaise (cf. atlas, ph. 3, p. 227).

Nous remercions ceux qui ont rendu possible cette campagne et ont concouru à sa réussite, les membres du Comité Submersible du CNEXO et leur président, Jacques Debyser, qui en retinrent le principe, le Comité grec Heat et son président le professeur Augustithis, qui n'ont ménagé ni leur aide ni leur conseil scientifique, le professeur Matthews, de l'Université de Cambridge (R.U.), et les collègues français qui ont participé aux levés préliminaires du site.

Nos remerciements vont aussi au capitaine Le Bihan, commandant du N.O. Nadir, à M. Caillart, qui assurait la direction technique de la campagne, et à MM. Kientzy et Le Roux, pilotes de la "Cyana". On ne saurait oublier ceux qui aidèrent aux manœuvres et à l'entretien de la soucoupe plongeante, contribuant ainsi à la sécurité et à la liberté d'esprit des plongeurs.

Le "Nadir" est doté d'un laboratoire pour photographies en couleurs, nous devons à Y. Chapron, photographe au Centre océanologique de Bretagne, d'avoir pu examiner dans les heures qui suivaient les documents recueillis.

Mlle M.-J. Roulet a homogénéisé la présentation des différents articles de ce rapport et a établi l'index.

RÉSUMÉ

La campagne sumersible HEAT (Hellenic Arc and Trench), du 19 août au 15 septembre 1979, a permis d'effectuer 15 plongées entre 1.530 et 3.020 mètres de profondeur à travers le système des fossés helléniques pour y étudier les déformations dues au processus de subduction. 58 kilomètres de coupe géologique ont été relevés sur le fond et 48 échantillons ont été prélevés. Ce recueil présente la totalité des résultats obtenus sous une forme déjà élaborée, comprenant en particulier les analyses des échantillons.

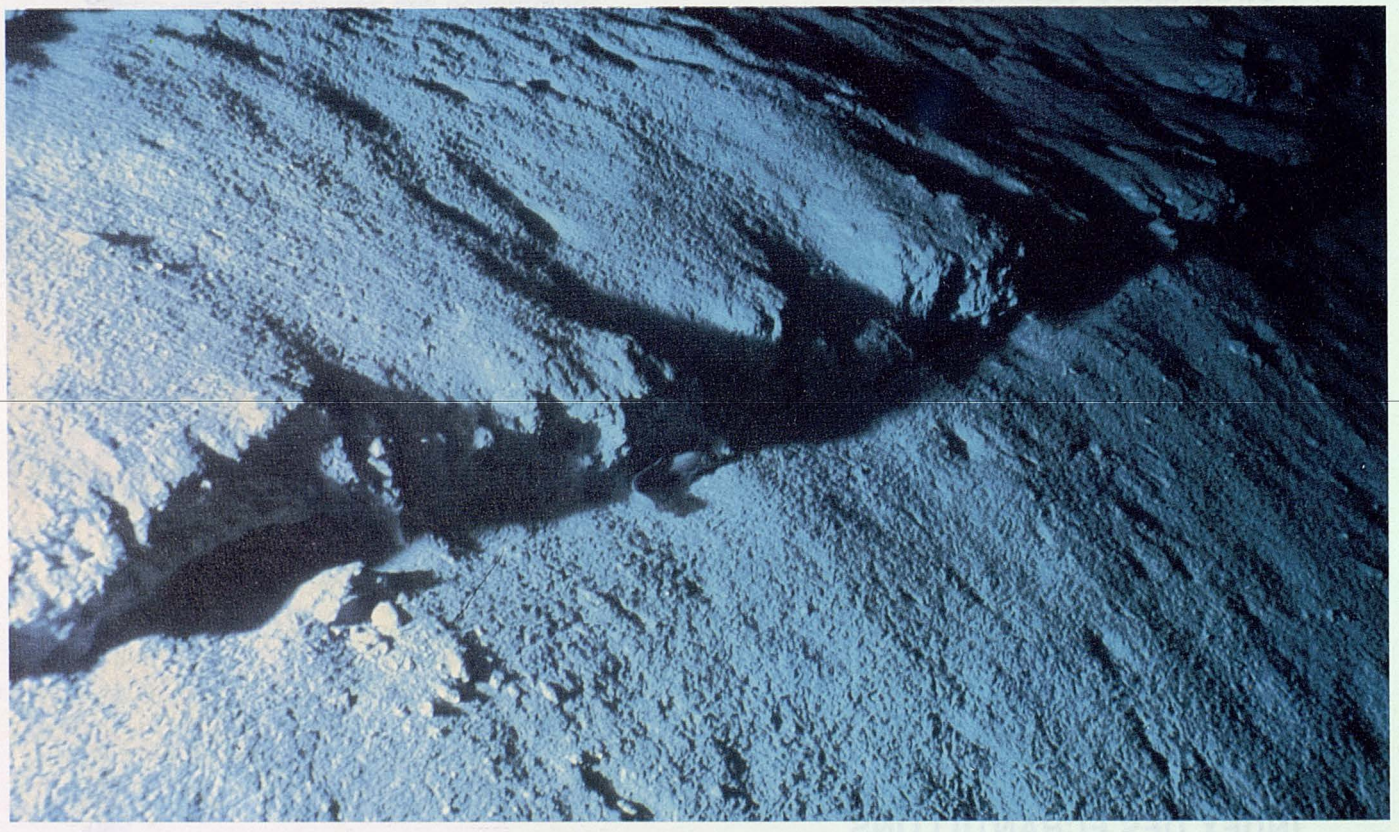
ABSTRACT

The HEAT (Hellenic Arc and Trench) submersible cruise (August 19 to September 15 1979) resulted in fifteen dives between 1530 and 3020 meters depth across the Hellenic system of trenches in order to study the deformations resulting from the subduction of the Mediterranean floor below the Aegean landmass. 58 km of geological section were established with the submersible and 48 samples were obtained. We present here the integrality of the data obtained. These have been reduced carefully and already quite elaborate analyses habe been performed. The basic dive data are first presented. Then the tectonic data are discussed in detail. As for the samples, we successively present studies concerning their chronology and stratigraphy, their sedimentary petrography, their mineralogy and geochemistry and their isotopic geochemistry. Finally, we present a selection of bottom photographs.

TABLE DES MATIÈRES

		Pages
PRÉFACE	X. LE PICHON	9
INTRODUCTION	J. DERCOURT	11
Bibliographie des campagnes HEAT		15
Équipe scientifique embarquée. Consultés et traitants.		17
DÉPOUILLEMENT DES PLONGÉES		19
Ch. I - Données générales	Ph. HUCHON	21
Ch. II - Données et analyses tectoniques	Ph. HUCHON	65
ÉTUDES SUR LES PRÉLÈVEMENTS		87
Chronologies		89
Ch. III - Chronologie relative : sites et sédimentologie macroscopique de quelques prélèvements	D. BUREAU	89
Ch. IV - Biostratigraphie : foraminifères et nannoflore	G. GLAÇON et C. MÜLLER	111
Ch. V - Biostratigraphie : pollens	J. MÉDUS	141
Ch. VI - Datations absolues (C_{14})	G. DELIBRIAS	143
Pétrographie sédimentaire		145
Ch. VII - Macroscopie et microscopie	J. ALLOUC	145
Ch. VIII - Pétrographie sédimentaire d'un échantillon prélevé sur le mur interne du fossé de Poséidon : H5-40-6	B.-H. PURSER	167
Minéralogie et géochimie		173
Ch. IX - Étude minéralogique	H. CHAMLEY	173
Ch. X - Étude géochimique	P. DEBRABANT	187
Géochimie isotopique et microscope électronique à balayage (MEB)		197
Ch. XI - Hardground formation in the hellenic trench : penesaline to hypersaline marine carbonate diagenesis	D. BERNOULLI et J. MC KENZIE	197
BIBLIOGRAPHIE		215
ATLAS PHOTOGRAPHIQUE		221
INDEX DES PLONGÉES		249
INDEX DES ÉCHANTILLONS		250

3. Zone III - Plongée H12-47 : Tumulus et bord de niche d'arrachement (cf. atlas, ph. 2, p. 245).



4. Zone III - Plongée H13-48 : Faille récente dans la vase (cf. atlas, ph. 3, p. 247).

PRÉFACE

La campagne submersible du Programme HEAT s'est déroulée, du 19 août au 15 septembre 1979, dans les fossés helléniques au sud de la Crête : l'objectif de cette mission était l'étude géologique d'une zone de subduction dans le cadre du programme HEAT (Hellenic Arc and Trench Program), programme international dont la synthèse a été présentée au Symposium d'Athènes, 8-10 avril 1981*.

La campagne a été effectuée avec le submersible "Cyana", et son navire support le "Nadir", mis à la disposition par le Centre National pour l'Exploitation des Océans. La direction scientifique était assurée par l'équipe du Laboratoire de Géodynamique de l'Université Pierre et Marie Curie (Paris VI) et la direction technique par Claude Caillart, du CNEXO. L'équipe scientifique comprenait des chercheurs des Universités de Paris VI et Paris XI, Lille I, Perpignan et Aix-Marseille II, de l'Université Cornell des États-Unis et de l'Institut de Géologie d'Athènes.

En dépit de conditions météorologiques difficiles, quinze plongées ont été effectuées entre 1.530 et 3.020 mètres de profondeur, 58 kilomètres de coupe géologique ont été relevés sur le fond et 48 échantillons ont été prélevés.

Les campagnes **Famous** et **Cyamex** s'étaient attachées à étudier les zones de divergence des rifts océaniques, où se forme par volcanisme la nouvelle croûte océanique. La campagne **HEAT** submersible s'attaquait pour la première fois à une zone de convergence supposée, le fossé hellénique, où le fond de la Méditerranée s'enfonce sous l'arc insulaire grec pour retourner au sein de la terre. Ce phénomène, longuement étudié par le programme IPOD, est extrêmement difficile à saisir puisque, par définition, la disparition des fonds océaniques par enfouissement ne laisse pas de traces directes autres que celles liées à la déformation superficielle possible.

Ces dernières années, en effet, la communauté scientifique internationale a progressivement réalisé que, parmi les grands processus géodynamiques, l'étude de la subduction océanique devait avoir une haute priorité. Alors que le premier modèle de l'expansion du fond des océans, il y a plus de vingt ans, incluait spécifiquement la subduction, l'étude de celle-ci avait jusqu'ici été négligée au profit de l'étude des dorsales. Et pourtant, l'essentiel de l'énergie mécanique dissipée à la surface de la terre l'est au sein de ces zones, qui servent de référence à la plupart des modèles de chaînes de montagnes.

Il faut avouer que nous n'avons encore que bien peu de faits sur la déformation qui se produit au sein des zones de subduction : et encore, l'essentiel de ces faits nous vient-il d'études indirectes fondées sur la sismicité. C'est pourquoi, durant la campagne submersible HEAT, nous nous sommes attachés à obtenir une description détaillée de la déformation superficielle affectant le fond du fossé. Nous avons opéré sur des zones préalablement cartographiées en détail par le N.O. "Jean-Charcot", du CNEXO, sur lequel on utilise un sondeur multifaisceaux. On pouvait craindre que le taux de sédimentation élevé, de l'ordre de 10 cm/mille ans, ne rende l'identification de cette déformation tectonique difficile, voire impossible. Ceci n'a pas été le cas, en raison des taux de déformation suffisamment importants.

On en vient au second objectif de la campagne qui était d'obtenir une estimation des taux de déformation à partir d'une datation précise des différentes formations affectées par la déformation. Dans ce but, il a été fait appel à la collaboration de nombreux spécialistes. Leurs disciplines variées ont permis d'analyser les prélèvements obtenus, de déterminer leur milieu d'origine, de reconnaître leur histoire sédimentaire et tectonique et d'établir leur âge de manière aussi précise que possible.

Comme toute campagne dans un domaine inconnu, celle-ci a eu son lot de surprises. La plus grande, incontestablement, a été la découverte d'immenses falaises, des formations qui ont été affectées par une érosion par dissolution, de manière irrégulière mais qui peut devenir extrême et spectaculaire. Malheureusement, les prélèvements se sont révélés impossibles, à l'exception d'un petit morceau de "calcaire oolithique" dont nous ne sommes pas certains qu'il soit représentatif de l'ensemble de la formation. Nous ne savons donc toujours pas s'il s'agit de formations messiniennes contenant des évaporites où il s'agit de formations carbonatées, dont la morphologie est d'autant plus surprenante que sa connaissance est partielle.

Ce recueil fournit l'ensemble des données dépouillées et les présente à un stade préliminaire de leur élaboration par les équipes scientifiques associées à la campagne. J'ai assuré la coordination des études tectoniques. Le professeur Jean Dercourt a réalisé celle de l'étude des échantillons et assuré la coordination des textes. M. Dominique Bureau a eu la responsabilité de la gestion des échantillons, de leur mise à la disposition des spécialistes et du regroupement des manuscrits publiés dans cet ouvrage.

Xavier LE PICHON.

Université Pierre et Marie Curie (Paris VI)
Département de Géotectonique
Laboratoire de Géodynamique
Tour 15-25, E1
4, place Jussieu
75230 PARIS CEDEX 05 (F)

* Cette synthèse sera publiée dans un numéro spécial de la revue "TECTONOPHYSICS". Elsevier. éd. : Amsterdam.

INTRODUCTION

L'objectif de la Mission Submersible Heat de 1979 fut l'étude de la subduction d'une croûte océanique ancienne appelée Mésogée (BIJU-DUVAL et al., 1976, 1977), recouverte d'une épaisse série sédimentaire, où le Messinien, par son épaisseur et sa lithologie — les évaporites abondent — joue un rôle capital. La nature océanique de la croûte mésogéenne n'est pas directement établie. Si, aujourd'hui, la marge africaine butte contre la marge crétoise par des domaines lithosphériques transitionnels, il n'en fut vraisemblablement pas de même depuis le Lias (BIJU-DUVAL et DERCOURT, 1980). Le raccourcissement lié à la subduction actuelle a pu être observé directement dans l'un des trois fossés examinés, le fossé de Poséidon. Outre les données géométriques indispensables à toute l'étude, on présente dans ce mémoire les résultats des analyses de matériaux recueillis. Il apparaît immédiatement que la sédimentation actuelle d'une fine boue calcaire est ubiquiste; que, sous ce fin voile, des encroûtements de micrite sont fréquents. Là s'arrêtent les généralités : les encroûtements eux-mêmes ne sont pas identiques dans les différentes zones.

On a réuni dans cette introduction, après les caractères ubiquistes des boues et ceux plus différenciés des encroûtements, les principales données de chacune des zones de plongées, en soulignant les traits principaux. L'information est appelée par un renvoi aux pages de l'ouvrage. Les données réunies ont été exploitées dans diverses publications dont on trouve la liste (p. 15 et 16).

I. - LES BOUES

Les boues tapissent tous les reliefs, tel un voile fréquemment déchiré. Elles n'ont une épaisseur significative — plus de quelques mm ou cm — que sur les endroits plans ou peu inclinés. Elles recouvrent alors des encroûtements qui reposent à leur tour sur des boues rousses puis blanches.

Ces différentes boues contiennent de 50 à 60 % de carbonate de calcium et 20 à 23 % de silice sous diverses formes, mais surtout argileuse. L'abondance relative du magnésium vis-à-vis de l'aluminium et du fer (p. 189) caractérise ces sédiments. Toutes les boues appartiennent au Quaternaire (zone à *Globorotalia truncatulinoides)* (p. 116), seules les nannozones NN 20 et 21 ont été reconnues avec certitude (p. 117).

Les encroûtements sont formés d'une micrite à globigérines, plus rarement à ptéropodes, de structure mudstone (p. 156). L'extension observée des échantillons indurés est tout à fait originale, la cimentation magnésienne est considérable (p. 181 et 193) et engendre des gisements subcontinus de calcaires marneux friables ou durcis. La diagenèse des encroûtements se réalise par dissolution sélective des coccolithes fragiles, par croissance de calcite magnésienne sur les nannofossiles les plus robustes, par corrosion progressive et dissolution des tests de ptéropodes, et par cimentation du squelette interne des foraminifères en une calcite fortement magnésienne.

La teneur en O_{18} suggère que cette diagenèse s'est effectuée dans des eaux plus froides et/ou plus salées que celles existant dans les fossés de la Méditerranée orientale actuelle (p. 205). L'analyse géochimique montre que les sédiments à l'origine des encroûtements ne correspondent pas à la boue voisine (p. 193) ; on a noté que les paragénèses sont thermodynamiquement plus stables dans les boues que dans les encroûtements, ce qui reste obscur (p. 196).

Les plaquettes micritiques à ciment de calcite magnésienne sont enrobées d'une pellicule ferromanganeuse, dont la structuration interne évoque celle des nodules polymétalliques (p. 149). Les dépôts d'oxyde de manganèse sont sans épaisseur et postérieurs à la lithification. L'encroûtement a accueilli un manganèse très récent qui précipite dès qu'il rencontre un support, si toutefois le taux de sédimentation se ralentit (p. 193).

Tous les sédiments indurés ne sont pas recouverts de cette pellicule ferromanganeuse. Ceux qui le sont présentent une plus grande richesse en calcite magnésienne que ceux qui en sont dépourvus. Cela suggère une calcification récente — Quaternaire — à l'interface eau-sédiment, là où la sédimentation était nulle ou faible (p. 185).

La géométrie des encroûtements permet de reconstituer la dynamique des croûtes, il est alors évident que le phénomène ne fut pas instantané et s'est produit plusieurs fois pendant le Quaternaire (p. 109).

II. - LE FOSSÉ DE MATAPAN SUD
(Zone I, fig. II-2, p. 77)

Il a été examiné lors d'une seule plongée au cours de laquelle le mur interne fut observé. La série gréseuse, qui le constitue, est affectée de failles normales inactives, de direction proche NS (N 150 à N 180).

L'âge des sédiments gréseux est mal établi : Oligocène supérieur à Miocène inférieur (p. 115), il contient des pollens du Crétacé-Paléogène (p. 141). La présence de petites quantités de minéraux interstratifiés irréguliers d'illite-smectite et de kaolinite suggère que la roche ait pu subir une altération météorique ancienne, donc une émersion (p. 185). L'appartenance à une zone typique hellénique reste très problématique.

Les reliefs sont tapissés d'une fine pellicule de boue calcaire où l'illite et la chlorite prédominent dans la fraction argileuse. L'association avec du quatrz et des feldspaths est typique des sédiments hémipélagiques actuels qui, ici, traduisent l'influence des apports détritiques du Péloponnèse (p. 177). Ce qui est conforme aux études sédimentologiques menées dans toute cette partie de la Méditerranée orientale (VITTORI, 1981).

III. - LE FOSSÉ DE POSÉIDON
(Zone II, fig. II-3, p. 78)

Il fut examiné lors de onze plongées. Un mur externe méridional à pente faible vers le N chevauche l'axe du fossé, qui est dominé par un mur interne de très forte pente. L'axe du fossé est traversé de deux collines subcirculaires (LE QUELLEC et al., 1980), assimilées à des diapirs au vu de données sismiques. Ce secteur a permis de mettre en évidence un raccourcissement de la couverture compatible avec une subduction actuelle, active, de la croûte mésogéenne sous la plaque hellénique.

Le mur interne (fig. II-5, p. 79) est découpé par des failles normales dont les principales sont EW (N 90 à N 110). Les lits plongent vers le N (20° N). Des corniches d'éboulis de pente consolidés restent perchées sur le flanc du mur ; les sédiments sur lesquels s'étaient accumulés ces éboulis ont été démantelés par l'érosion. Le débit de la roche dégage des colonnades tout à fait caractéristiques (photo p. 5). Aucun échantillon du mur n'a pu être dégagé, les blocs au pied des falaises étaient curieusement soudés les uns aux autres. Des thanatocénoses de spongiaires et de polypiers tapissent les surfaces rocheuses abruptes ; un remplissage de spongiaires a été daté de 35.000 ans (p. 143).

Deux collines subcirculaires accidentent le fossé (Castor et Pollux). Elles sont limitées par de hautes falaises (50 m) dues à des failles normales qui alternent avec de petits talus envasés. Les falaises sont sculptées de cannelures décimétriques ou centimétriques, selon les horizons. Le sommet des collines est noyé sous un conglomérat à valeur de cap-rock. Le matériel constitutif

reste problématique. Cependant, plusieurs données convergent pour l'attribuer à des formations composites messiniennes :

— un échantillon de grainstone à pellets et oolites, arraché à la falaise (p. 113 et ch. VIII), correspond peut-être à un galet jurassique (?) prélevé dans une formation plus récente. On ne peut cependant exclure que la totalité de la falaise soit constituée de calcaire mésozoïque;

— un galet, en éboulis au pied de Castor, a livré une nannoflore messinienne (p. 115);

— dans la même position, un échantillon présente une richesse exceptionnelle en smectite qui, en Méditerranée orientale, n'est fréquente que dans les dépôts messiniens (p. 183).

Les deux collines sont tapissées d'une thanatocénose de gros spongiaire (20 cm) et de polypiers. Un axe de Gorgonaire a été daté de 35.000 ans et un Polypier de 18.000 ans (p. 143).

Le fossé, étroit couloir à fond plat, où des courants balaient la vase fine, se relève lentement vers le mur interne ou vers les collines de Castor et de Pollux et brutalement vers le mur externe.

Dans la fraction argileuse d'abondants sédiments meubles, la smectite prédomine associée à de la kaolinite et de la palygorskite. L'association est typique des sédiments hémipélagiques récents sous l'influence des apports détritiques crétois et africains (p. 179).

La morphologie interne des plages encroûtées et l'examen des différents lits d'induration ferromanganeux témoignent de déformations in-situ (p. 93).

Le mur externe (fig. II-10, p. 82) recouvre le fond plat du fossé en un bourrelet linéaire de un mètre de haut, constitué de plaques de micrites indurées (photo de couverture). Il est directement visible et sa portée, évaluée à la faveur des indentations dans la masse débordante, est supérieure à plusieurs mètres. Les plaquettes indurées livrent une faune et une flore du Pléistocène supérieur (NN 20) (tableau V-1 et V-2, p. 126 et 128). La pente faible, au-dessus de ce bourrelet, est affectée de modestes failles inverses, à vergence S; à son sommet, en revanche, les failles toujours modestes sont normales et à regard N.

L'analyse des structures a permis de montrer qu'il s'agissait d'une compression et non de failles panaméennes (HUCHON et al., 1980).

IV. - LE FOSSÉ DE STRABON
(Zone III, fig. II-12, p. 83)

Il a été étudié à l'occasion de trois plongées. Sa direction d'ensemble le différencie des deux autres fossés examinés; il est lui de direction générale NE-SW.

Le mur interne est dépourvu de déformations tectoniques. Les échantillons récoltés sont beaucoup plus pauvres que ceux recueillis en dragage sur la même zone dans une campagne antérieure (Ariane, 1979). Un bloc glissé s'intègre bien dans la masse des informations du dragage. Il s'agit d'un grès, riche en échardes de quartz, qui évoquent un verre rhyolitique (p. 158). La flore est pauvre : des pollens paraissent caractéristiques du Berriasien-Néocomien (p. 141). En outre, l'abondance de la kaolinite conforte cette datation parce que, dans ce secteur de la Méditerranée, une telle abondance n'est connue que dans les dépôts anténéogènes. Elle implique un climat hydrolysant (p. 185). Il est donc possible de considérer ce bloc éboulé comme un fragment d'une formation terrigène associée à la destruction des reliefs helléniques mis en place lors de la phase orogénique finijurassique. De telles formations sont connues dans les zones internes et dans la zone pindique qui affleurent largement en Crète.

- L'axe de la fosse, trop profond, n'a pu être parcouru, ses marges sont affectées de ressauts gravitionnels.

- Le mur interne est affecté de ressauts tectoniques obliques à la pente et de direction prédominante N-S.

- Une ride intra-fossés, de direction générale E-W, est marquée de fractures de tension récentes aux dos des dômes anticlinaux ouverts.

Dans ce secteur, où les reliefs sont modestes, les vases sont abondantes; elles ont toutes livré une flore et une faune pleistocènes (NN21) (tableau V-1 p. 127). Elles sont dépourvues de la calcite magnésienne fréquente dans les boues des autres fossés (p. 195) et elles offrent les caractéritiques isotopiques d'un milieu de formation oxydant (p. 204).

Les encroûtements sont ici très particuliers. Ils proviennent d'écroulement en masse au pied des reliefs (p. 108). Des cristaux d'aragonite se développent dans les vacuoles et en franges d'axes d'organismes. Cela suggère un milieu de formation de température et de salinité élevées (p. 157). Cette hypothèse est confirmée par l'analyse géochimique qui met en évidence à côté d'un développement exceptionnel du strontium, des concentrations anormales de manganèse (soit déficitaire, soit excédentaire). Là encore un milieu confiné fut nécessaire pour réunir ces caractéristiques (p. 190). La composition isotopique de l'oxygène implique, elle aussi, que les conditions de diagenèse soient proches de l'hypersalinité. En outre, l'observation du C_{13} suggère l'existence d'un milieu où s'oxydait de la matière organique (p. 204).

Enfin, dans les encroûtements, de la dolomie authigène provient d'une dolomitisation précoce d'une boue micritique (p. 158 et p. 180).

Ainsi il est probable que la composition de l'eau de mer au contact de laquelle s'est produite la diagenèse soit enrichie en sel à la faveur de l'arrivée en surface d'une eau ayant traversé des horizons évaporitiques; peut-être ceux du Messinien (p. 205).

La place très différente de ces trois fossés par rapport au régime de contrainte (LE PICHON et ANGELIER, 1979) se traduit nettement dans les résultats. On soulignera, en particulier, la spécificité pendant le Quaternaire du fossé de Strabon, zone de coulissage ou salinité et oxydation sont tout à fait spécifiques. Mais bien évidemment, l'observation directe du raccourcissement lié à la subduction, dans le fossé de Poséidon, retiendra toute l'attention.

La nature pétrographique de la plupart des falaises des murs internes doit être précisée, les informations recueillies sont cohérentes avec celles obtenues antérieurement par dragages, mais beaucoup d'observations nouvelles s'imposent pour conclure.

Jean DERCOURT

Université de P. et M. Curie
Département de Géologie Sédimentaire
Laboratoire de Statigraphie
Tour 15-16 - E 4
4, place Jussieu
75230 Paris cedex 05 (F)

BIBLIOGRAPHIE DU PROGRAMME HEAT

ALLOUC J. - Limestone « Crusts » and sponges from « Cyan Heat » 1979 - Macroscopic and Microscopic observations. Abstracts of the **International symposium on the Hellenic Arc and Trench** (HEAT), Athens, April 8-10 1981, 1-2, 1981.

ANGELIER J. et LE PICHON X. - L'arc et le fossé helléniques, clef de l'évolution néotectonique de la Méditerranée orientale, *C.R. Acad. Sci. Paris,* 287 (D), 1325-1328, 1979.

ANGELIER J. et LE PICHON X. - La subduction hellénique et l'expansion égéenne : reconstitution cinématique et interprétation dynamique, *C.R. Somm. Soc. Géol. Fr.,* 22, 158-162, 1980.

ANGELIER J. et LE PICHON X. - Néotectonique horizontale et verticale de l'Égée : subduction et expansion. **26° C.G.I.,** Colloque C 5, *Mém B.R.G.M.* N° 115, 249-260, 1980.

ANGELIER J., LYBÉRIS N., LE PICHON X. et BARRIER E. - The tectonic development of the Hellenic arc and the Sea of Crete : a synthesis. Proceedings of **HEAT Symposium,** Athens, April 8-10 1981, *Tectonophysics* (à l'impression).

BREMAECKER J.-C. de, HUCHON P., LEFEBVRE D. et LE PICHON X. - Finite element study of the deformation of Aegea. Proceedings of the **HEAT Symposium,** Athens, April 8-10 1981, *Tectonophysics* (à l'impression).

CITA M.-B., RYAN W. B. F. and PAGGI L. - Prometheus mud breccia. An example of shale diapirism. Abstracts of the **International Symposium on the Hellenic Arc and Trench** (HEAT), Athens, April 8-10 1981, 20-21, 1981.

DEBRABANT P. et CHAMLEY H. - Environnement des fosses Helléniques d'après la minéralogie et la géochimie des dépôts superficiels (Cyan HEAT 1979). Abstracts of the **International Symposium on the Hellenic Arc and Trench** (HEAT), Athens, April 8-10 1981, 22-23, 1981.

GOT H., ALOISI J.-C., ANASTASAKIS G., GLAÇON G., LYBERIS N., MATTIELLO L., MEZZADRI G., MONACO A. et PERISSORATIS C. - L'Arc Hellénique oriental : sédimentation et relations avec le volcanisme des Cyclades. Résultats préliminaires. Abstracts of the **International Symphosium on the Hellenic Arc and Trench** (HEAT), Athens, April 8-10 1981, 33-34, 1981.

GOT H., BRAMBATI A., MEZZADRI G., MIRABILE L. and VITTORI J. - Sedimentary Processes in the Ionian active margin (Hellenic Trench). Abstracts of the **International Symposium on the Hellenic Arc and Trench** (HEAT), Athens, April 8-10 1981, 35, 1981.

HUCHON P., LYBERIS N., ANGELIER J., LE PICHON X. and RENARD V. - Tectonics of the Hellenic Trench : a synthesis of Sea-Beam and Submersible observations. Proceedings of the **International Symposium on the Hellenic Arc And Trench** (HEAT), Athens, April 8-10 1981, *Tectonophysics* (à l'impression).

HUCHON P., ANGELIER J., LE PICHON X., LYBERIS N. et RICOU L.-E. - Les structures tectoniques observées en plongée dans les fossés helléniques. *C.R.Somm. Soc. Géol. Fr.,* 22, 162-166, 1980.

LE PICHON X. - Quand la terre s'enfonce sous la terre, *La Recherche,* 11, 272-281, 1980.

LE PICHON X. and ANGELIER J. - The Hellenic Arc and Trench system, a key to the neotectonic evolution of the Eastern Mediterranean area, *Tectonophysics,* 60, 1-42, 1979.

LE PICHON X., ANGELIER J. - The Aegean Sea, *Proceedings of the Royal Society,* 1980 (à l'impression).

LE PICHON X., ANGELIER J., AUBOUIN J., MONTI S., RENARD V., GOT H., HSÜ K., LYBERIS N., MART Y., MASCLEJ., MATTHEWS D., MITROPOULOS D., TSOFLIAS P. et CHRONIS G. - From subduction to transform motion : a seabeam survey of the Hellenic Trench system, *Earth Planet. Sci. Letters,* 44, 441-450, 1979.

LE PICHON., ANGELIER J. et coll. - Tectonique active dans le fossé de subduction hellénique : observations par submersible, *C.R. Acad. Sci.* Paris, 289, (D), 1225-1228, 1979.

LE PICHON X., ANGELIER J. et coll. - Importance des formations attribuées au Messinien dans les fossés de subduction helléniques : observations par submersible, *C.R. Acad. Sci.* Paris, 290, (D), 5-8, 1980.

LE PICHON X. and HSÜ K.- HEAT (Hellenic Arc and Trench Program) : a program to use submersible for the investigation of subduction tectonics in the Eastern Mediterranean, *Episodes,* 1, 3-6, 1979.

LE PICHON X., HUCHON P., ANGELIER J., LYBERIS N., BOULIN J., BUREAU D., CADET J.-P., DERCOURTJ., GLAÇON G., GOT H., KARIG D., MASCLE J., RICOU L.-E. and THIEBAULT F. - Subduction in the Hellenic trench : probable role of a thick evaporitic layer based on Seabeam and submersible studies. *Proceedings* of the **Conference on Trench and Fore Arc sedimentation and tectonics in modern and ancient subduction zones,** 23-25 juin 1980, Londres (à l'impression).

LE PICHON X., HUCHON P., ANGELIER J., LYBERIS N., BOULIN J., BUREAU D., CADET J.-P., DERCOURT J., GLAÇON G., GOT H., KARIG D., MASCLE J., RICOU L.-E. and THIEBAULT F. - Active tectonics in the Hellenic trench, 26e **C.G.I.,** Paris, juillet 1980, Colloque C 3, *Oceanologica Acta,* suppl. vol 4, 273-281, 1981.

LE PICHON X., RENARD V., LYBERIS N., CHAPEL A. et ANGELIER J. - Strain distribution in the Eastern Mediterranean basin : a synthesis incorporating new Sea Beam data on the Mediterranean ridge. Proceedings of the **HEAT Symposium,** Athens, April 8-10 1981, *Tectonophysics* (à l'impression).

LYBERIS N., ANGELIER J., LE PICHON X. et RENARD V. - Interprétation d'un fossé de subduction à partir des levées bathymétriques au sondeur multifaisceaux « Seabeam » : l'exemple du fossé hellénique. *C.R. Somm. Soc. Géol. Fr.,* 22, 167-170, 1980.

MASCLE J., CAMPREDON R., DERCOURT J., GLAÇON G., JONGSMA J., LECLEACH A., LYBERIS N., MALOD J. and MITROPOULOS D. - The Hellenic Margin from the Eastern Crete to Rhodos : Preliminary Results. Proceedings of the **International Symposium on the Hellenic Arc and Trench** (HEAT), Athens, April 8-10 1981, *Tectonophysics* (à l'impression).

MASCLE J., LEQUELLEC P. and LEITE O. - Structural Frameword of the Hellenic Margin between Western Peloponnesus and Eastern Crete. Abstracts of the **International Symposium on the Hellenic Arc and Trench** (HEAT), Athens, April 8-10 1981, 69-70, 1981.

MC KENZIE J. A. and BERNOULLI D. - Hardground formation in the Hellenic Trench : Penesaline to hypersaline marine carbonate diagenesis. Abstracts of the **International Symposium on the Hellenic Arc and Trench** (HEAT), Athens, April 8-10 1981, 71-72, 1981.

CAMPAGNE SUBMERSIBLE HEAT

Équipe scientifique embarquée

Xavier LE PICHON	*Professeur*	Université P. et M. Curie, LA CNRS* 215, Paris (F). Chef de mission.
Jacques ANGELIER	*Maître-assistant*	Université P. et M. Curie, LA CNRS 215, Paris (F).
Jean ANGELOPOULOS	*Géologue*	Institut de Recherches Géologiques et Minières, Athènes (GR).
Jean BOULIN	*Maître-assistant*	Université P. et M. Curie, Paris (F).
Dominique BUREAU	*Maître-assistant*	Université P. et M. Curie, Paris (F).
Jean-Paul CADET	*Professeur*	Université d'Orléans, LA CNRS 215, Orléans (F).
André CHAPEL	*Étudiant 3e cycle*	Université P. et M. Curie, Paris (F).
Jean DERCOURT	*Professeur*	Université P. et M. Curie, LA CNRS 319, Paris (F).
Georgette GLAÇON	*Maître de recherche*	Université P. et M. Curie, LA CNRS 319, Paris (F).
Henri GOT	*Maître-assistant*	Université de Perpignan, ERA CNRS 103, Perpignan (F).
Dan KARIG	*Professeur*	Université Cornell, Ithaca (U.S.A.).
Nikos LYBÉRIS	*Assistant associé*	Université P. et M. Curie, Paris (F).
Jean MASCLE	*Maître de recherche*	Université P. et M. Curie, ERA CNRS 664, Paris (F).
Vincent RENARD	*Géophysicien*	Centre Océanologique de Bretagne, Brest (F).
Luc-Emmanuel RICOU	*Maître de recherche*	Université P. et M. Curie, LA CNRS 215, Paris (F).
François THIÉBAULT	*Maître-assistant*	Université des Sciences et Techniques de Lille I, ERA CNRS 764, Villeneuve-d'Ascq (F).
Helmut ZIBROWIUS	*Chargé de recherche*	Université d'Aix-Marseille II, LA CNRS 41, Marseille (F).

Équipe scientifique des personnels autres qu'embarqués : consultés ou traitants

Jacques ALLOUC	*Assistant*	Institut National Polytechnique de Lorraine, Nancy (F).
Daniel BERNOULLI	*Professeur*	Institut de Géologie, Bâle (CH).
Hervé CHAMLEY	*Professeur*	Université des Sciences et Techniques de Lille I, ERA CNRS 764, Villeneuve-d'Ascq (F).
Pierre DEBRABANT	*Professeur*	Université des Sciences et Techniques de Lille I, ERA CNRS 764, Villeneuve-d'Ascq (F).
Georgette DELIBRIAS	*Ingénieur*	Centre des Faibles Radioactivités, Laboratoire Propre du CNRS, Gif-sur-Yvette (F).
Ken HSÜ	*Professeur*	Institut de Géologie, Zürich (CH).
Philippe HUCHON	*Étudiant 3e cycle*	Université P. et M. Curie, Paris (F).
Judith MC KENZIE	*Research Scientist*	Institut de Géologie, Zürich (CH).
Jacques MÉDUS	*Professeur*	Université de Droit, d'Économie et des Sciences d'Aix-Marseille II, ERA CNRS 404, Marseille (F).
Carla MÜLLER	*Consultant*	Rueil-Malmaison (F).
Bruce PURSER	*Professeur*	Université Paris-Sud, ERA CNRS 765, Orsay (F).
Jean-Loup VERNET	*Chargé de recherche*	Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier (F).

* LA CNRS : Laboratoire Associé au Centre National de la Recherche Scientifique.
** ERA CNRS : Equipe de Recherche Associée au Centre National de la Recherche Scientifique.

DÉPOUILLEMENT DES PLONGÉES

CHAPITRE PREMIER

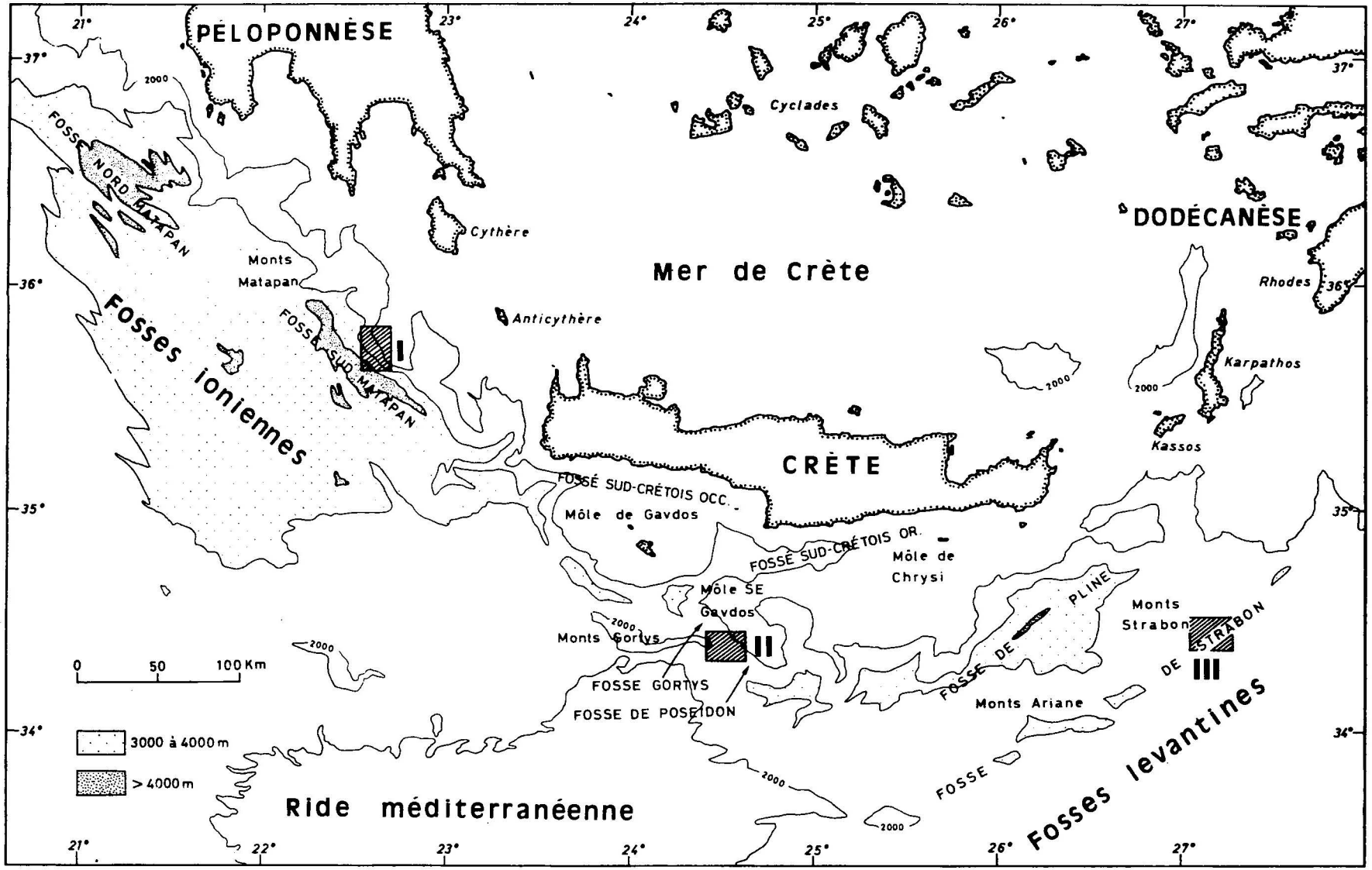
Données générales

Philippe HUCHON

Université Pierre et Marie Curie (Paris VI)
Département de Géotectonique
Laboratoire de Géodynamique
Tour 15-25, E1
4, place Jussieu
75230 PARIS CEDEX 05 (F)

I. - Cadre géographique 23
II. - Inventaire des données 32
III. - Description des plongées 33
1. H1-36 34
2. H2-37 36
3. H3-38 38
4. H4-39 40
5. H5-40 42
6. H6-41 44
7. H7-42 46
8. H8-43 48
9. H9-44 50
10. H10-45 52
11. H11-46 54
12. H12-47 56
13. H13-48 58
14. H14-49 60
15. H15-50 62

Fig. I-1 Carte générale des fossés helléniques



Les régions hachurées, numérotées I, II et III, correspondent aux figures I-2, I-3 et I-4.

On trouve ici les données générales acquises lors de la campagne. Ces données concernent la tectonique, la sédimentation et la morphologie. Elles servent de référence aux autres travaux de ce volume, par exemple, à la localisation des prélèvements des photographies.

Ce chapitre comporte trois parties :

- des **généralités** concernant les plongées, sous la forme de cartes de localisation, d'un tableau récapitulatif de leurs caractéristiques principales, de tableaux de renseignements sur les prélèvements ;
- une description succincte de la **méthode de dépouillement ;**
- des **descriptions par plongée,** sous la forme de rapports synthétiques, de cartes et de photographies, reportées à la fin de l'ouvrage dans un atlas.

I. - CADRE GÉOGRAPHIQUE

Au cours des quinze plongées effectuées en trois sites du fossé hellénique, préalablement cartographiés à l'aide du sondeur multifaisceaux (LE PICHON *et al.,* 1979 ; LYBÉRIS *et al.,* 1980), 67 heures d'observations ont été effectuées sur 58 km de parcours sur le fond ; 48 échantillons ont été prélevés (tab. I-1 et I-2).

Une seule plongée a été effectuée sur le rebord oriental (ou mur interne du **fossé S Matapan** (fig. 1 et 2). L'axe du fossé est ici trop profond (4.500 m) pour la soucoupe Cyana, limitée à 3.000 m.

Onze plongées ont permis d'étudier un secteur du fossé, nommé **fossé de Poséidon** par LYBÉRIS *et al.* (1980) (fig. I-1 et I-3), choisi en raison de son accessibilité (moins de 3.000 m) et de la présence de deux collines d'allure diapirique, nommées **Castor** et **Pollux,** par LYBÉRIS *et al.* (1980).

Trois plongées ont été consacrées à l'étude d'une portion du **fossé de Strabon** (fig. I-1 et I-4).

La figure I-1 montre la disposition générale, la toponymie succincte des fossés helléniques et la situation des trois zones de plongées. Des extraits des cartes "sea beam", sur lesquels sont reportés les parcours sur le fond, sont présentés sur les figures I-2, I-3 et I-4.

Enfin, les tableaux III et IV résument les principales caractéristiques des prélèvements : position, profondeur, conditions d'affleurement... Les prélèvements de scories ou de charbon, provenant probablement du nettoyage des chaudières des bateaux à vapeur, n'ont pas été portés sur ces tableaux.

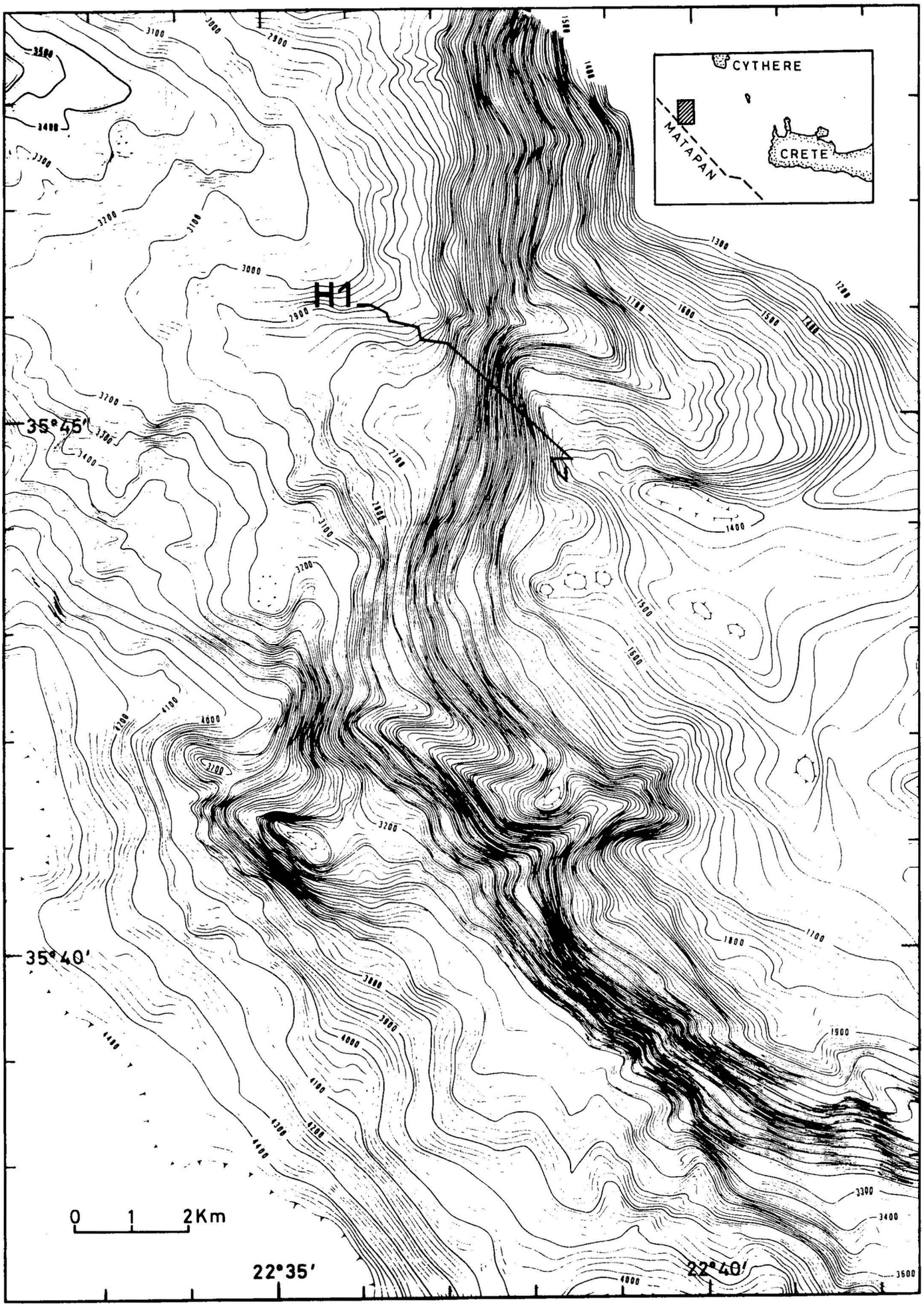


Fig. I-2 : Carte bathymétrique de la zone de la plongée 1-36 levée au sondeur multifaisceaux (zone I).
Le mur interne du fossé S Matapan correspond ici au rebord occidental du massif S Cythère.

Fig. I-3 : Carte bathymétrique du fossé de Poséidon,
plongées H2-37 à H11-46 et H14-49 (zone II).
Le mur interne correspond ici au rebord SW du môle SE Gavdos.

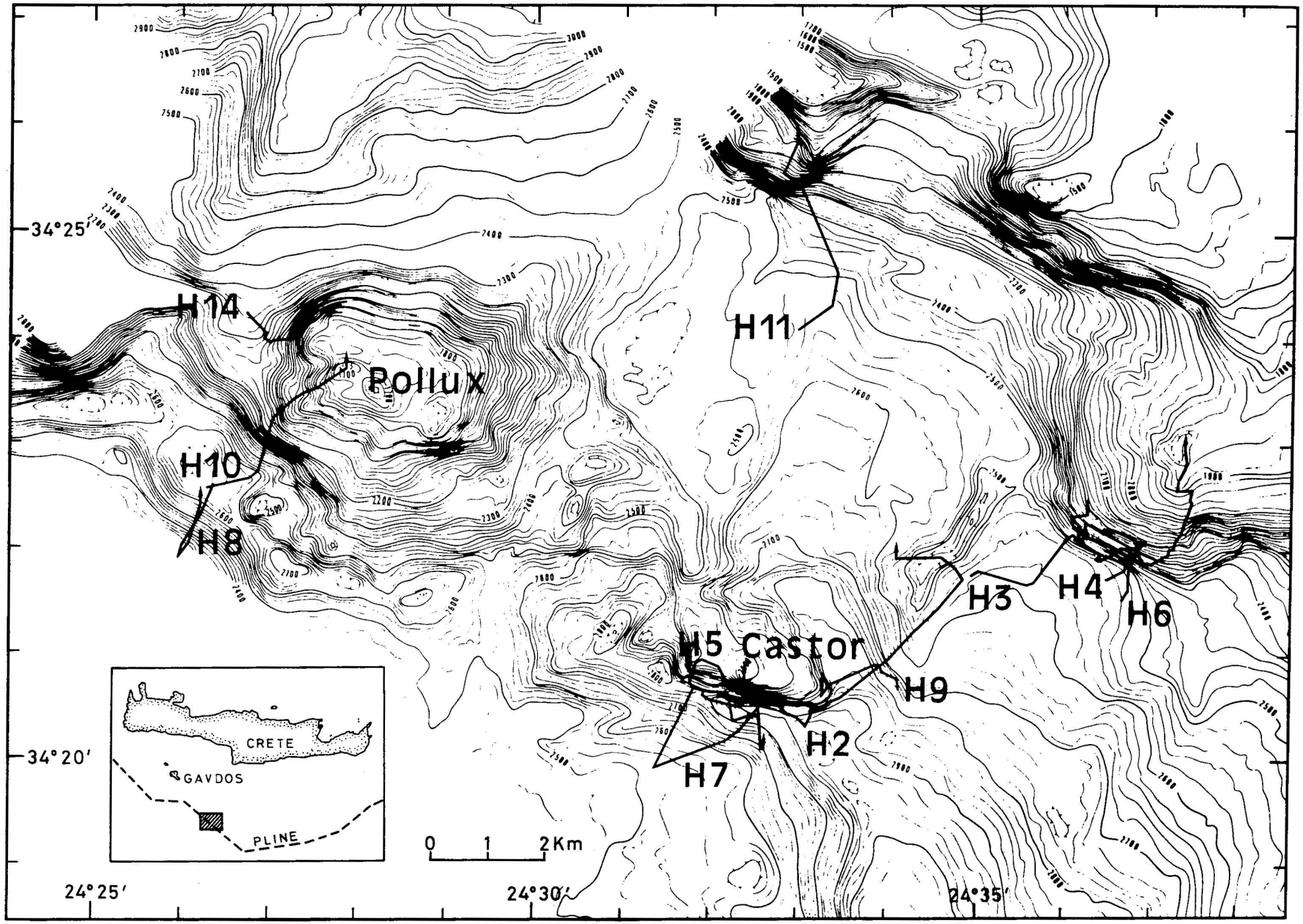


Fig. 1-4 : Carte bathymétrique du secteur du fossé de Strabon, étudié lors des plongées H12-47, H13-48 et H15-50 (zone III).

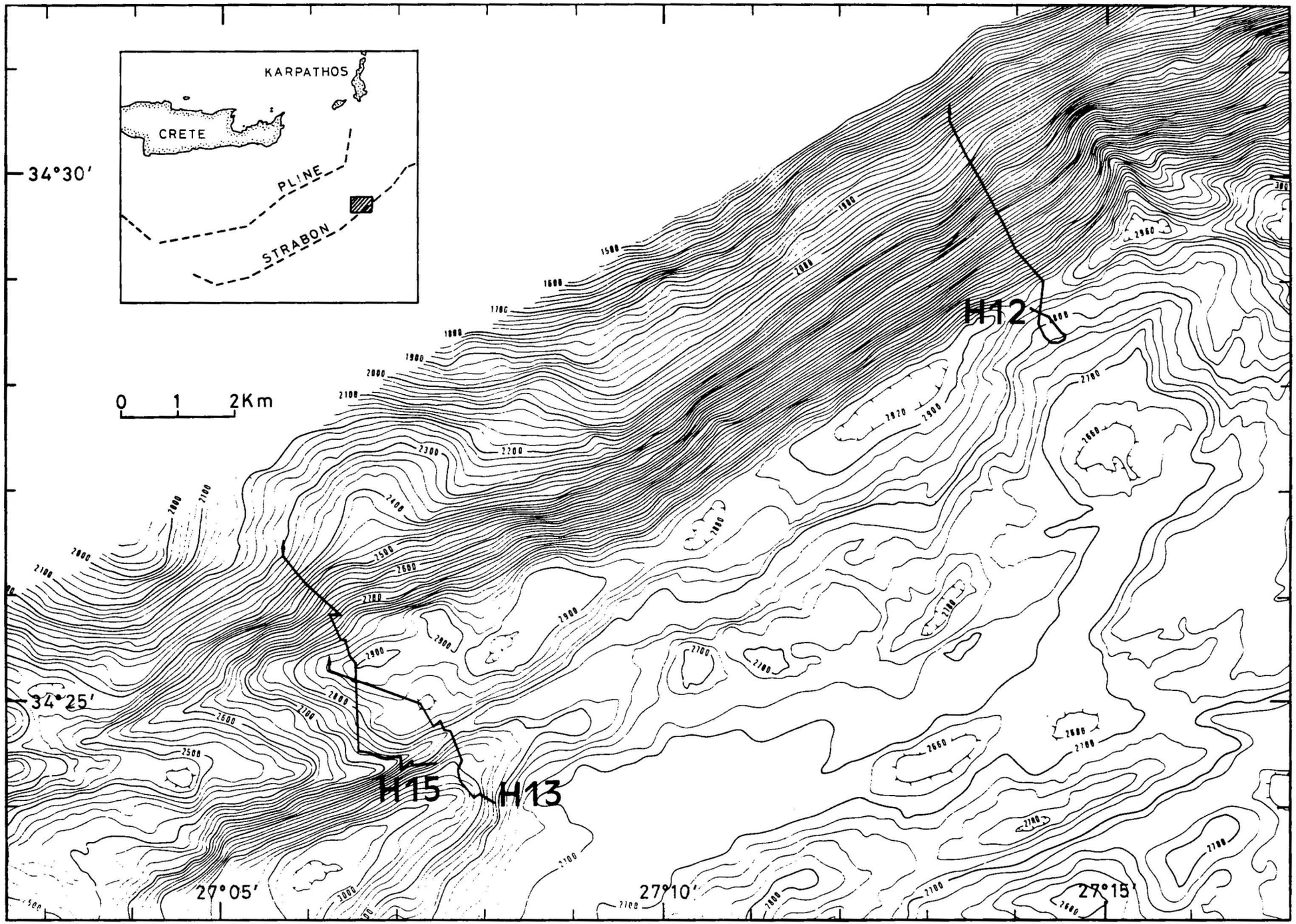


TABLEAU I-1

RENSEIGNEMENTS GÉNÉRAUX SUR LES PLONGÉES

N° plongée	Date	Observateur	Localisation	Durée sur le fond	Distance parcourue	Immersion min.-max.	Nombre d'échan-tillons	Remarques
H 1-36*	20.8.79	F. Thiébault	Z 1**, mur interne	5 h 23	5.500 m	1.530 m 2.986 m	4	—
H 2-37	21.8.79	J. Angelier	Z 2, Castor et fossé NW-SE	6 h 34	5.450 m	2.762 m 3.007 m	1	Pince bloquée en début de plongée
H 3-38	25.9.79	J.-P. Cadet	Z 2, mur interne	2 h 46	2.750 m	2.465 m 2.640 m	2	Écourtée pour cause météo
H 4-39	26.8.79	D. Karig	Z 2, mur interne	5 h 30	3.950 m	1.846 m 2.620 m	10	—
H 5-40	27.8.79	N. Lybéris	Z 2, Castor et fossé WNW-ESE	5 h 27	3.100 m	2.556 m 2.975 m	8	—
H 6-41	28.8.79	X. Le Pichon	Z 2, mur interne	6 h 59	4.000 m	2.261 m 2.614 m	3	—
H 7-42	29.8.79	J. Angelier	Z 2, mur externe et fossé WNW-ESE	6 h 04	6.000 m	2.593 m 2.985 m	7	—
H 8-43	30.8.79	D. Karig	Z 2, mur externe	2 h 09	2.500 m	2.486 m 2.750 m	0	Pince bloquée Écourtée pour cause météo
H 9-44	31.8.79	G. Glaçon	Z 2, Castor et fossé NW-SE	1 h 52	1.800 m	2.790 m 2.900 m	0	Écourtée pour cause météo

TABLEAU I-2

RENSEIGNEMENTS GÉNÉRAUX SUR LES PLONGÉES

N° plongée	Date	Observateur	Localisation	Durée sur le fond	Distance parcourue	Immersion min.-max.	Nombre d'échan-tillons	Remarques
H 10-45	5.9.79	J. Dercourt	Z 2, Pollux	4 h 32	3.750 m	1.695 m 2.750 m	1	Pince bloquée (échantillon arraché par le carénage). Pas de données digitales sur photos et vidéo
H 11-46	6.9.79	L.-E. Ricou	Z 2, mur interne	3 h 51	4.350 m	1.910 m 2.600 m	5	Absence de photos après 14 heures Écourtée cause panne de radar
H 12-47	7.9.79	N. Lybéris	Z 3, mur externe et mur interne	5 h 39	5.300 m	1.841 m 3.020 m	7	—
H 13-48	8.9.79	J. Dercourt	Z 3, ride interfossé	3 h 54	4.300 m	2.850 m 2.970 m	5	—
H 14-49	11.9.79	H. Zibrowius	Z 2, Pollux	1 h 46	1.250 m	2.048 m 2.290 m	3	Écourtée cause panne système hydraulique et moteur
H 15-50	13.9.79	L.-E. Ricou	Z 3, ride interfossé	4 h 47	6.100 m	2.350 m 2.945 m	3	—

* 1 : n° de la plongée de la campagne - 36 : n° de la plongée de la Sp Cyana.
** Zone 1 (voir fig. 1).

TABLEAU I-3

RENSEIGNEMENTS GÉNÉRAUX SUR LES ÉCHANTILLONS

Zones de plongée	N° d'échantillon	Lithologie	Coordonnées	Heure	Profondeur	Position structurale	Conditions d'affleurement
Zone 1, fossé Matapan S	H 1-36-1*	Grès chloriteux	35°45,8′ N 22°36,9′ E	11 h 43	2.905 m	Partie moyenne du mur interne	Bloc isolé sur une pente de 10° environ
id.	H 1-36-3	id.	35°45,7′ N 22°37,1′ E	12 h 32	2.848 m	id.	id.
id.	H 1-36-4	Boue hémipélagique	35°45,5′ N 22°37,5′ E	13 h 18 et 13 h 28 (mélange de deux prélèvements)	2.485 m et 2.455 m	id.	Sur une pente de 60° entre deux petits ressauts au-dessus de la première falaise importante
id.	H 1-36-4 A-C**	Grès	id.	id.	id.	id.	En fragments dans H 1-36-4
id.	H 1-36-4 B	Calcaire marneux	id.	id.	id.	id.	id.
id.	H 1-36-5 A	Boue indurée	35°44,9′ N 22°38,3′ E	15 h 13	1.625 m	id.	Bloc parallélépipédique creux fiché dans la vase, l'ouverture vers le bas, sur une pente de 20° au-dessus de la troisième falaise importante
id.	H 1-36-5 B	Boue beige	id.	id.	id.	id.	En remplissage dans H 1-36-5 A
Zone 2, fossé de Poséidon	H 2-37-1	Boue beige	34°21,8′ N 24°34,2′ E	17 h 55	2.527 m	Flanc NW de la ride SW-NE	Sur une pente
id.	H 3-38-2 B	Boue gris-beige	34°22,1′ E 24°36,1′ N	17 h 50	2.529 m	Partie inférieure mur interne	Sur une pente de vase de 30°
id.	H 4-39-5	Spongiaire	34°22,0′ N 24°37,3′ E	15 h 36	2.332 m	id.	Prélevé sur une falaise, apparemment en position de vie
id.	H 4-39-7	Boue	34°22,3′ N 24°37,4′ E	16 h 26	2.071 m	id.	Prélevé sur un talus
id.	H 4-39-8	Spongiaire	id.	16 h 36	2.056 m	id.	Fixé sur une falaise de roche massive
id.	H 4-39-9 A	Polypier	34°22,6′ N 24°37,3′ E	17 h 51	1.898 m	id.	id.
id.	H 4-39-9 B	Spongiaire	id.	id.	id.	id.	id.

TABLEAU I-4

RENSEIGNEMENTS GÉNÉRAUX SUR LES ÉCHANTILLONS

Zones de plongée	N° d'échantillon	Lithologie	Coordonnées	Heure	Profondeur	Position structurale	Conditions d'affleurement
Zone 2, fossé de Poséidon	H 4-39-10 A	Boue rosâtre	Localisation impossible	—	—	Partie inférieure du mur interne	—
id.	H 4-39-10 B	Fragments divers	id.	—	—	id.	—
id.	H 4-39-10 C	Calcaire argileux (croûte)	Recueilli derrière le verre du flash	—	—	id. vraisemblable	—
id.	H 5-40-1	Croûte	34°20,4′ N 24°32,3′ E	12 h 38	2.951 m	Base du mur externe	Sur une pente de 20°
id.	H 5-40-2	id.	id.	12 h 56	2.940 m	id.	A la base d'un petit escarpement de 1 mètre de haut dans les marnes
id.	H 5-40-2 A	Boue	id.	id.	id.	id.	Face inférieure de H 5-40-2
id.	H 5-40-3	Croûte	34°20,3′ N 24°32,2′ E	13 h 19	2.887 m	id.	Sur une pente de 20°
id.	H 5-40-6	Brèche de calcaire oolithique	34°20,7′ N 24°31,7′ E	15 h 04	2.904 m	Base du diapir Castor	Arraché à la paroi 1 mètre au-dessus de sa base
id.	H 5-40-7	Remplissage du spongiaire	34°20,9′ N 24°31,8′ E	16 h 17	2.613 m	Diapir Castor	Dans un ensemble de spongiaires et polypiers envasés, sur une pente de 30°
id.	H 5-40-8	Boue	Recueilli dans le panier	—	—	—	—
id.	H 6-41-1	Marne calcaire grise à enduit	34°21,9′ N 24°36,4′ E	14 h 52	2.591 m	Mur interne	Dans une petite rigole d'érosion
id.	H 6-41-3	Boue beige	Localisation impossible	—	—	id.	—
id.	H 7-42-1	Croûte avec enduit	34°20,5′ N 24°32,1′ E	11 h 31	2.968 m	Base du mur externe	Dans les croûtes cassées près du chevauchement
id.	H 7-42-2	id.	id.	11 h 37	id.	id.	id.

TABLEAU I-5

RENSEIGNEMENTS GÉNÉRAUX SUR LES ÉCHANTILLONS

Zones de plongée	N° d'échantillon	Lithologie	Coordonnées	Heure	Profondeur	Position structurale	Conditions d'affleurement
Zone 2, fossé de Poséidon	H 7-42-3	Croûte avec enduit	34°20,6′ N 24°32,0′ E	12 h 01	2.911 m	Base du mur externe	Dans les croûtes cassées près du chevauchement
id.	H 7-42-4 A	Croûte avec enduit sur les 2 faces	34°20,7′ N 24°31,8′ E	12 h 50	2.848 m	Base du diapir Castor	Morceau soudé sur H 7-42-4 B
id.	H 7-42-4 B	Croûte avec enduit	id.	id.	id.	id.	Sur le talus au pied de la falaise
id.	H 7-42-5	id.	id.	13 h 03	2.844 m	id.	id.
id.	H 7-42-6	id.	34°20,6′ N 24°31,7′ E	13 h 23	2.817 m	Base du mur externe	Dans les croûtes cassées près du chevauchement
id.	H 7-42-7	Calcaire marneux conglomératique	34°20,5′ N 24°32,5′ E	16 h 11	2.985 m	Base du diapir Castor	Dans les éboulis au pied de la falaise
id.	H 10-45-1	Fragment d'axe de gorgonaire	—	—	—	Diapir Pollux	Fragment arraché par le carénage
id.	H 11-46-1	Sandwich de 2 croûtes avec enduit	34°25,4′ N 24°33,0′ E	14 h 51	2.330 m	Base du mur interne	Sur un talus de 30° de pente
id.	H 11-46-2	Boue brune sapropel	id.	14 h 54	id.	id.	En amas isolé et non en couche
id.	H 11-46-3	Croûte	34°25,5′ N 24°32,9′ E	15 h 32	2.211 m	Partie inférieure mur interne	Sur la paroi d'une falaise
id.	H 11-46-4	id.	34°25,5′ N 24°32,8′ E	16 h 10	2.177 m	id.	Fragment dans un éboulis au pied d'une falaise
id.	H 11-46-5	Boue	Recueilli dans le panier	—	—	—	—
Zone 3, fossé de Strabon	H 12-47-2	Galets mous de vase	34°28,6′ N 24°14,5′ E	14 h 26	2.862 m	Mur externe	Sur fond plat
id.	H 12-47-3	Croûte	34°28,5′ N 24°14,4′ E	14 h 44	2.849 m	id.	id.

TABLEAU I-6

RENSEIGNEMENTS GÉNÉRAUX SUR LES ÉCHANTILLONS

Zones de plongée	N° d'échantillon	Lithologie	Coordonnées	Heure	Profondeur	Position structurale	Conditions d'affleurement
Zone 3, fossé de Strabon	H 12-47-4	Croûte	34°29,2′ N 27°14,1′ E	16 h 29	2.809 m	Mur interne	Sur une pente de vase
id.	H 12-47-5	id.	34°29,6′ N 27°13,8′ E	17 h 32	2.436 m	id.	id.
id.	H 12-47-6	Boue gris-beige	34°29,9′ N 27°13,6′ E	18 h 14	2.172 m	id.	Au pied d'une avalanche
id.	H 12-47-7	Croûte	34°30,5′ N 27°13,2′ E	19 h 09	1.841 m	id.	Parmi les éboulis à la base d'un escarpement
id.	H 12-47-8	Boue gris-beige	Recueilli dans le panier	—	—	—	—
id.	H 13-48-1	Boue gris clair	34°24,1′ N 27°08,0′ E	12 h 08	2.907 m	Base du mur externe	Dans un petit thalweg
id.	H 13-48-2	Croûte	34°24,7′ N 27°07,6′ E	13 h 24	2.892 m	Flanc S de la ride interfossé	Dans un éboulis au pied d'un petit escarpement dans les marnes
id.	H 13-48-3	id.	id.	13 h 27	id.	id.	id.
id.	H 13-48-4	id.	34°25,0′ N 27°07,2′ E	14 h 23	2.912 m	Flanc N de la ride interfossé	Au sommet d'un petit dôme
Zone 2, fossé de Poséidon	H 14-49-2	Spongiaire	34°24,0′ N 24°26,9′ E	11 h 21	2.216 m	Flanc W du diapir Pollux	Fixé sur une falaise
id.	H 14-49-3	id.	id.	11 h 33	2.194 m	id.	id.
Zone 3, fossé de Strabon	H 15-50-1	Dolomie	34°24,4′ N 27°07,4′ E	16 h 19	2.875 m	Flanc S de la ride interfossé	Dans un niveau bréchique à la base d'un escarpement
id.	H 15-50-2	Vase sableuse grise	id.	16 h 21	2.876 m	id.	Sur une pente de 40°
id.	H 15-50-3	Siltstone quartzeux	34°25,6′ N 27°06,4′ E	19 h 17	2.869 m	Base du mur interne	Bloc isolé sur une pente de 20°

* H : Heat - 1-36 : code de la plongée - 1 : n° de prélèvement échantillon.
** Code A-C : échantillons prélevés sur même site.

II. - INVENTAIRE DES DONNÉES DE PLONGÉES

Il a été effectué dans un double but : fournir des documents présentant l'ensemble des données générales acquises lors de la campagne et une analyse tectonique des zones étudiées. Les données concernant la tectonique font l'objet du chapitre II. Des interprétations en ont déjà été proposées dans plusieurs publications (Le Pichon *et al.*, 1979, 1980; Huchon *et al.*, 1980; Le Pichon *et al.*, 1981, sous presse). La méthodologie et les problèmes soulevés lors du dépouillement ne seront pas évoqués ici mais feront l'objet d'une analyse détaillée dans un mémoire de thèse de 3e cycle (Huchon)*.

Les documents suivants sont disponibles au CNEXO, où ils pourront être consultés.

— ***Cartes bathymétriques.***

— ***Cartes de navigation de la soucoupe,*** établies à bord du « Nadir » ; les positions sont calculées, soit grâce au réseau de balises préalablement mises en place sur le fond, soit grâce au téléphone sous-marin TUUX et à la navigation du navire (LORAN C et/ou satellite).

— ***Journaux Tuux et bandes satellite.***

— ***Bandes de la centrale d'acquisition des données de la soucoupe,*** comportant cinq fois par minute : l'heure, le cap magnétique, l'immersion et l'altitude par rapport au fond.

— ***Graphiques temps-profondeur.***

— ***Rouleaux de diapositives couleur*** prises par l'appareil photo extérieur avec flash électronique déclenché, soit automatiquement toutes les vingt secondes, soit manuellement par l'observateur; le nombre maximum de diapositives est environ de 700 par plongée; l'heure, la profondeur, le cap et l'immersion sont enregistrés sur l'image (fig. I-5 A); l'axe de l'appareil photo fait un angle d'environ 20° avec l'axe de la soucoupe (fig. I-5 B) et les profondeurs enregistrées doivent être corrigées à l'aide d'une table de correction établie à partir de la formule Fofonov.

— ***Vidéocassettes*** contenant l'enregistrement intégral des plongées, à l'aide de la caméra de télévision extérieure (en noir et blanc); les commentaires de l'observateur y sont enregistrés, l'heure, le cap, la profondeur et l'altitude sont inscrits sur l'image.

— ***Fiches de bord*** du navire et de la soucoupe.

— ***Rapports préliminaires*** établis par les observateurs à leur retour en surface.

La première phase de dépouillement de ces documents permet d'établir le parcours de la soucoupe sur le fond, en comparant l'itinéraire tracé à bord du bateau à celui établi par l'observateur sur la carte bathymétrique, en se fondant sur la morphologie et la profondeur, tout comme on le ferait à terre. Des décalages importants, jusqu'à 100 m, existent entre la carte et les indications du profondimètre de la soucoupe. S'agissant d'un capteur de pression, ces différences ne pourraient qu'en très petite partie s'expliquer par la présence d'hétérogénéités horizontales dans la distribution de la densité de l'eau. Elles sont dues plus vraisemblablement à l'ouverture non négligeable (2,7°) du pinceau sondeur dont la résolution horizontale ne dépasse pas 50 m.

La deuxième phase du dépouillement consiste à relever, à inventorier et à positionner toutes les observations effectuées, en particulier à l'aide des 67 heures d'enregistrement sur vidéocassettes et des quinze rouleaux de diapositives. Au cours de cette phase, des compléments d'observation sont apportés, les conditions de prélèvement des échantillons sont précisées et les cartes de positionnement élaborées. Tous ces renseignements, indispensables à la compréhension des structures observées, servent de documents de base à l'analyse des phénomènes tectoniques et sédimentaires.

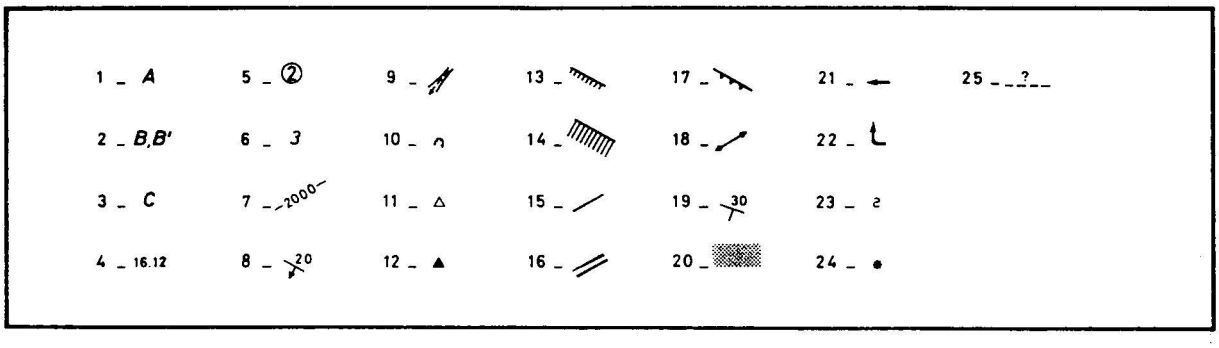
* Cette thèse sera soutenue à l'Université P. et M. Curie (Paris VI), fin 1982, et elle sera déposée à la Société Géologique de France (Paris).

III. - DESCRIPTION DES PLONGÉES

Pour chaque plongée, les données sont présentées sous trois formes :

1. un court **rapport** donnant une description succincte des observations effectuées;
2. une série de **trois figures;**
   - — ***itinéraire de la soucoupe*** *(A) reporté sur la carte bathymétrique "Sea Beam", modifiée pour une vitesse du son dans l'eau de 1.530 m/s au lieu de 1.500 m/s; les profondeurs sont exprimées en mètres, l'échelle des coordonnées en degrés, minutes et dixièmes de minutes; des heures-repères, la localisation des prélèvements et des photos publiées y sont reportées;*
   - — ***profil topographique*** *(B) suivi par la soucoupe;*
   - — ***carte de dépouillement*** *(C), où sont reportées toutes les observations cartographiables à l'échelle de la carte;*
3. une sélection de **photographies,** regroupées dans un atlas à la fin de ce rapport.

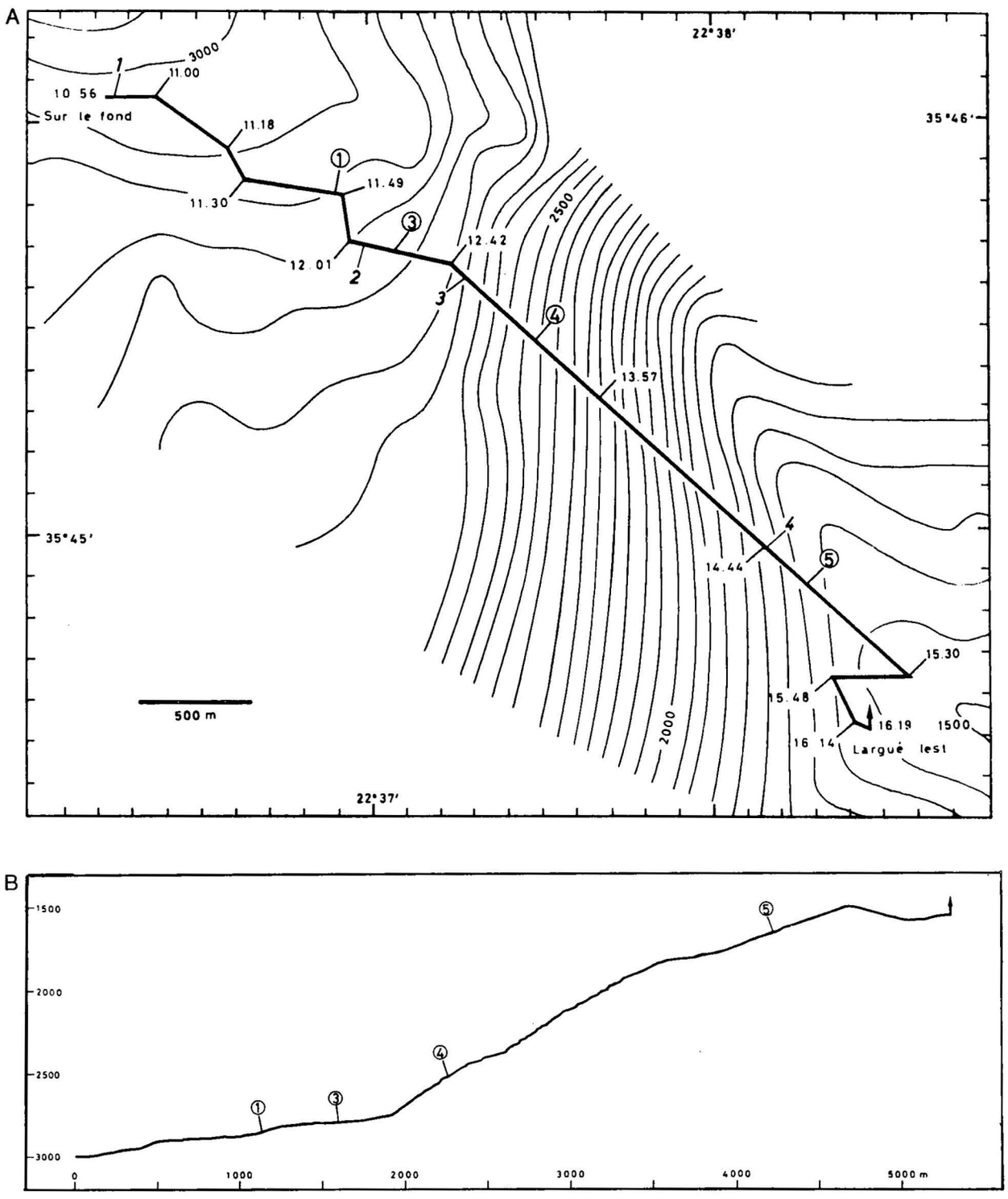
Légende des fig. I-6 à I-25.



1. Carte de navigation; le fond topographique a été tracé d'après la carte bathymétrique après modification des profondeurs, calculées pour une vitesse du son dans l'eau de 1.530 m/s au lieu de 1.500 m/s initialement; équidistance des courbes : 50 m.
2. Profil topographique du parcours; échelles verticale et horizontale exprimées en mètres.
3. Carte de dépouillement.
4. Heure.
5. Numéro de prélèvement.
6. Numéro de photo.
7. Courbe bathymétrique (en mètres).
8. Pendage-pente (en degrés).
9. Chenal d'éboulement.
10. Niche d'arrachement.
11. Petits blocs.
12. Gros blocs.
13. Ressaut.
14. Falaise.
15. Fracture, faille.
16. Fracture ouverte.
17. Chevauchement, faille inverse (triangle plein du côté chevauchant).
18. Bombement allongé, ride anticlinale.
19. Pendage de la stratification (en degrés).
20. Paroi avec modèle de surface en rainures, cannelures, colonnes, cavernes, festons, cupules...
21. Courant.
22. Courant ascendant.
23. Traces animales (terriers, pistes).
24. Organismes fixés fossiles.
25. Parcours en pleine eau.

La plongée H1-36 effectue une coupe, orientée en moyenne NW-SE, dans la partie moyenne du rebord oriental du **fossé de Matapan sud** (fig. I-1, I-2 et I-6, et tab. I-1).

Fig. I-6 A.B.C. : Cartes de dépouillement et profil topographique, plongée H1-36.



La première partie de la plongée, de 10 h 56 à 12 h 42 (fig. I-6), s'est déroulée dans un paysage monotone couvert de vase grisâtre, avec de nombreuses traces d'activité biologique (terriers). La pente générale est vers le NW et la surface est fréquemment parsemée de blocs de taille variable provenant d'une roche massive à grain fin. Les amas de blocs sont partiellement recouverts de vase et des affouillements à leur base attestent la présence d'un courant allant du S vers le N (Atlas : H1-36, Ph. 1). Deux de ces blocs ont été prélevés (H1-36-1 et H1-36-3). Avant d'atteindre la base du relief, à 12 h 42, la pente augmente et des arrachements (Atlas : H1-36, Ph. 2) laissent apparaître les sédiments sous-jacents à la vase superficielle, qui sont un agglomérat de cailloux anguleux, emballés dans une matrice de marne blanche à texture vacuolaire : éboulis de pente consolidés.

Observateur : F. THIÉBAULT

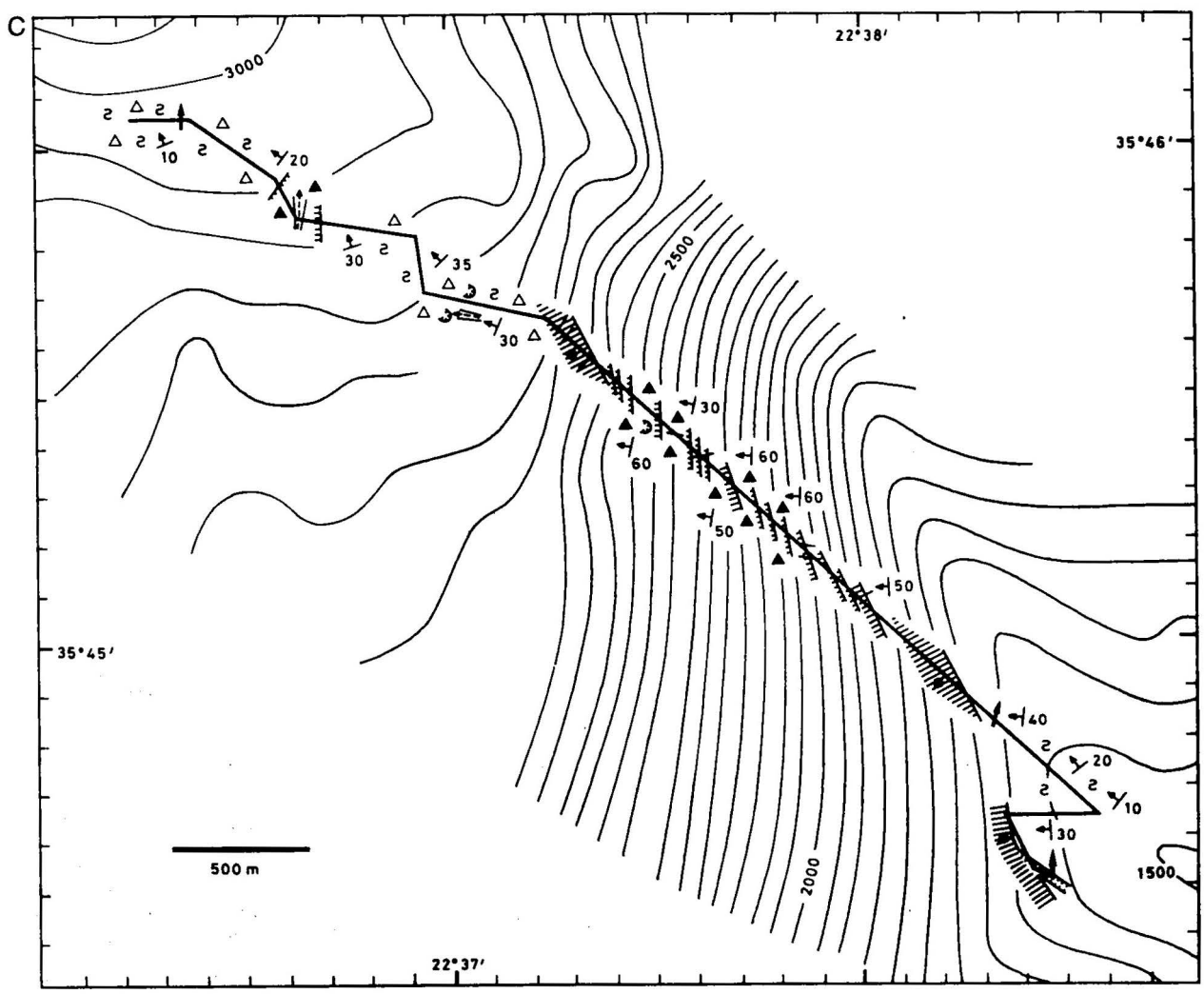
Plongée H1-36

La deuxième partie, de 12 h 42 à 15 h 30, étudie un important relief, dont la base, très envasée, est dépourvue d'éboulis récent. La falaise, de direction N 150° et haute d'environ 160 m, est constituée d'une roche massive à grain fin. Des concrétionnements en relief lui confèrent parfois un aspect pseudobréchique. Aucune stratification n'est visible. Par contre, des cannelures et des stries subverticales d'origine tectonique donnent à la paroi la valeur de plan de faille normale, d'après la disposition des écailles d'arrachement (Atlas : H1-36, Ph. 3 et 4). Le compartiment W est abaissé par rapport au compartiment E. Quelques fractures déterminent des entailles et des décalages dans la falaise. Au sommet de cette falaise débute une longue pente couverte de vase, accidentée par de nombreux petits ressauts de quelques mètres de hauteur et par des amoncellements de blocs couverts de vase. Leur nature est, semble-t-il, identique à celle de la falaise précédente. Un prélèvement a été effectué parmi des petits blocs de marnes blanches (H1-36-4). La direction des ressauts varie de N 150° à N 180°. Une seconde falaise, haute d'une cinquantaine de mètres, présente la même lithologie que la première et correspond également à une faille normale. Au sommet, un talus de vase monte jusqu'à la base d'une troisième falaise, de 120 mètres de hauteur environ, au sommet de laquelle débute à nouveau une pente de vase d'abord forte, puis presque horizontale, avec de nombreuses traces d'activité biologique. La partie la plus inclinée présente des rides de direction perpendiculaire à la ligne de plus grande pente, interprétées comme des figures de glissement. La surface du fond est parsemée de blocs noirâtres qui semblent plantés dans la vase; l'un d'eux a été prélevé (H1-36-5).

La troisième partie, de 15 h 30 à 16 h 19, revient au sommet de la dernière falaise, retrouvée à une altitude moindre : 1.620 m au lieu de 1.670 m, ce qui peut suggérer la présence d'accidents transverses. La direction de cette falaise tourne progressivement de N 170° à N 130° et la plongée se termine dans un couloir de direction N 130° entre deux parois, qui pourrait correspondre à un des accidents transverses.

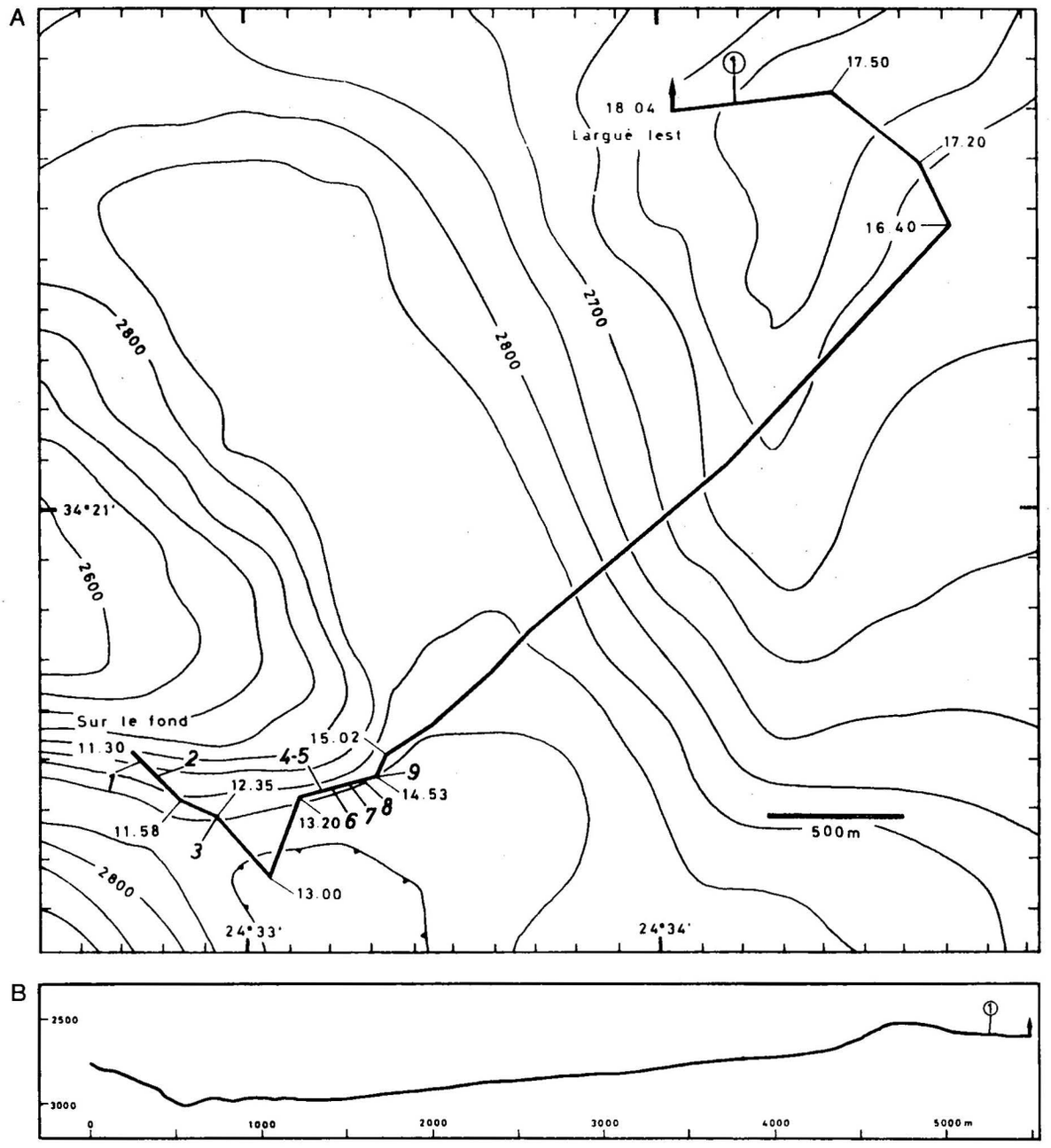
Du point de vue **lithologique,** il apparaît qu'au moins une partie des formations massives constituant les falaises sont des grès identiques à ceux échantillonnés en blocs éboulés (H1-36-1 et H1-36-3). Quant aux passées d'aspect bréchique, il est difficile de dire s'il s'agit effectivement de brèches ou seulement de concrétionnements en surface. Les talus envasés, situés entre les falaises, correspondent peut-être à des niveaux résistant moins bien à l'érosion. En tout état de cause, ce profil montre l'importance volumétrique des formations massives observées, en partie ou en totalité gréseuses, formant ce secteur du mur interne du fossé de Matapan sud.

Du point de vue **tectonique,** la structuration de ces reliefs est clairement liée aux failles normales observées, mais l'âge de celles-ci est inconnu. Cependant, l'absence d'éboulis récent semble indiquer qu'elles ne sont plus actives actuellement.



La plongée H2-37 examine les falaises constituant le flanc SE de la **colline de Castor** puis traverse la branche NW-SE du **fossé de Poséidon** jusqu'à la ride orientée NE-SW (fig. I-1, I-3 et I-7 et tab. I-1).

Fig. I-7 A.B.C. : Cartes de dépouillement et profil topographique, plongée H2-37.



La première partie de la plongée, de 11 h 30 à 15 h 02 (fig. I-7) suit les falaises formant le flanc SE de la colline de Castor. Au-dessus de 2.820 m, les parois ont un aspect bréchique, avec des éléments très hétérométriques et comportent notamment des dalles de carapace stratifiées. Les brèches sont parfois assez fines et présentent des pendages de 20 à 30° vers le NW. Elles remplissent parfois des poches (Atlas : H2-37, Ph. 2), elles présentent une fracturation intense dont le mécanisme n'apparaît pas clairement. Des petits bancs fins sont brisés en fragments rectangulaires évoquant une roche disloquée. Au-dessous de 2.820 m, la roche devient plus homogène (Atlas : H2-37, Ph. 1 et 7) et sur les talus envasés, les blocs éboulés sont fréquents. Les brèches et les roches massives sont en contact tectonique, par l'intermédiaire d'une fracture dirigée N 150°. Les pendages de ces roches massives sont différents de ceux des brèches : 20 à 30 ° vers l'W. Les parois montrent un modelé de surface remarquable en cannelures, festons... évoquant un processus de dissolution. Au pied de la falaise, de nombreux blocs éboulés parsèment un talus envasé, sur lequel la carapace est disloquée suivant un réseau de fentes dirigées N 20° à 60° et N 140° à 160°. En plus du modelé en cannelures, rainures, cupules (Atlas : H2-37, Ph. 5)... un aspect très particulier de la roche a été observé, sous la forme de petits bancs alternativement clairs et sombres, avec une stratification onduleuse (Atlas : H2-37, Ph. 4 et 6). En certains endroits, les cannelures sont suffisamment développées pour former des colonnes (Atlas : H2-37, Ph. 8), des piliers et des "stalactites". Des sortes de "draperies" (Atlas : H2-37,

Observateur : J. ANGELIER

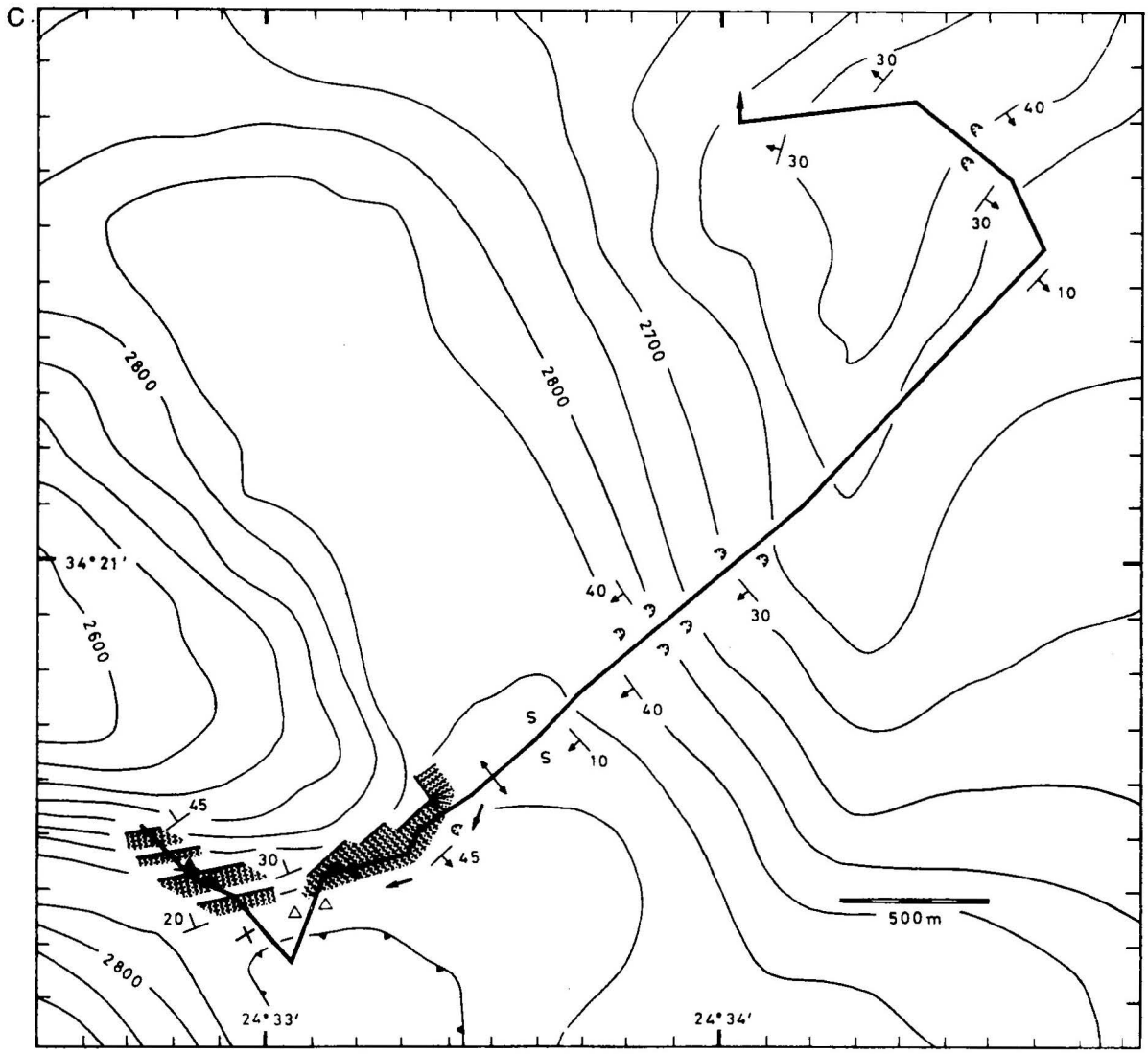
Plongée H2-37

Ph. 3) festonnées semblent correspondre au sommet induré d'anciens talus, restés accrochés à la falaise à la suite du mouvement vertical différentiel de la falaise par rapport au talus. Au pied de la falaise, des rides de courant dans la vase indiquent la présence d'un courant parallèle à la falaise. Les arrachements superficiels (Atlas : H2-37, Ph. 9) sont assez fréquents et laissent apparaître une marne blanche sous la carapace couverte d'un enduit noirâtre. A l'extrémité E de la colline, la falaise prend une direction N 140°.

La deuxième partie, de 15 h 02 à 18 h 04, traverse la branche NW-SE du fossé. Quelques ondulations de direction N 140° semblent être dues au glissement des sédiments plutôt qu'à une déformation d'origine tectonique. Le fond du fossé est entièrement couvert de vase et sans déformation. En se dirigeant vers le NE, la pente augmente progressivement et des arrachements superficiels apparaissent. Quelques terriers et traces animales ont été observés. La ride morphologique NE-SW ne présente pas de ressaut d'origine tectonique, mais seulement des niches d'arrachement. Le sommet de la ride, très arrondi, est couvert de vase. Enfin, un prélèvement de marnes blanches (H2-37-1) a été effectué dans un arrachement sur le flanc NW de la ride.

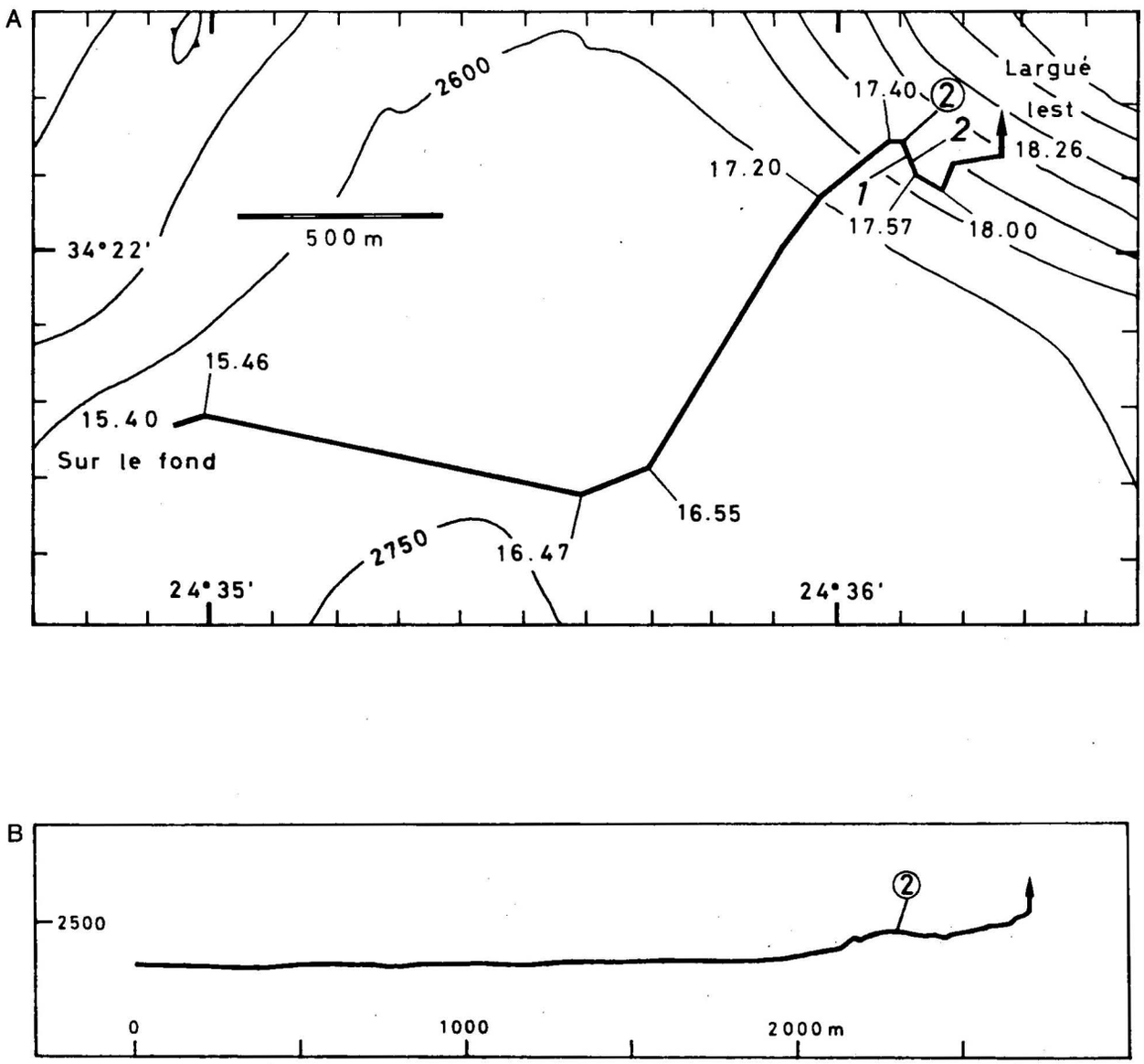
Du point de vue **lithologique,** l'aspect des roches observées sur les falaises de la colline de Castor suggère un processus de dissolution pour l'origine de ce modelé en cannelures, colonnes, cupules, festons... Du fait d'une panne de pince, aucun prélèvement n'a pu être effectué pour connaître la nature de ces roches. Les pendages sont modérés et la déformation assez intense, mais anarchique. Les brèches observées sont parfois clairement en contact tectonique avec les roches massives ; elles pourraient correspondre soit à une formation discordante sur les roches massives ou bien constituer une enveloppe de brèches tectoniques liées à un éventuel diapirisme.

Du point de vue **tectonique,** on constate de nombreuses petites failles, d'aspect inverse, imputables à la gravité ; glissement et basculement de grands blocs détachés des falaises. Les dislocations observées dans la carapace sont difficiles à interpréter. Il pourrait s'agir, soit de fractures d'origine tectonique, soit de simples tassements ou glissements. Le seul fait tectonique évident est donc la présence de failles normales limitant les flancs S et E de la colline de Castor. Quant au fossé NW-SE et à la ride NE-SW, aucune déformation n'y a été observée ; leur signification reste donc problématique.



La plongée H3-38 observe la base du mur interne du **fossé de Poséidon,** après avoir traversé une vaste étendue plane entre la base de la ride NE-SW et le mur interne (fig. I-1, I-3 et I-8 et tab. I-1).

Fig. I-8 A.B.C. : Cartes de dépouillement et profil topographique, plongée H3-38.



Observateur : J.-P. CADET

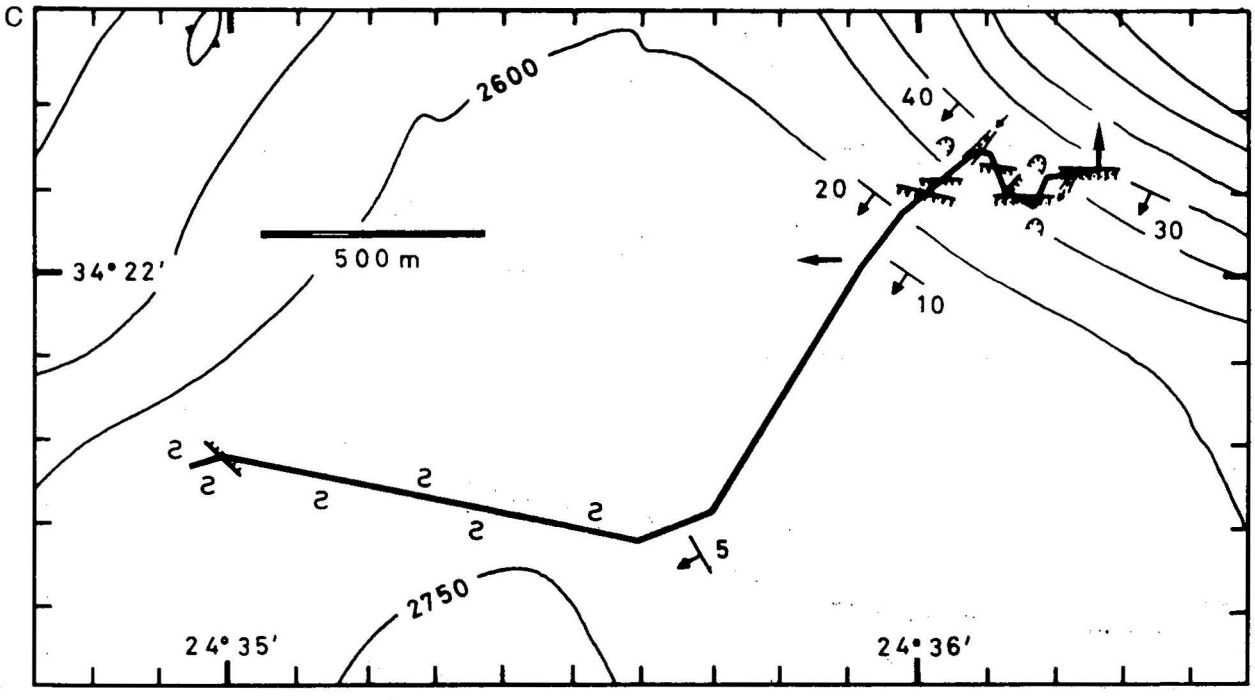
Plongée H3-38

La première partie de la plongée, de 15 h 40 à 17 h 20 (fig. I-8), traverse une vaste étendue couverte de vase, montrant de nombreuses traces animales (terriers, pistes...) et des accumulations de coquilles de Ptéropodes. Sur une légère pente vers le N-NE, des rides de courant attestent la présence d'un courant dallant d'E en W.

La deuxième partie, de 17 h 20 à 18 h 26, intéresse une succession de petits affleurements rocheux (Atlas : H3-38, Ph. 1) émergeant d'une pente envasée. La roche, massive et homogène, présente un modelé de surface en cannelures subverticales. Ces affleurements sont dirigés N 90° à 100° et sont affectés de fractures subverticales N 150° à 160° et de failles N 45°, de pendage 50° SE, ayant l'aspect de failles inverses (Atlas : H3-38, Ph. 2). De nombreux chenaux d'écoulement interrompent la régularité de cette pente envasée. Une boue gris-beige a été prélevée (H3-38-2).

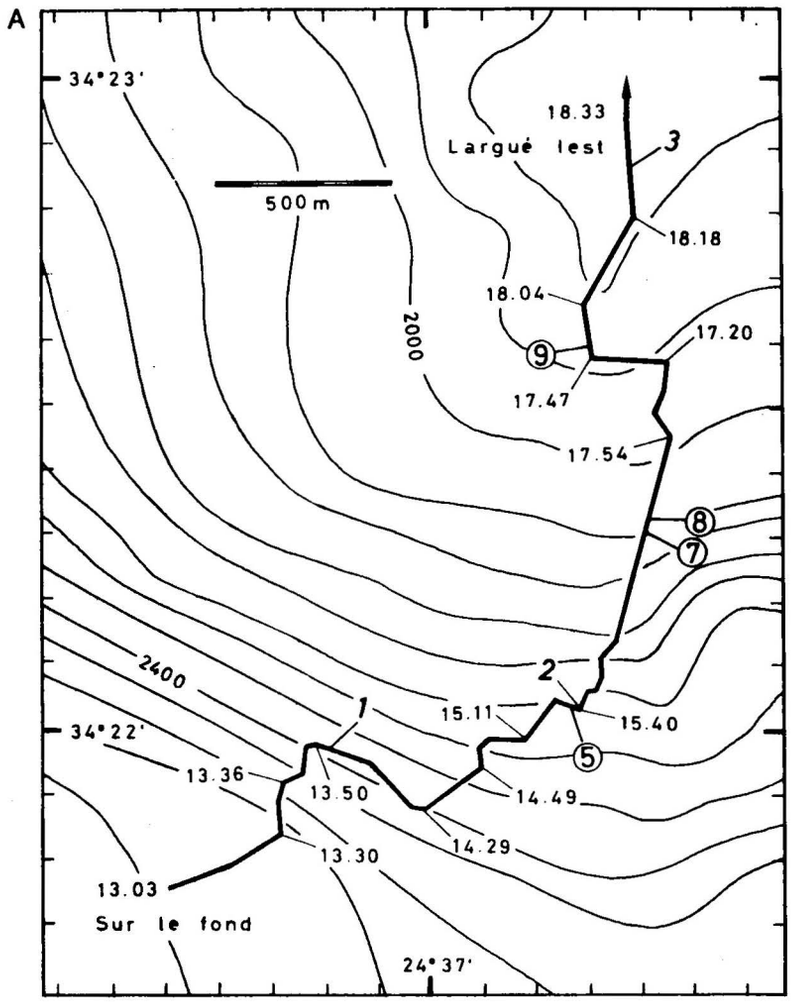
Le matériel **lithologique** observé est donc comparable à celui observé sur le flanc SE de la colline de Castor, lors de la plongée H2-37.

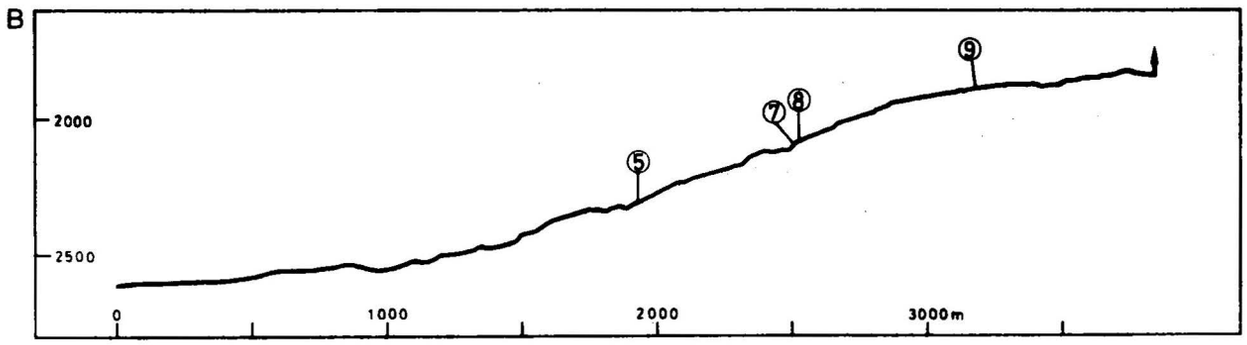
L'examen **tectonique,** en dépit de l'exiguïté des affleurements de roche massive et de leur isolement au sein d'une pente de vase, pourrait suggérer qu'il s'agit de blocs éboulés mais les directions de fractures qui y sont déterminées sont très constantes et permettent d'écarter cette hypothèse. Aucun indice microtectonique n'ayant été observé, le mécanisme de fracturation reste inconnu.



La plongée H4-39 effectue une coupe du mur interne du **fossé de Poséidon** entre sa base, à 2.550 m, et 1.800 m (fig. I-1, I-3 et I-9, tab. I-1).

Fig. I-9 A.B.C. : Cartes de dépouillement et profil topographique, plongée H4-39.





La première partie de la plongée, de 13 h 03 à 14 h 29 (fig. I-9), atteint la base du mur interne et la suit sur 300 m environ. La pente est assez faible, très envasée et couverte de traces biologiques, puis elle augmente brusquement, avec de nombreux blocs éboulés, des glissements superficiels et des couloirs d'éboulement. Les affleurements, de quelques mètres de hauteur, montrent une roche assez massive, avec des cannelures subverticales et parfois une stratification inclinée d'environ 20° vers le N. La surface a parfois un aspect bréchique et de nombreuses fractures sont visibles (Atlas : H4-39, Ph. 1). La roche est couverte d'un enduit noirâtre, mais des glissements récents à la base des parois découvrent par places une surface blanche, non couverte par l'enduit. Dans l'ensemble, la base du mur interne est assez irrégulière.

La deuxième partie, de 14 h 29 à 15 h 40, intéresse une succession de talus envasés et d'affleurements de roche massive, très fracturée à bréchique. Des roches d'aspect caillouteux évoquent des formations de pente consoli-

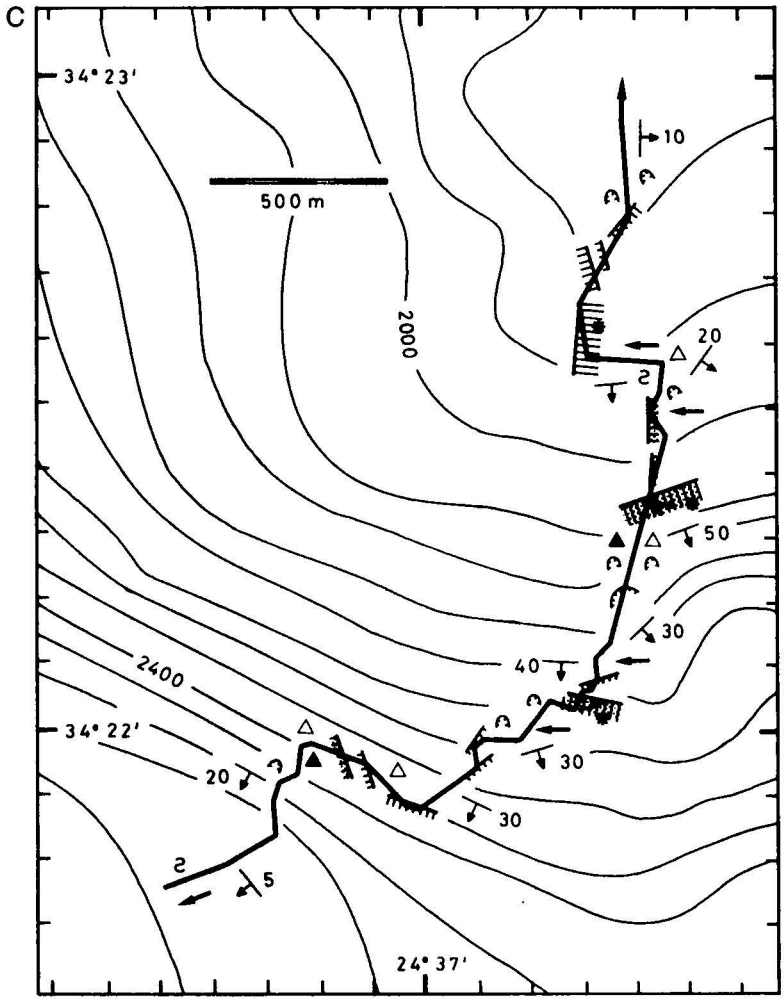
dées. La direction des escarpements, nettement oblique par rapport à celle de la pente générale, suggère pour ceux-ci une origine tectonique. Enfin, au-dessus de 2.350 m, des éponges fossiles fixées sur les parois ont été observées et l'une d'entre elles a été prélevée (H4-39-5).

La troisième partie, de 15 h 40 à 17 h 20, suit une longue pente envasée entrecoupée de petits affleurements très fracturés. D'importantes niches d'arrachement montrent une coupe de sédiments superficiels sur plus d'un mètre de hauteur : la carapace qui a été prélevée (H4-39-7), surmonte une couche de 20 cm de marnes blanches reposant par un contact irrégulier et assez flou sur une couche marron surmontant à nouveau des marnes blanches. Les affleurements de roches massives (Atlas : H4-39, Ph. 2) ont souvent leur surface couverte d'éponges, dont une a été prélevée (H4-39-8). Un complexe de falaises fracturées d'une cinquantaine de mètres de hauteur montre également une roche massive, très encroûtée et couverte d'éponges. Des stries verticales pourraient être d'origine tectonique. Un second complexe de falaises de direction générale NS est fracturé suivant deux directions : N 70° et N 150°.

La quatrième partie, de 17 h 20 à 18 h 33, conduit jusqu'au sommet. Une pente faible mène à une falaise NS, très envasée et couverte d'organismes fixés fossiles. Une éponge corrodée, couverte de Polypiers solitaires, a été prélevée (H4-39-9). Près du sommet, Cyana a heurté la falaise et de nombreux fragments de roches ont été retrouvés dans le carénage (H4-39-10). Au sommet, le paysage est très envasé, avec des arrachements superficiels et des formes d'"érosion" (entonnoirs, rigoles...) (Atlas : H4-39, Ph. 3).

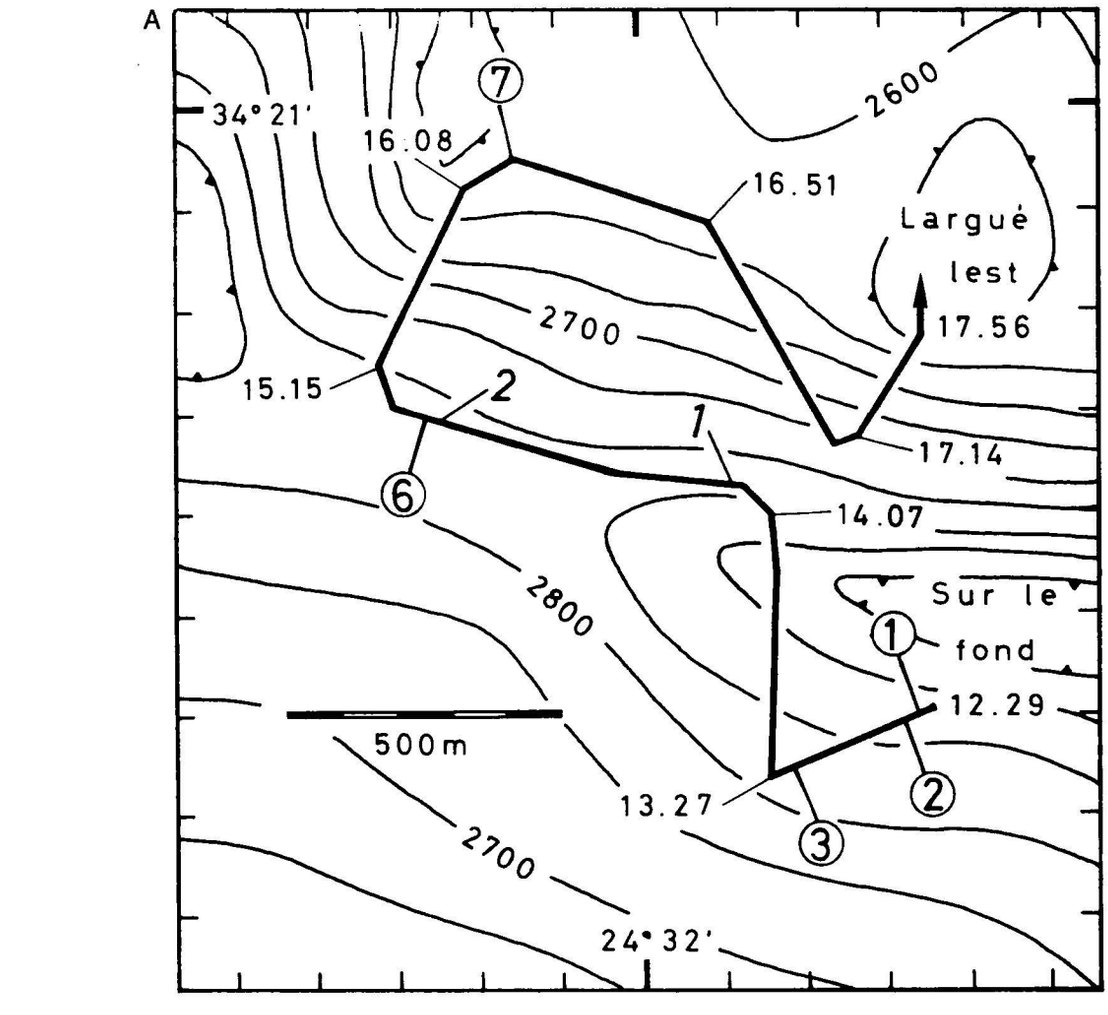
Du point de vue **lithologique,** les roches massives présentent assez rarement un modelé de surface en cannelures, mais ont plutôt un aspect très fracturé et bréchique, bien que celui-ci soit difficile à distinguer des concrétionnements. Les organismes fixés fossiles sont abondants. Les sédiments récents sont constitués de marnes blanches dans lesquelles s'intercale, 30 cm sous la surface, une couche marron (niveau sapropélique ?), le tout recouvert par la carapace et la vase récente. Ces formations sont affectées de glissements superficiels et les formations de pente sont fréquentes.

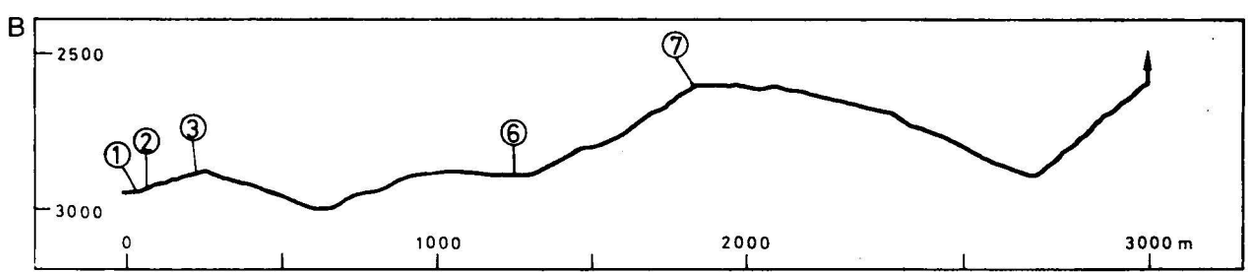
Du point de vue **tectonique,** l'envasement important ne permet pas d'exclure l'hypothèse de blocs glissés pour certains affleurements ; cependant, les falaises de hauteur importante sont indubitablement d'origine tectonique. La fracturation est assez intense mais son mécanisme n'apparaît pas clairement. Les directions dominantes, N 70° à 90° et N 150° à 180°, correspondent aux directions morphologiques de cette ride, qui se présente sur un profil sismique réflexion de la campagne Med du R/V Shackleton (Jongsma, 1975) comme une ride de socle acoustique de direction approximative N 50°.



La plongée H5-40 étudie successivement la base du mur externe, l'axe du **fossé de Poséidon** et le flanc S de la **colline de Castor** (Fig. I-1, I-3 et I-10, tab. I-7).

Fig. I-10 A.B.C. : Cartes de dépouillement et profil topographique, plongée H5-40.





La première partie de la plongée, de 12 h 49 à 14 h 07, à la base du mur externe, est recouvert de dalles disloquées de carapace, avec enduit noirâtre. Une de ces dalles a été prélevée (H5-40-1). A la faveur de la fracturation intense, le niveau sous-jacent apparaît : il s'agit de marnes blanches qui ont été également prélevées (H5-40-2 et H5-40-3). Le fond est marqué par des rides de quelques mètres de hauteur et des petits escarpements de direction N 90° à 110° ; des marnes ont été prélevées au pied de l'un d'entre eux (H5-40-4). A l'approche du fossé, les dalles de carapace sont de plus en plus petites et fracturées et se chevauchent. L'axe du fossé est constitué par un couloir de vase de 3 m de large environ, couvert de vase et de galets. La base du mur externe se présente comme un bourrelet de 30 à 50 cm de hauteur qui chevauche l'axe du fossé. Vers le N, au contraire, la pente est régulière et la carapace peu fracturée ; elle est entaillée par des niches d'arrachement et des couloirs d'éboulement.

La deuxième partie, de 14 h 07 à 16 h 17, suit la falaise formant le flanc S de la colline de Castor, puis monte jusqu'au sommet W. La falaise est formée d'une roche massive avec de grandes cannelures verticales et on peut y voir quelques traces de stratification. De nombreuses fractures sont visibles. On observe parfois une fine stratification ondulée, certains bancs étant en relief (Atlas : H5-40,

Ph. 2). Un fragment en relief a ainsi pu être arraché (H5-40-6). En montant, le modelé en cannelures se raréfie et fait place à un aspect conglomératique. De place en place, les cannelures réapparaissent, ce que l'on peut interpréter comme la mise en contact tectonique de différents niveaux de la série, présentant des aspects différents. Certains surplombs ont parfois l'aspect de failles inverses mais il pourrait s'agir de la base de gros blocs éboulés. La falaise est très envasée (Atlas : H5-40, Ph. 1), elle est couverte, au-dessus de 2.650 m, de Polypiers et de Spongiaires fossiles, dont un échantillon a été prélevé (H5-40-7).

La troisième partie, de 16 h 17 à 17 h 56, traverse le col entre les deux sommets de la colline de Castor pour retrouver le bord de la falaise. Au sommet, le modelé en cannelures est présent puis, en descendant, il disparaît pour laisser place à un faciès d'aspect bréchique. La pente générale se présente comme une alternance de ressauts et de fortes pentes élémentaires envasées d'où émergent des Spongiaires fossiles. La roche est souvent très fracturée. La remontée jusqu'au sommet s'effectue dans le même paysage, jusqu'à une surface presque horizontale, couverte de vase de laquelle émerge des Spongiaires.

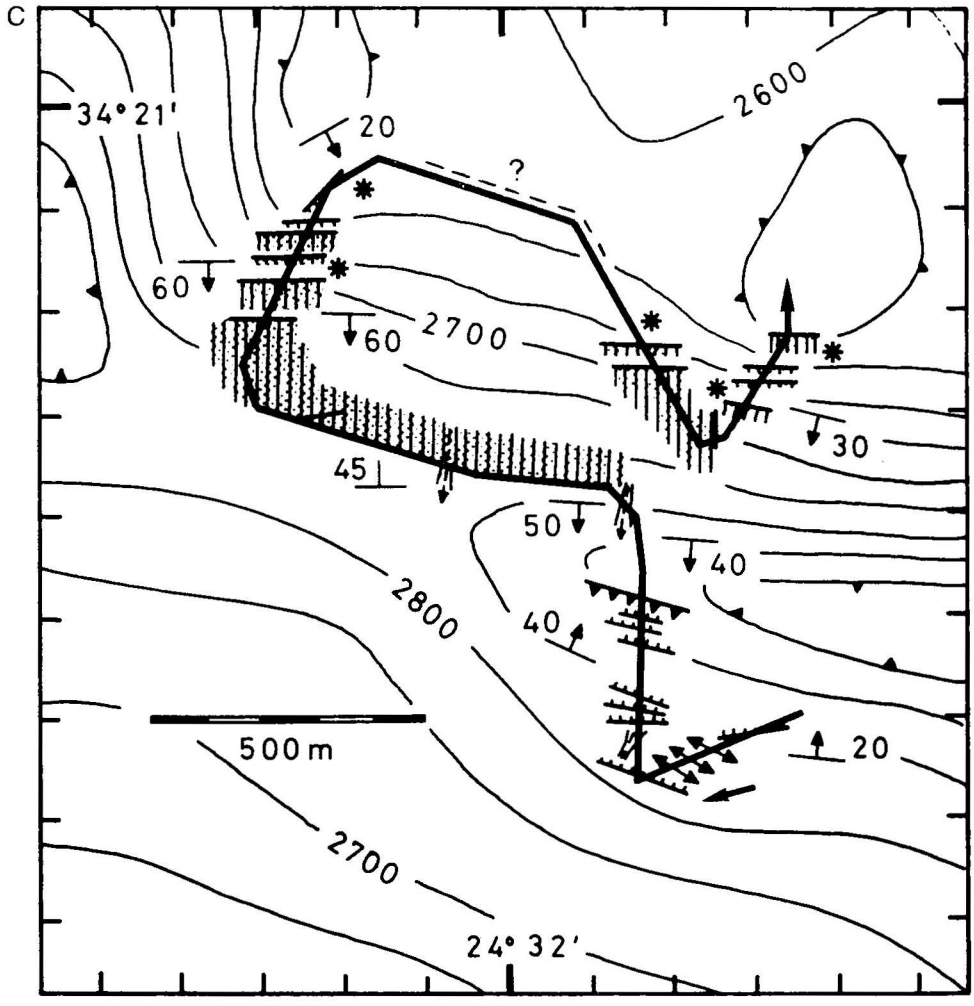
Sur le mur externe, la succession **lithologique** est la suivante, de haut en bas : une carapace de 2 à 3 cm d'épaisseur, recouverte d'un enduit noirâtre (H5-40-1), puis une marne semi-indurée blanche (H5-40-3) et enfin une marne blanche molle (H5-40-2), dont une section d'un mètre a été observée. Les faciès constituant les falaises du flanc S de la colline de Castor peuvent être regroupés en trois types :

— *un faciès massif,* avec peu de joints de stratification, avec un modelé de surface en cannelures, colonnes, piliers...

— *un faciès finement stratifié,* avec parfois des lits onduleux ou des petits bancs en relief (H5-40-6) mettant en évidence une différence de résistance à l'érosion ;

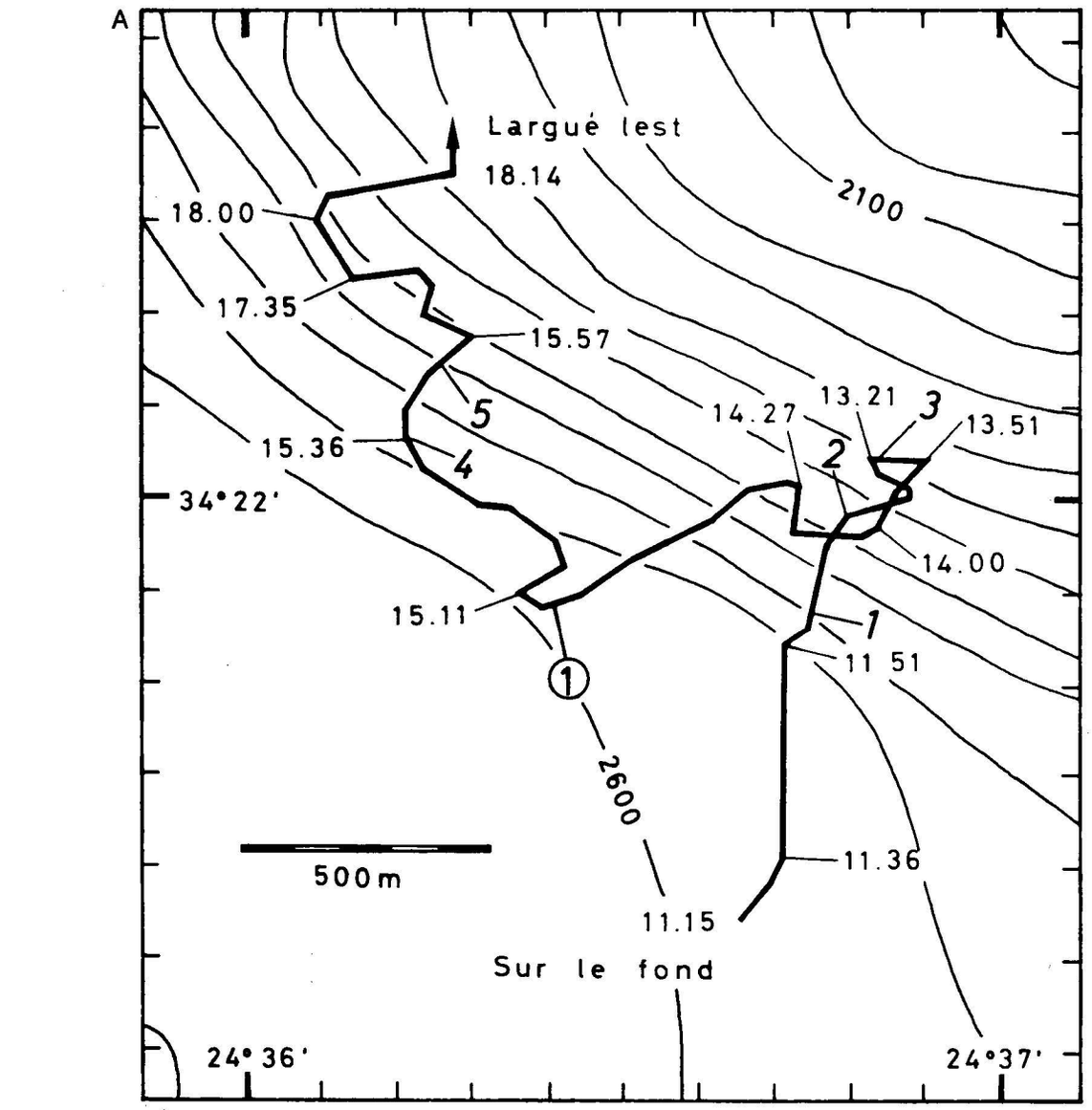
— *un faciès d'allure conglomératique à bréchique,* parfois dû simplement aux organismes fossiles qui incrustent la paroi.

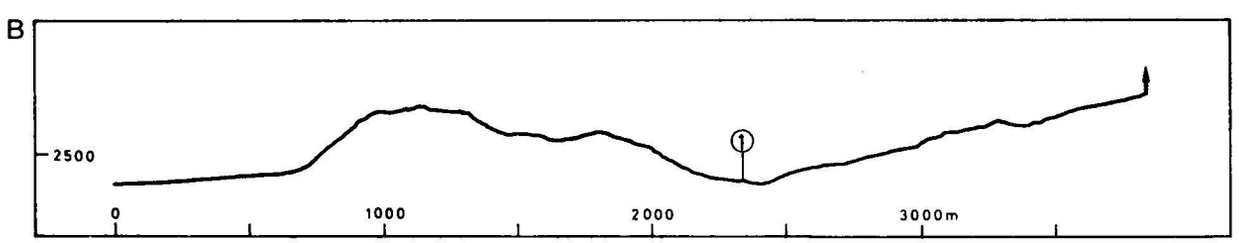
Du point de vue **tectonique,** le mur externe présente des traces de raccourcissement très claires : carapace intensément fracturée en dalles se chevauchant les unes sur les autres, bourrelet de marnes et de dalles de carapace chevauchant l'axe du fossé. Par contre, le flanc S de la colline de Castor ne montre guère de déformations récentes. Les falaises correspondent probablement à des failles, bien qu'aucun indice microtectonique n'ait été observé, et que de nombreuses fractures les recoupent, sans qu'un mécanisme tectonique se dégage clairement. L'absence d'éboulis frais à leur base indique qu'elles ne sont pas actives actuellement.



La plongée H6-41 étudie le mur interne du **fossé de Poséidon,** depuis sa base à 2.250 m jusqu'à 2.250 m (fig. I-1, I-3 et I-11, tab. I-1).

Fig. I-11 A.B.C. : Cartes de dépouillement et profil topographique, plongée H6-41.





La première partie de la plongée, de 11h 15 à 12 h 13, monte le long d'une pente envasée, avec terriers, accidentée de rides assymétriques. Cette pente, d'abord faible, augmente et des arrachements superficiels apparaissent. Une succession de couloirs d'éboulement (Atlas : H6-41, Ph. 1) suit la ligne de plus grande pente.

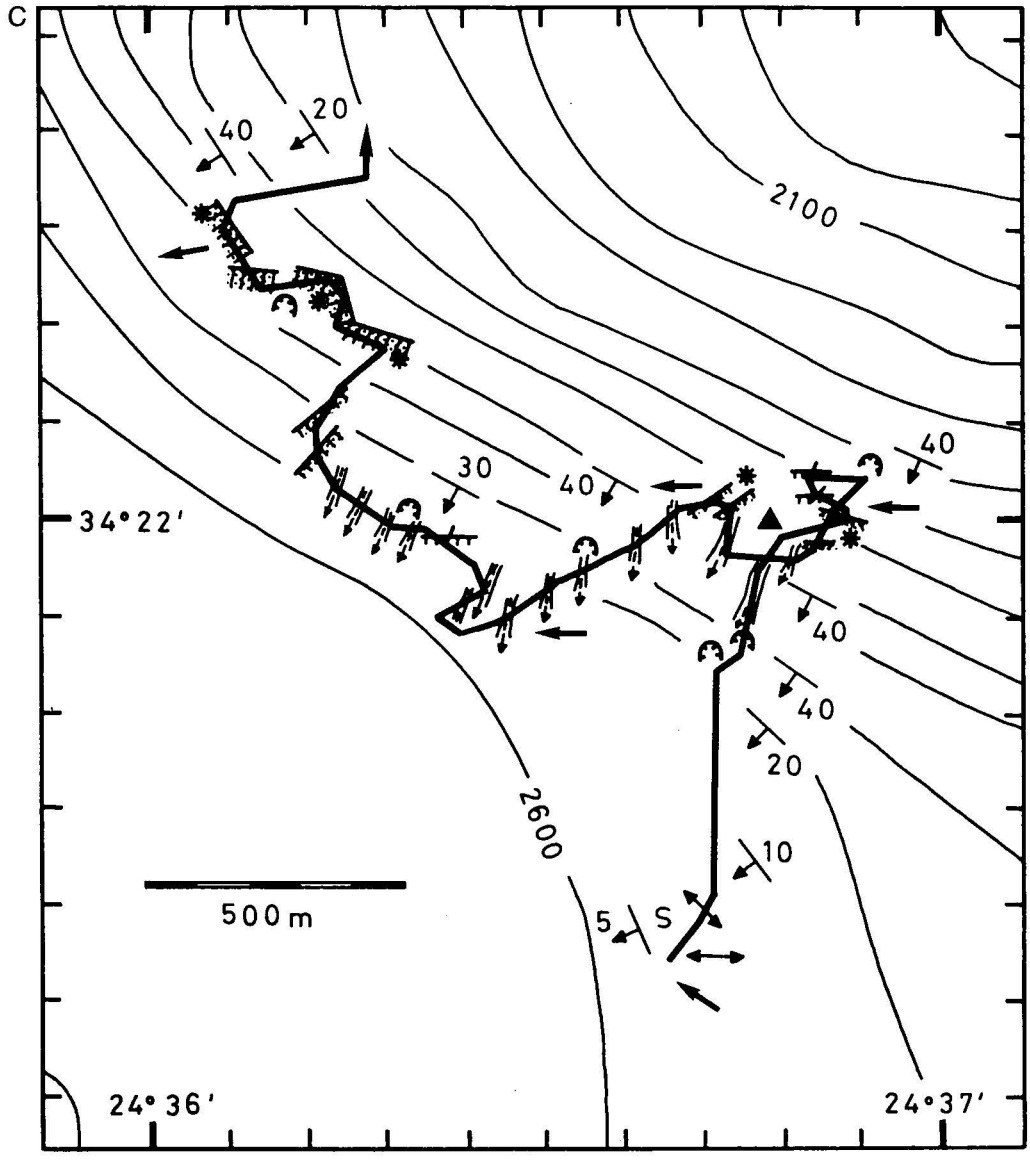
La deuxième partie, de 12 h 13 à 15 h, examine un ensemble de petites falaises présentant un faciès massif et un modelé de surface comparable à celui observé lors de la plongée H2-37 : cannelures, cupules, colonnes, et parfois même draperies à bord festonné accrochées aux parois (Atlas : H6-41, Ph. 2). La fracturation semble peu intense ; des fractures N 30° en particulier déterminent des entailles et des décalages dans les parois principales, dirigées N 90° à 110° (Atlas : H6-41, Ph. 3). En redescendant à la base du mur interne, la pente de vase est à nouveau entaillée par de

nombreux couloirs d'éboulement; dans un de ceux-ci, un prélèvement du sédiment superficiel a été effectué (H6-41-1).

La troisième partie, de 15 h 11 à 18 h 14, retrouve, après une courte pente (Atlas : H6-41, Ph. 4), un complexe de falaises avec le modelé de surface en cannelures. Sur une paroi, une caverne de 1,5 m de hauteur est constituée d'un toit de "formations de pente" indurées soutenu par des piliers intensément sculptés (Atlas : H6-41, Ph. 5). De nombreuses fractures N 30° découpent les falaises de direction N 90° à 100°. Un second groupe de falaises est orienté N 150° à 170°, avec un regard W. A partir de − 2.400 m, de nombreux organismes fixés incrustent les parois. Des bancs ondulés sont parfois en relief. La plongée se termine dans un paysage identique de falaises E-W et N-S, entrecoupées de couloirs d'éboulement.

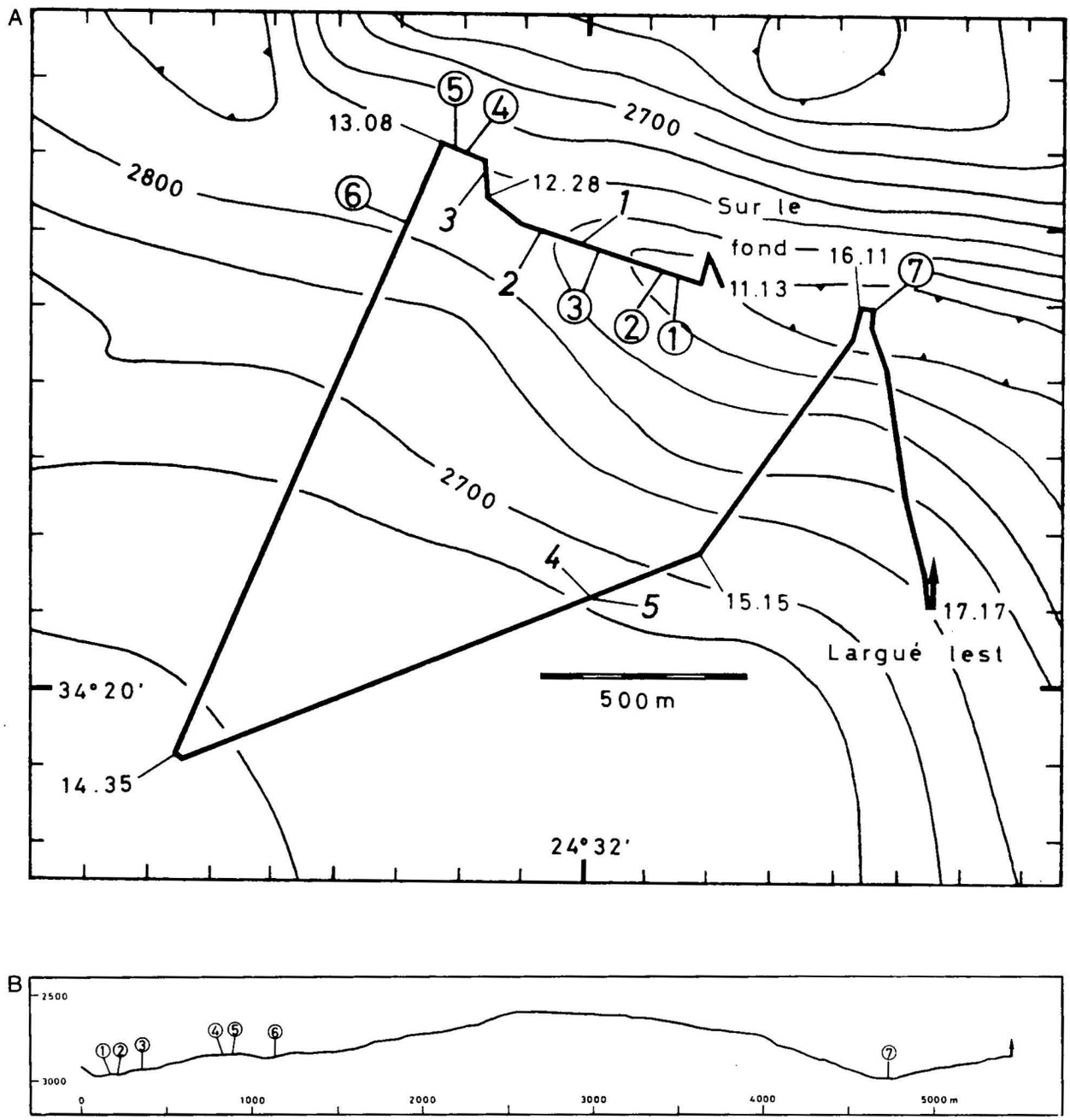
On retrouve la même succession **lithologique** des sédiments récents que lors de la plongée H4-39. Les roches se présentent ici sous deux faciès : le plus fréquent est massif, avec un modelé de surface en cannelures, colonnes, cavernes... et le plus rare est finement stratifié, avec parfois des petits bancs en relief. Enfin, un troisième faciès a été attribué à des formations de pente consolidées, sculptées en colonnes, festonnées... Les surfaces sont généralement couvertes d'un enduit noirâtre et des organismes fixés fossiles ont été observés au-dessus de 2.400 m.

Du point de vue **tectonique,** peu d'indices de déformations récentes ont été observées ; quelques failles d'aspect inverse semblent plutôt attribuables à des blocs glissés. Deux failles N 30° ont été observées; elles décalent le sédiment superficiel de quelques dizaines de cm, le compartiment E étant abaissé. Les falaises suivent trois directions principales : N 30°, N 90° à 100 ° et N 150° à 180°. La direction N 30° apparaît clairement dans la morphologie à l'échelle de la carte et pourrait correspondre, ainsi que la direction N 150° à 180°, à des décrochements respectivement senestres et dextres. Les couches, parfois, basculées de 20 à 30° vers le S ou le SE, sont le plus souvent horizontales ; si bien que la déformation d'ensemble paraît assez faible.



La plongée H7-42 étudie l'axe du **fossé de Poséidon** et le mur externe (fi.g I-1, I-13 et I-12, tab. I-1).

Fig. I-12 A.B.C. : Cartes de dépouillement et profil topographique, plongée H7-42.



La première partie de la plongée, de 11 h 13 à 12 h 28, suit sur 500 m environ la base du mur externe, dont la surface est couverte de dalles de carapace disloquée ; trois échantillons y ont été prélevés (H7-42-1, H7-42-2 et H7-42-3). La fracturation suit fréquemment un réseau de directions N 10° à 30° et N 150° à 170°. Une de ces fractures dirigée N 160° montre un jeu décrochant dextre indubitable. Des rides, des petits anticlinaux et des petits plis à charnière cassée suivent une direction N 110° à 120° (Atlas : H7-42, Ph. 2). L'axe du fossé est un couloir à fond plat, couvert de vase, de quelques mètres de largeur. Il est chevauché par un bourrelet de marnes et de dalles de carapace disloquée, qui constitue la base du mur externe (Atlas : H7-42, Ph. 1). Le talus N, au contraire, est couvert d'une carapace légèrement fissurée mais non disloquée. Le fond du fossé n'est affecté que par quelques petites rides parallèles à l'axe du fossé, qui devient parfois très étroit, la base du mur externe chevauchant même directement le talus N.

Observateur : J. ANGELIER

Plongée H7-42

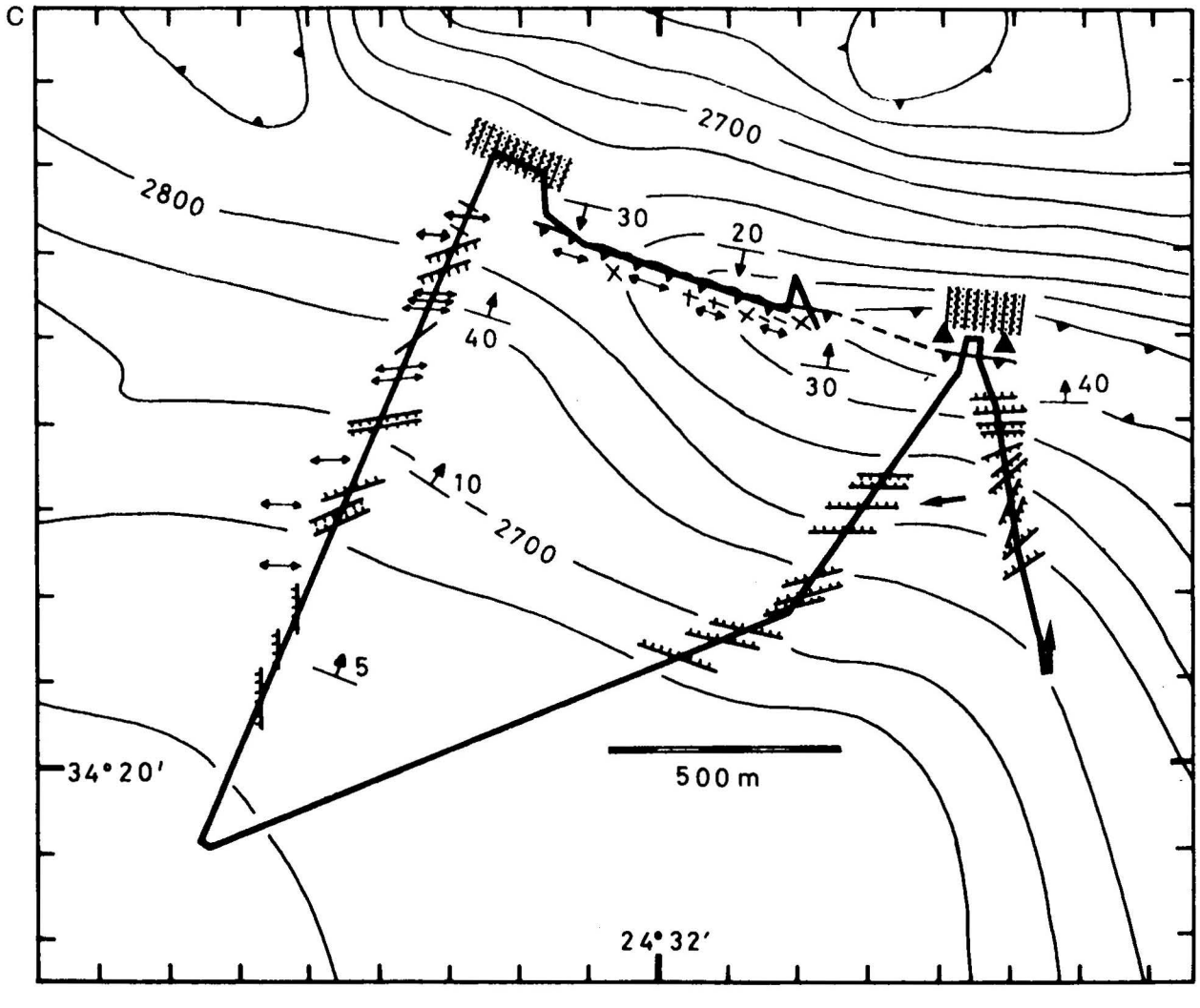
La deuxième partie, de 12 h 28 à 13 h 08, examine la falaise formant le flanc S de la **colline de Castor,** formée d'une roche massive, avec un modelé de surface en grandes cannelures verticales. Des fractures ouvertes sont remplies de débris recimentés. Au pied de la paroi, deux blocs soudés sur des dalles de carapace ont été prélevés (H7-42-4 et H7-42-5) (Atlas : H7-42, Ph. 3).

La troisième partie, de 13 h 08 à 14 h 35, monte le long du mur externe jusqu'à 2.600 m. Après la traversée du fossé, on retrouve la base du mur externe, avec sa carapace disloquée et des rides dirigées N 110°. Une dalle de carapace a été prélevée (H7-42-6). Puis, on traverse une succession de petites combes avec des escarpements à regard S, puis N. Le fond devient ensuite plus plat et envasé et les ressauts se raréfient.

La quatrième partie, de 14 h 35 à 17 h 13, revient vers l'axe du fossé. Après avoir parcouru une vaste surface de vase subhorizontale, on atteint un escarpement de direction N 110°, de pendage 80° N et à regard N (Atlas : H7-42, Ph. 4); la présence d'une portion de miroir portant des stries de pitch 70° E (Atlas : H7-42, Ph. 5) montre qu'il s'agit d'une faille normale légèrement décrochante dextre. Sa hauteur est de 3 m environ et des éboulis très frais à sa base montrent que cette faille est récente. Puis, on recoupe plusieurs escarpements à regard N, dirigés N 60° et N 110°, avant d'atteindre l'axe du fossé. La base de la falaise limitant au S la colline de Castor présente un aspect conglomératique. D'énormes blocs éboulés en tapissent le pied. L'ensemble évoque un mélange tectonosédimentaire récent. Un échantillon est prélevé dans cette formation (H7-42-7), puis on remonte à nouveau la pente S (mur externe), très fracturée, avec des escarpements à regard S puis N. La direction N 60° est assez fréquente, avec des indices de jeu décrochant senestre, puis le paysage devient à nouveau de plus en plus envasé.

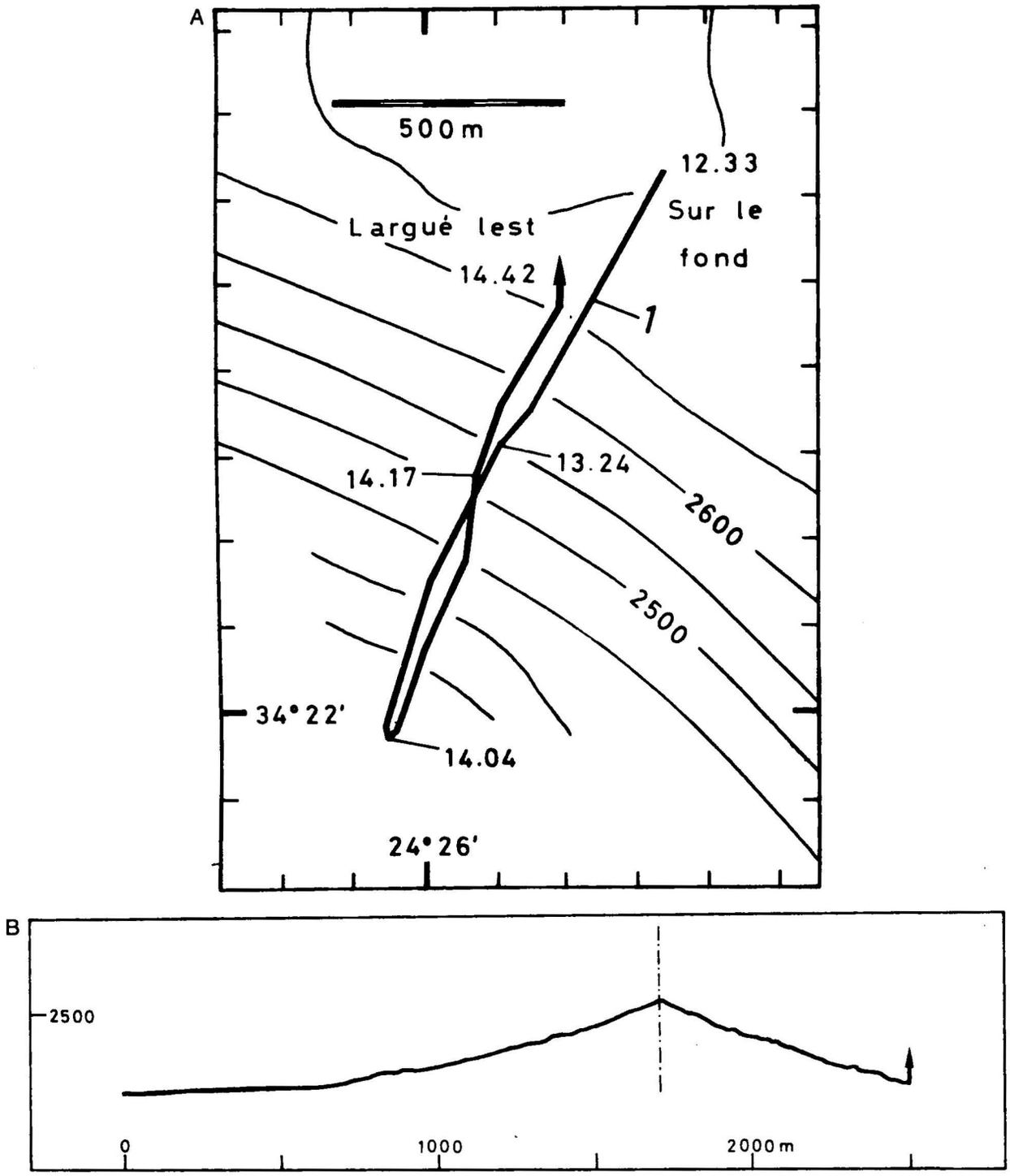
On retrouve ici la même succession **lithologique** des sédiments récents que lors des plongées précédentes. Le modelé en cannelures des roches massives formant la colline de Castor est à nouveau observé, mais une formation chaotique, qui pourrait évoquer un mélange tectonosédimentaire, a été découverte.

Du point de vue **tectonique,** la déformation du mur externe montre un mécanisme assez clair. Le bourrelet débordant sur l'axe de la fosse correspond à un chevauchement, dont la portée minimum est de quelques mètres, d'après les indentations de son front. Les déformations affectant la carapace sont cohérentes et correspondent à un raccourcissement assez important, la surface totale des dalles disloquées excédant largement la surface horizontale du fond. L'ensemble des déformations est compatible avec une contrainte compressive maximale dirigée N 20° à 30°. Cette tectonique est, en outre, très récente.



La plongée H8-43 effectue une coupe de la partie inférieure du mur externe du **fossé de Poséidon,** au SW de la **colline de Pollux** (fig. I-1, I-3 et I-13, tab. I-1).

Fig. I-13 A.B.C. : Cartes de dépouillement et profil topographique, plongée H8-43.



La première partie de la plongée, de 12 h 33 à 14 h 04, monte le long du mur externe de 2.700 à 2.300 m. La topographie du fond est irrégulière, avec quelques petits affleurements de marnes blanches. La carapace ne semble pas importante et des blocs au pied des ressauts sont généralement couverts d'un enduit noirâtre. Comme au S de la colline de Castor (plongées 5-40 et 7-42), le courant est ici dirigé vers l'W. Quelques rides de grande longueur d'onde sont dirigées N 120°. Un premier complexe d'escarpements à regard NE, constitué dans le détail et haut de 60 mètres environ. De nombreux blocs sont accumulés à son pied. Les escarpements bien dégagés montrent la succession suivante, de haut en bas : 20 à 30 cm de marne jaune clair, une fine couche marron foncé et une marne blanche. Après une courte pente de vase, on atteint un deuxième complexe d'escarpements marqué à sa base par un amoncellement de blocs rocheux de toutes tailles. Au sommet de l'escarpement, une paroi subverticale montre à

Observateur : D. KARIG

Plongée H8-43

l'affleurement un complexe sédimentaire remanié, évoquant un mélange tectonosédimentaire, sur environ 3 mètres de hauteur. Des blocs de tailles et de couleurs diverses (jaune clair, brun, blanc...), ayant souvent la forme de lentilles allongées, sont emballés dans une matrice marneuse blanche (Atlas : H8-43, Ph. 1). De petites failles panaméennes coupent la couche superficielle. Elles sont antérieures à la pente actuelle car le sens du mouvement est dirigé vers le sommet actuel. D'autres petits escarpements montrent à nouveau des marnes blanches, avec quelques fractures, puis le fond devient plus plat et calme.

La deuxième partie, de 14 h 04 à 14 h 42, revient vers l'axe du fossé, presque par le même trajet qu'à la montée. Les mêmes structures ont été rencontrées.

Du point de vue **lithologique,** la séquence est la suivante : 20 à 30 cm de marne blanche surmontent une couche marron foncé de 5 cm d'épaisseur, le contact entre les deux est flou. Dessous, affleure à nouveau une marne blanche consolidée. L'encroûtement superficiel, vu ailleurs, n'est pas présent partout, mais l'enduit noirâtre recouvre par contre tous les sédiments semi-consolidés à consolidés.

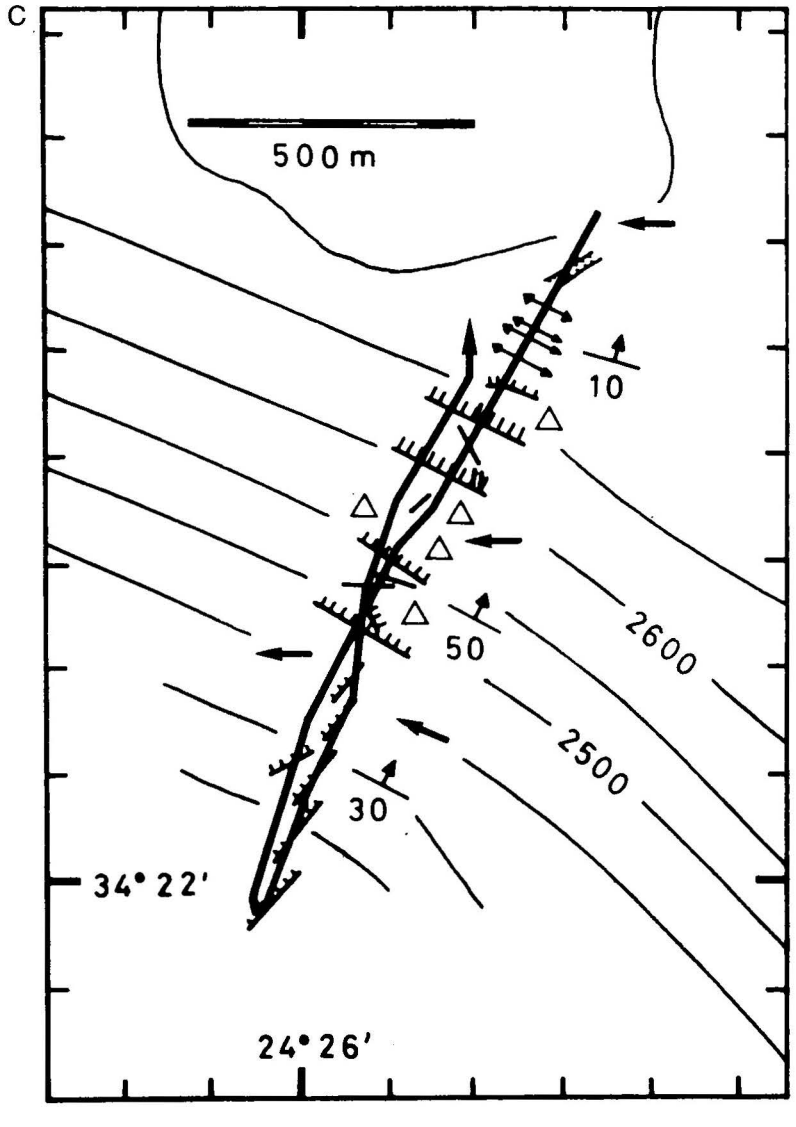
Du point de vue **tectonique,** les structures observées se répartissent en trois types :

— des *rides compressives* de direction N 120° et de possibles *failles inverses* à la base des deux complexes d'escarpements ;

— des *failles normales* et peut-être *décrochantes,* avec le compartiment N ou W effondré ;

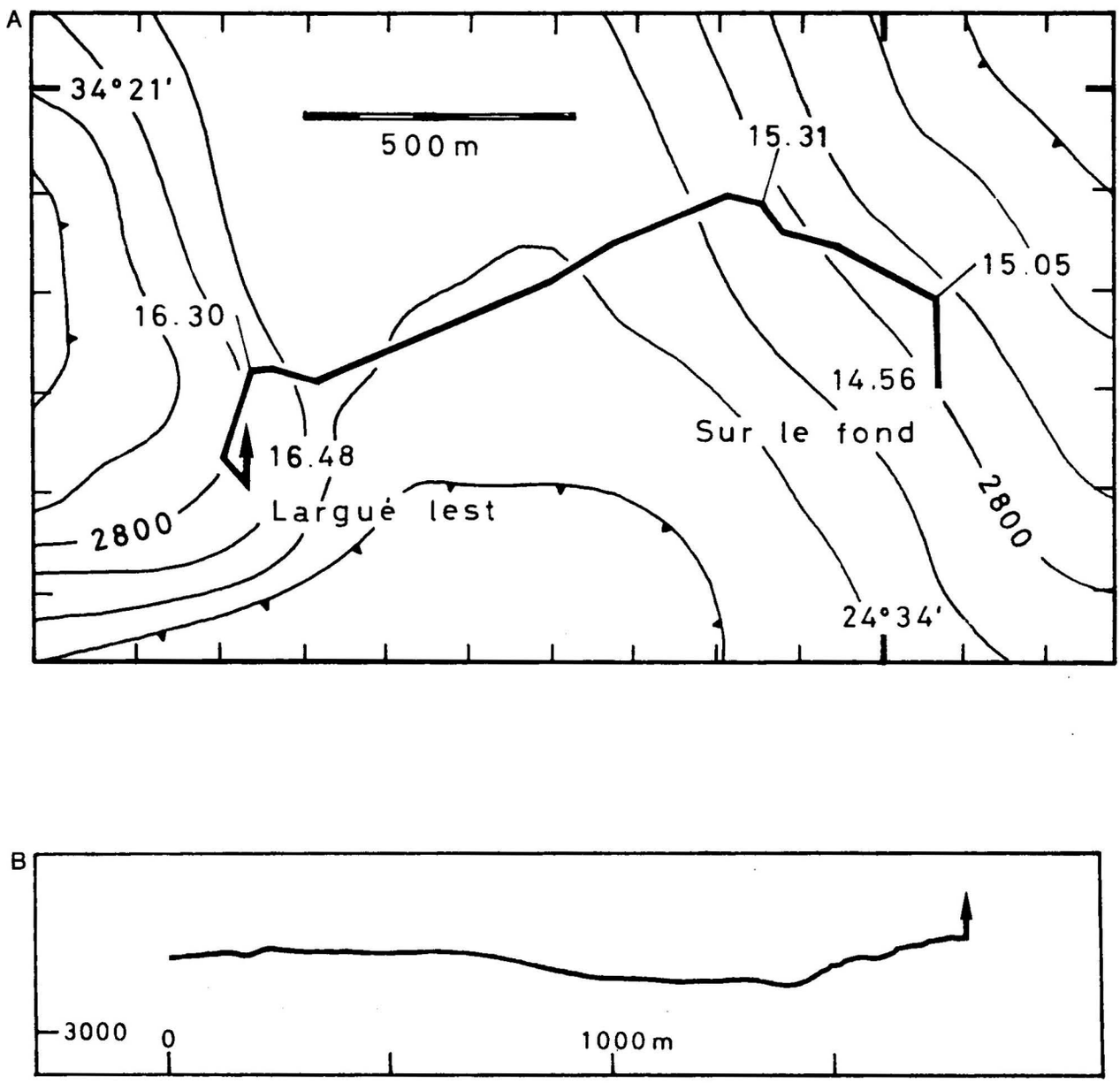
— des *failles panaméennes* et des *glissements gravitionnels* associés à la pente actuelle ou à une pente ancienne descendant vers le S.

Il est clair que les déformations observées ici sont plus anciennes que celles observées au S de la colline de Castor (plongées 5-40 et 7-42) ; cependant, des déformations compressives se sont produites dans cette zone, comme l'atteste le complexe tectonosédimentaire observé au sommet du premier escarpement. Les structures sédimentaires observées n'ont pas été reconnues au cours d'autres plongées. Seules les déformations compressives peuvent expliquer l'étirement des lentilles, à la manière de ce qui se produit à la base des nappes de charriage. Bien qu'aucun sens de mouvement n'ait été observé, l'étirement des blocs s'est fait dans un plan horizontal et suggère donc la présence d'un plan de cisaillement subhorizontal.



La plongée H9-44 traverse la branche NW-SE du **fossé de Poséidon** et examine la base de la **colline de Castor** (fig. I-1, I-3 et I-14, tab. I-1).

Fig. I-14 A.B.C. : Cartes de dépouillement et profil topographique, plongée H9-44.



Observateur : G. GLAÇON

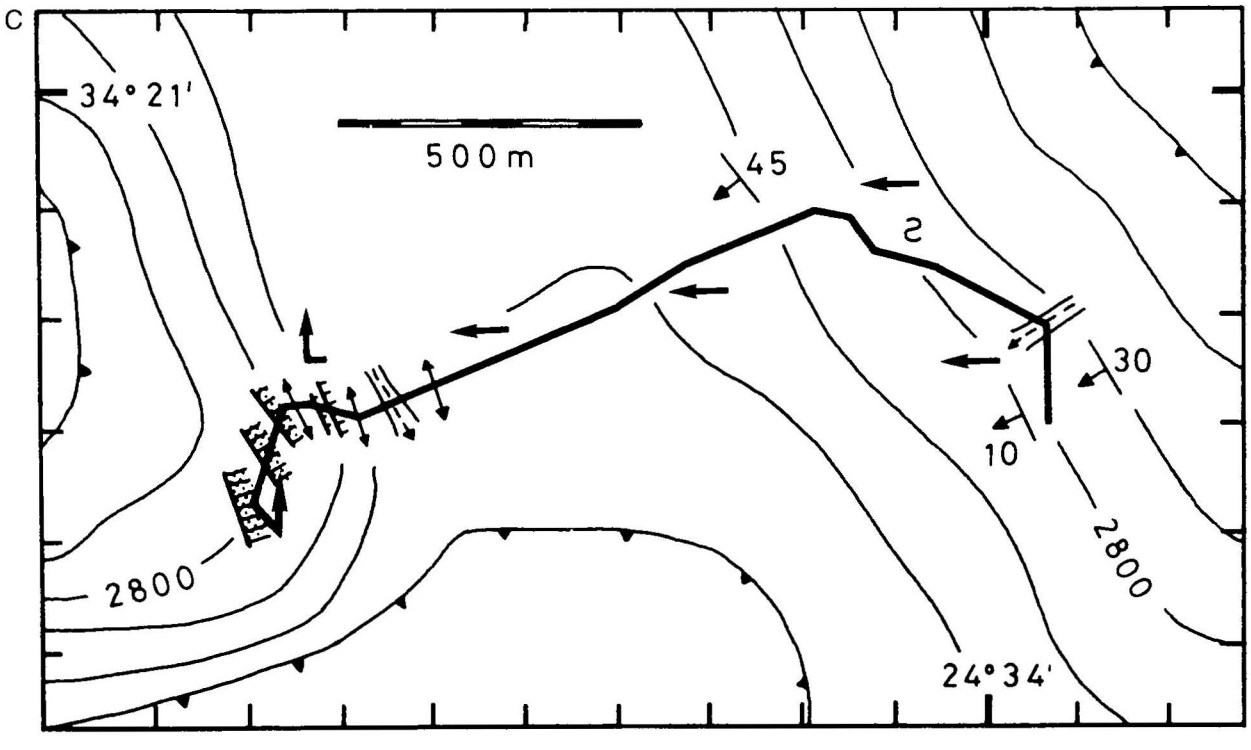
Plongée H9-44

La première partie de la plongée, de 14 h 56 à 16 h 30, dont l'objectif premier était de récupérer une balise, libère celle-ci et rejoint le flanc E de la colline de Castor. Le fond se présente comme une surface plane subhorizontale, couverte de boue à Ptéropodes. Des rides de courant N-S attestent la présence d'un courant vers l'W. Quelques traces animales et des débris d'organismes parsèment le fond. Après une forte descente, le paysage change : la carapace superficielle disloquée apparaît sur un dôme, puis on remonte en suivant une succession de petits ressauts. Un dôme montre à son sommet une cassure parallèle à son allongement, ainsi que la carapace disloquée. A l'approche de la falaise, on note la présence d'un courant ascendant.

La deuxième partie, de 16 h 30 à 16 h 48, étudie la base des falaises formant le flanc E de la colline de Castor. Une première falaise de 10 m de hauteur, dirigée N 150°, montre un faciès massif à cannelures verticales. De la pente de boue à Ptéropodes sortent des dalles d'encroûtement ainsi que des Polypiers. Les traces de courant, de disposition anarchique, montre la présence de turbulences. La seconde falaise montre un faciès moins massif, avec un modelé de surface à colonnes, cannelures... Puis la pente, très forte, présente également ce modelé évoquant un processus de dissolution (festons, trous, cupules), affectant probablement des formations de pente consolidées. La troisième falaise est ornée de dalles en surplomb festonnées, comme des draperies accrochées à la paroi. La dissolution semble parfois souligner une stratification.

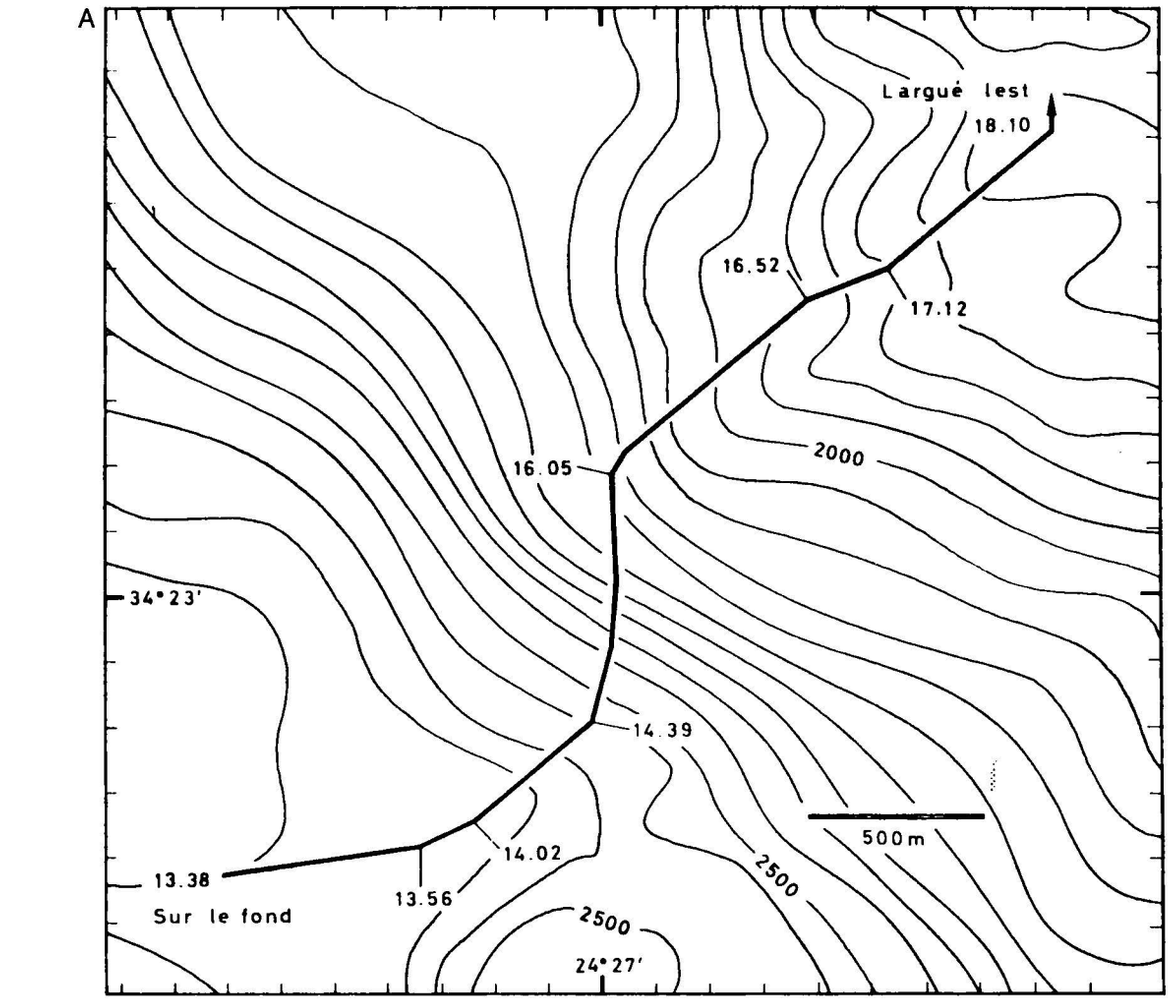
Du point de vue **lithologique,** il est clair que dans les zones d'accumulation sédimentaire, la vase à Ptéropodes masque souvent une carapace indurée, qui apparaît à la faveur des déformations. Les falaises bordant à l'E la colline de Castor semblent présenter plusieurs faciès : faciès massif à cannelures, faciès moins massif et plus affecté par la dissolution, sous forme de draperies festonnées..., ces dernières pouvant être considérées comme des formations de pente consolidées. Enfin, cette région est marquée par un fort courant vers l'W qui se transforme en un courant ascendant lorsqu'il butte contre les falaises de la colline de Castor.

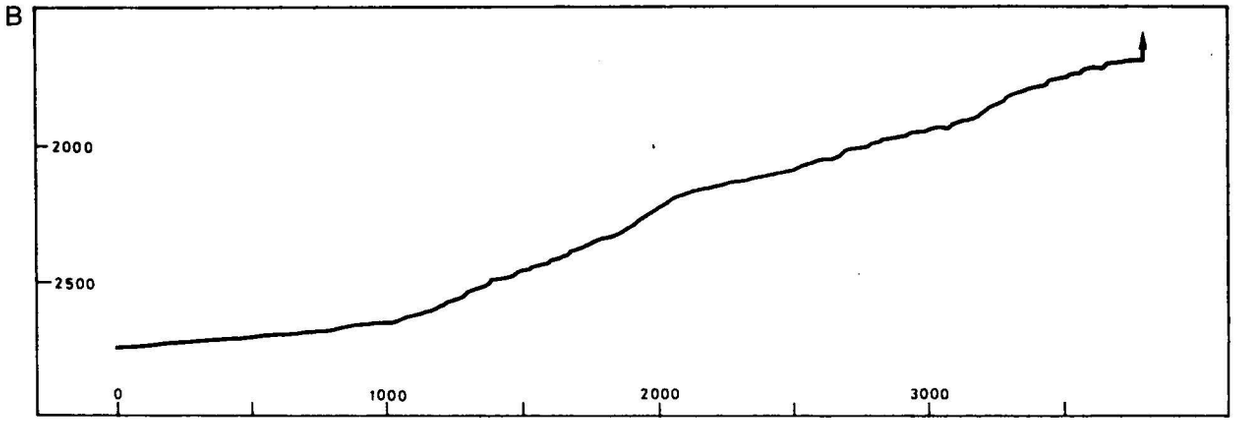
Du point de vue **tectonique,** aucun indice de tectonique active n'a été observé, hormis la fracturation des dômes à leur sommet.



La plongée H10-45 effectue une coupe depuis le **fossé de Poséidon** jusqu'au sommet de la **colline de Pollux** (fig. I-1, I-3 et I-15, tab. I-2).

Fig. I-15 A.B.C. : Cartes de dépouillement et profil topographique, plongée H10-45.





La première partie de la plongée, de 13 h 38 à 14 h 39, atteint la base de la colline de Pollux. Le fond du fossé est une vaste plaine couverte de vase où quelques rides et quelques affleurements chaotiques montrent un empilement de dalles de carapace superficielle. Dessous, affleure, à la faveur des cassures, une marne beige puis blanche. La pente augmente ensuite et quelques arrachements et blocs éboulés apparaissent. De gros blocs hétérométriques de nature conglomératique bousculent des dalles de carapace à leur base.

La deuxième partie, de 14 h 39 à 16 h 05, étudie la base de la colline de Pollux. Une pente assez forte de vase parsemée de dalles de carapace glissées est entrecoupée de petits ressauts rocheux de 2 à 5 m de hauteur. La roche semble conglomératique, mais les concrétionnements et les organismes fixés en masquent parfois la structure. Des Spongiaires émergent de la vase, montrant que la roche dure est couverte seulement de quelques centimètres de vase.

Observateur : J. DERCOURT

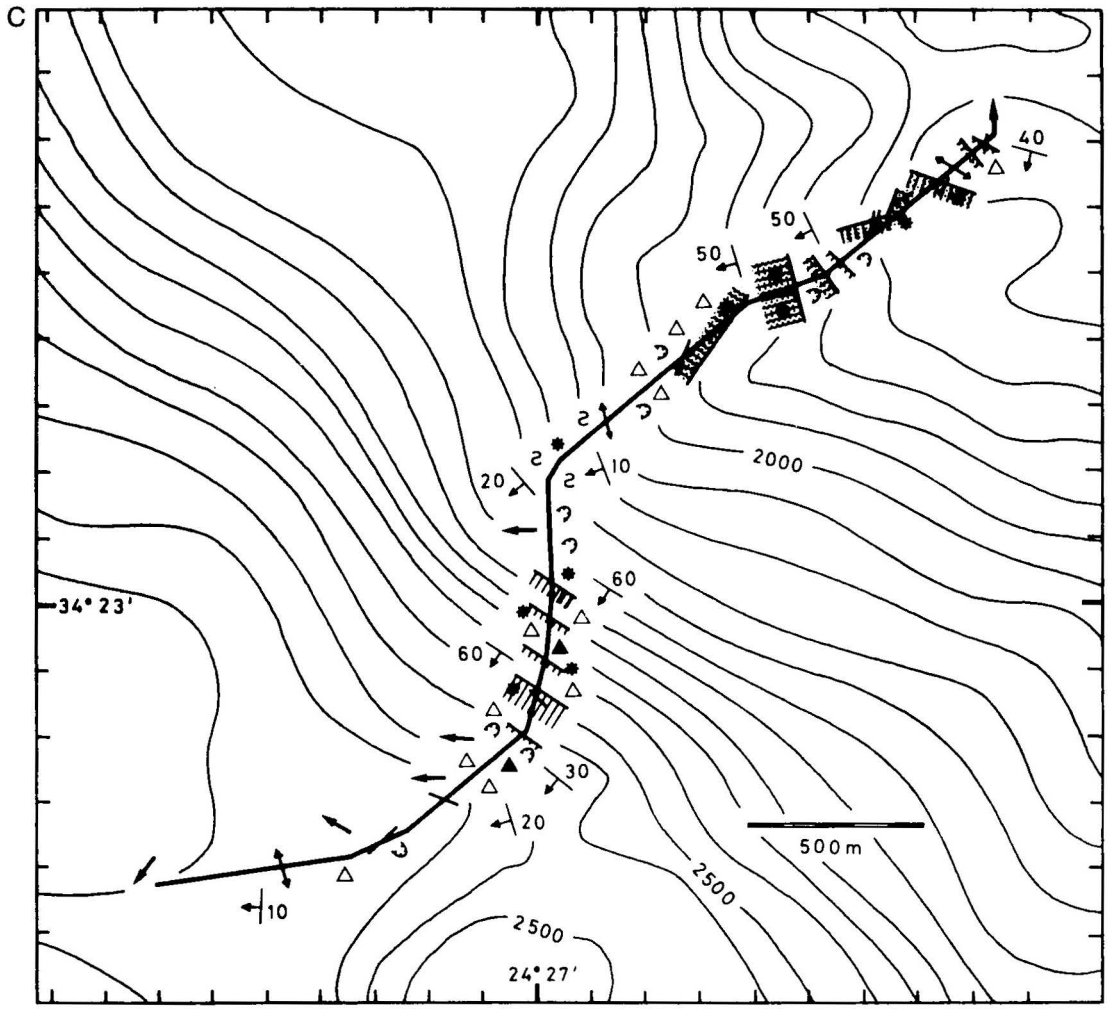
Plongée H10-45

La troisième partie, de 16 h 05 à 16 h 52, monte en suivant une longue pente de vase couverte de traces animales avec quelques glissements et quelques blocs. La carapace superficielle est toujours présente, mais beaucoup moins disloquée que précédemment.

La quatrième partie, de 16 h 52 à 18 h 10, accède au sommet de la colline de Pollux. La pente est maintenant constituée d'une succession de falaises subverticales. La paroi présente un modelé en cannelures et piliers et de nombreux organismes fossiles y sont fixés. Les falaises, de 10 à 50 m de hauteur, sont entrecoupées de fortes pentes envasées, desquelles ressortent des Spongiaires. Une stratification plongeant de 30° vers le N ou le NE est parfois visible. Par endroits, la roche semble conglomératique. Quelques fractures N 30° déterminent des rentrants ou des petits décalages dans la falaise. Au sommet de la colline, assez arrondi, affleure une roche à aspect conglomératique, avec un débit en colonnes très marqué.

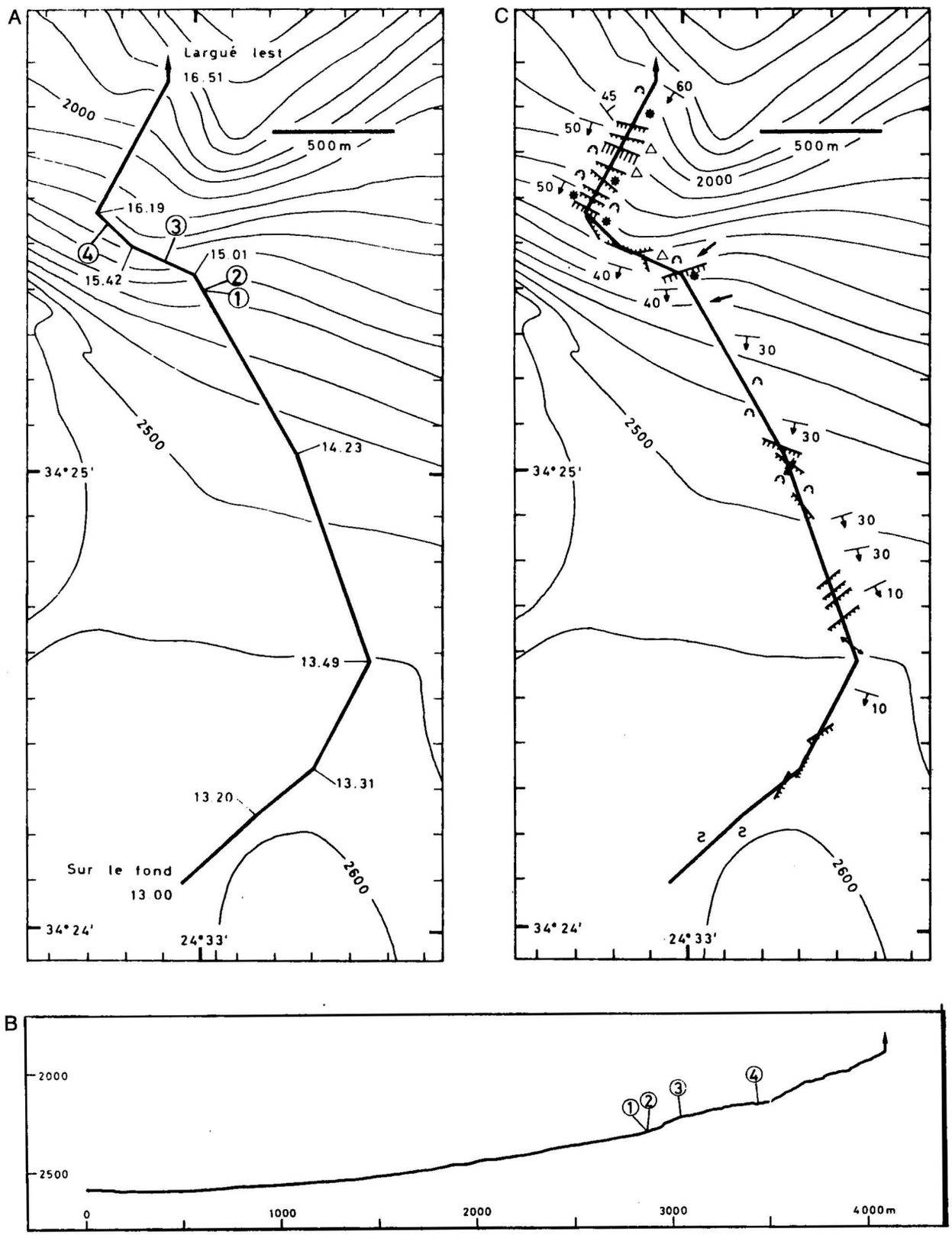
Du point de vue **lithologique,** les sédiments superficiels sont constitués de marnes blanches puis brunes, recouvertes par une carapace et son enduit noirâtre. Des blocs éboulés et quelques affleurements au sommet de la colline de Pollux sont de nature indiscutablement conglomératique. Il peut s'agir soit de conglomérats appartenant à la formation formant la colline, soit d'une formation de type "cap rock" si cette colline est un diapir. Les roches massives montrent un modelé de surface en cannelures et piliers.

Du point de vue **tectonique,** le mécanisme des déformations observées dans la carapace n'est pas clair, et la plupart de celles-ci semblent imputables à la gravité. De nombreuses petites failles d'aspect inverse ou normal peuvent s'expliquer aussi bien par un mécanisme de glissement de type panaméen sur le flanc S de la colline que par un racourcissement d'origine tectonique. Toujours est-il que cette zone est active, ceci étant lié soit à une compression tectonique approximativement NS, soit à la surrection du diapir si cette colline est effectivement d'origine diapirique. Il est vraisemblable que les deux phénomènes soient intervenus simultanément comme le suggère la dissymétrie de cette colline, dont le flanc S est plus relevé que le flanc N ; cette morphologie évoquant un diapir formé sous contrainte tectonique.



La plongée H11-46 étudie la base du mur interne du **fossé de Poséidon** (fig. I-1, I-3 et I-16, tab. I-2).

Fig. I-16 A.B.C. : Cartes de dépouillement et profil topographique, plongée H11-46.



Observateur : L.-E. RICOU

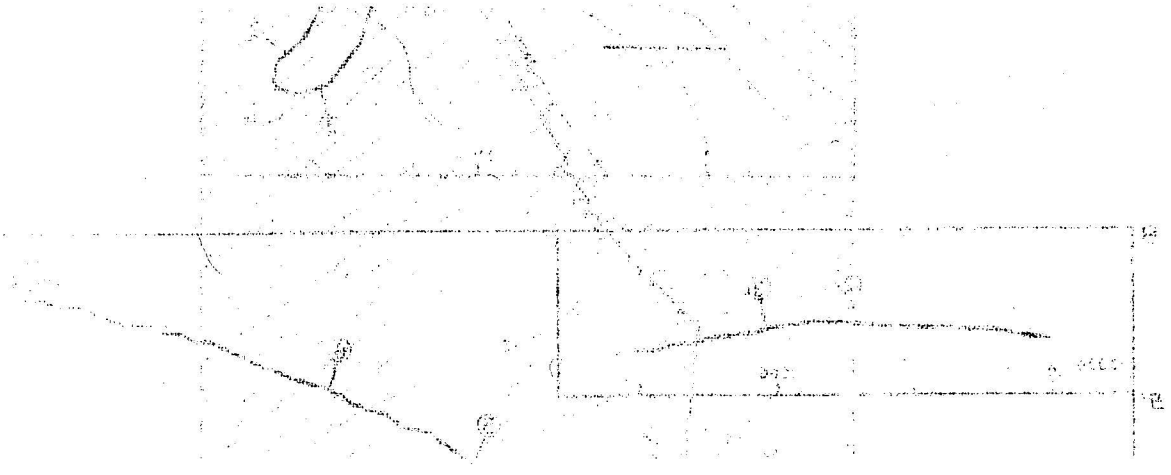
Plongée H11-46

La première partie de la plongée, de 13 heures à 15 h 01, atteint la base du mur interne. Le fond, très plat, est couvert d'une vase beige, avec par endroits des accumulations de graviers et de Ptéropodes, des terriers et des pistes animales. La surface est ensuite légèrement bosselée et coupée par quelques petits ressauts de un à deux décimètres de hauteur, de direction N 30° à 40°, le côté SE étant effondré. Puis la pente, jusque-là très faible, augmente brutalement et le paysage est formé de collines arrondies. Quelques arrachements superficiels montrent une couche de vase indurée sous 5 cm de vase molle. Un mur vertical de 2 à 3 m de hauteur est couvert d'un enduit noirâtre. Une marne blanche est parfois visible sous l'enduit. Un deuxième mur a la même direction N 120° à 130°. Deux fragments de carapace superficielle sont prélevés (H11-46-1 et H11-46-2).

La deuxième partie, de 15 h 01 à 16 h 51, étudie la base du mur interne jusqu'à 1.900 m environ. Une falaise de 8 m de hauteur orientée N 60° marque la base du mur interne. La paroi présente une surface couverte d'un enduit noirâtre et quelques Polypiers y sont fixés, recouverts du même enduit noir que la paroi elle-même. La marne blanche apparaît de place en place sous l'enduit; cette falaise correspond donc probablement à une faille dans les sédiments superficiels. Au-dessus, la pente est couverte de vase, avec parfois des fragments d'encroûtement superficiel, dont un est prélevé (H11-46-3). La paroi, très raide, pourrait être celle d'une falaise très envasée. Un affleurement montre une roche massive à grain fin, avec une stratification pendant de 45° vers le N. D'autres petites falaises ont des parois très planes, à allure de miroir de faille et couvertes d'organismes fixés. Un autre affleurement montre aussi une stratification pendant de 45° vers le NW.

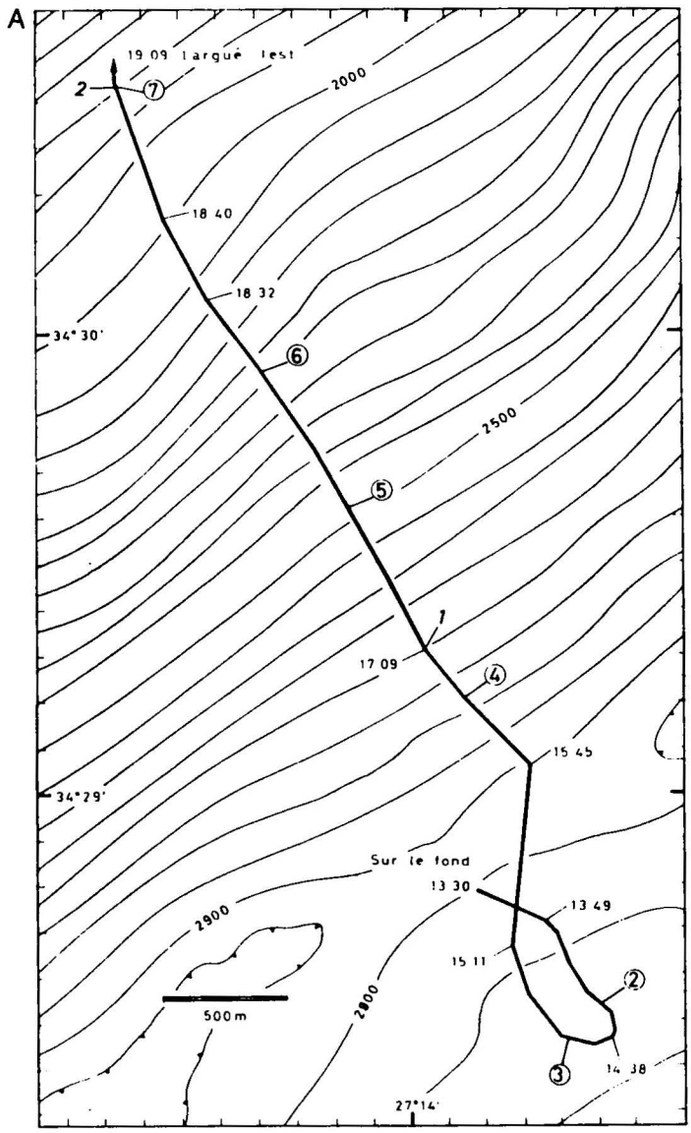
Du point de vue **lithologique,** les sédiments superficiels sont constitués d'une marne blanche recouverte par une carapace indurée beige elle-même couverte de vase beige actuelle. Les roches dures observées à la fin de la plongée présentent un faciès massif, avec parfois une stratification visible. Le modelé de surface avec cannelures, cupules, colonnes... est absent dans cette zone.

Du point de vue **tectonique,** de nombreux petits escarpements de direction N 20° à 40° ont l'aspect de failles normales récentes. Les falaises de direction N 60° et N 110° à 140° ont, elles aussi, l'aspect de failles normales bien qu'aucun indice microtectonique n'ait été observé. Elles semblent récentes, bien que déjà couvertes par l'enduit noir. Les pendages sont assez forts, vers le N ou vers le NW.



La plongée H12-47 effectue une coupe de la base du mur externe et du mur interne du **fossé de Strabon** (fig. I-1, I-4 et I-17, tab. I-2).

Fig. I-17 A.B.C. : Cartes de dépouillement et profil topographique, plongée H12-47.



Observateur : N. LYBÉRIS

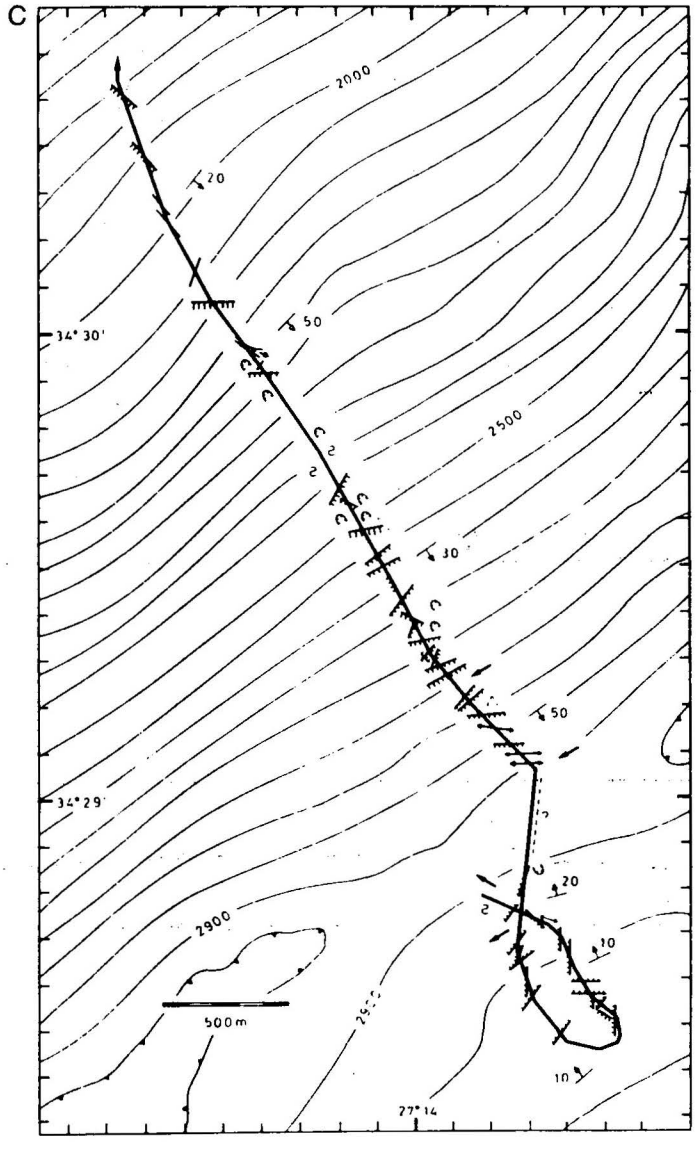
Plongée H12-47

La première partie de la plongée, de 13 h 30 à 15 h 45, explore la base du mur externe. Le fond est couvert de vase, avec de nombreuses traces animales. Quelques petits ressauts décimétriques de direction variable, surtout N O° à 10° et N 30° à 40° à regard W et NW. Deux prélèvements de sédiment superficiel sont efffectués (H12-47-2 et H12-47-3). Le fossé a été traversé en pleine eau, sa profondeur excédant les possibilités techniques de la soucoupe.

La deuxième partie, de 15 h 45 à 19 h 09, monte en suivant le mur interne jusqu'à 1.850 m environ. A la base du mur interne, des petits ressauts montrent à l'affleurement des marnes beiges et brunes recouvertes par un encroûtement superficiel de quelques centimètres d'épaisseur. De nombreuses rides de direction N 90° à 100° ont été observées. Puis, le paysage devient très homogène et est constitué d'une pente de vase assez régulière, avec parfois quelques arrachements superficiels. On a observé une série de petits escarpements, de hauteur comprise entre 20 cm et 2 m, dont les directions sont N 40° et N 140° (Atlas : H12-47, Ph. 1), le compartiment SE ou SW étant abaissé. Ces escarpements sont généralement obliques à la pente. Un escarpement N 40° recoupe nettement un autre dirigé N 140°. Vers la fin de la plongée, deux escarpements N 180° ont été observés; leur regard est vers l'E. Au cours de la montée du mur interne, quatre prélèvements d'encroûtement superficiel ont été effectués (H12-47-4, 5, 6 et 7) (Atlas : H12-47, Ph. 2).

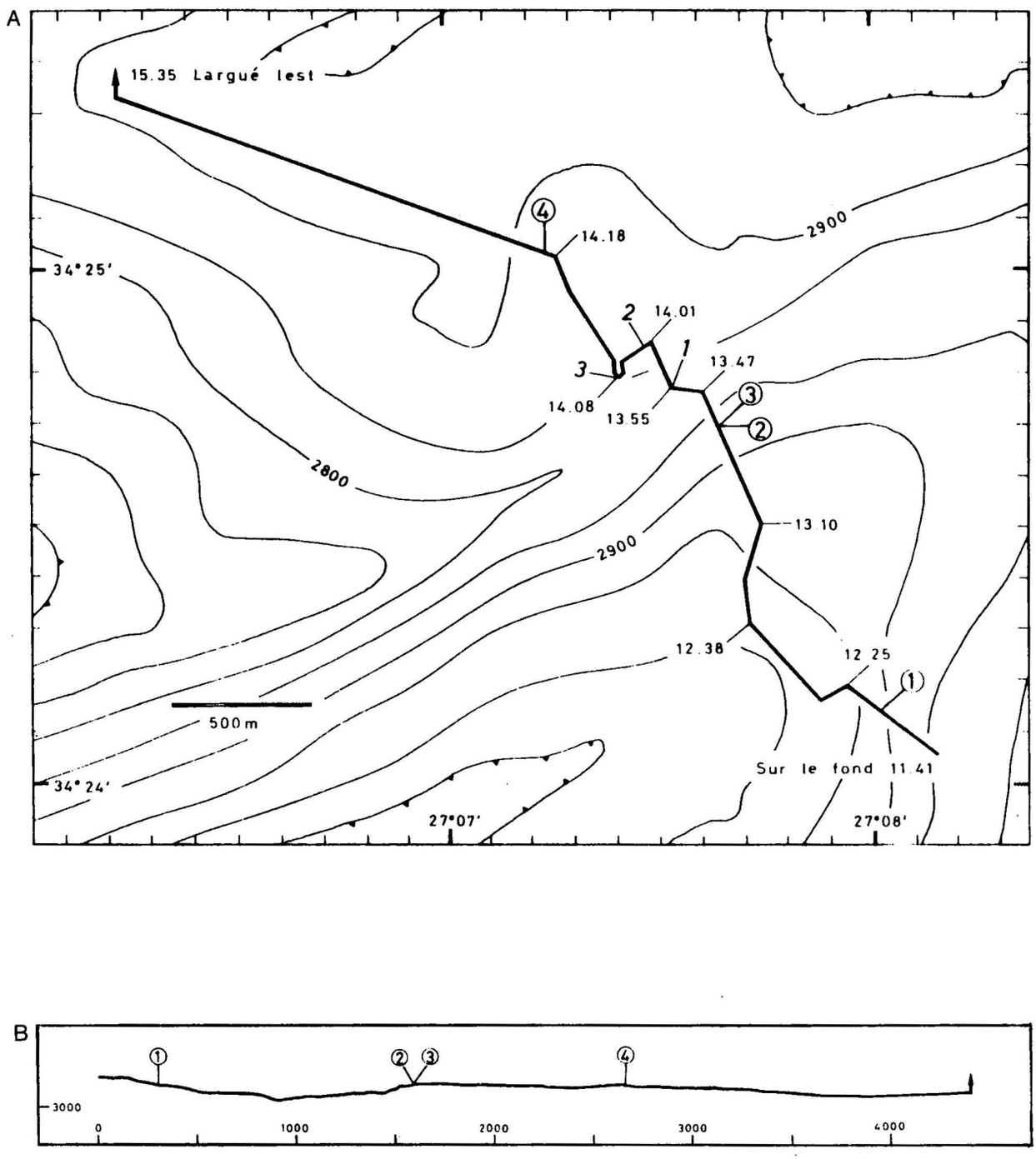
Du point de vue **lithologique,** la succession verticale observée est, de bas en haut : des marnes beiges et brunes, un encroûtement superficiel et la vase récente. Aucune autre formation n'a été observée; le taux de sédimentation semblerait très élevé dans cette zone.

Du point de vue **tectonique,** la déformation semble très récente; il s'agit de petits escarpements de faille affectant les formations superficielles molles à semi-consolidées. Sur le mur externe, les deux directions principales observées sont N 180° et N 40°, et correspondent apparemment à des failles normales à regard W et SW. Sur le mur interne, les deux directions principales observées sont N 40° et N 140°. Quelques escarpements N 180° et N 100° ont cependant été observés. Les rides de direction N 100° à la base du mur interne sont délicates à interpréter : il pourrait s'agir de rides compressives, mais aussi de simples glissements suivant la pente.



La plongée H13-48 effectue une coupe de la ride morphologique EW séparant deux segments du **fossé de Strabon** (fig. I-1, I-4 et I-18, tab. I-2).

Fig. I-18 A.B.C. : Cartes de dépouillement et profil topographique, plongée H13-48.



Observateur : J. DERCOURT

Plongée H13-48

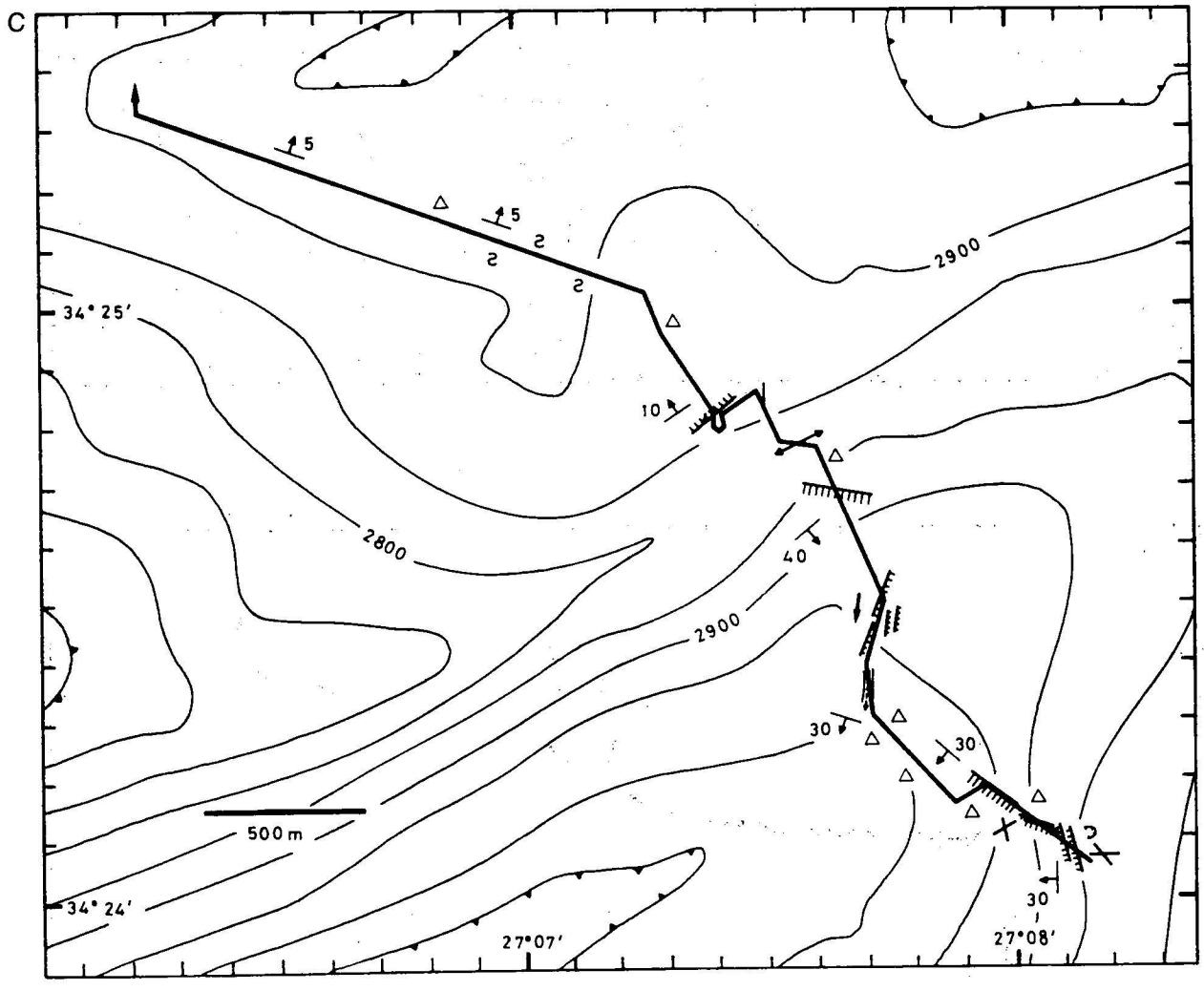
La première partie de la plongée, de 11 h 41 à 13 h 10, étudie la tête du thalweg (segment S du fossé), couverte de vase et affectée de fractures. Les ressauts regardent généralement vers l'aval et s'accompagnent parfois de glissements. Leurs directions sont N 20°, N 70°, N 100° et N 160°. Un bloc de marne a été prélevé (H13-48-1).

La deuxième partie, de 13 h 10 à 14 h 18, traverse la ride interfossé perpendiculairement à son axe. Le flanc S de la ride interfossé est couvert de plaques d'encroûtement superficiel, disposées de façon chaotique (Atlas : H13-48, Ph. 1). Les fonds plats de vase entre ces amas de plaques sont tapissés de granules bleutés dont la nature n'est pas élucidée (Atlas : H13-48, Ph. 2). Quelques ressauts (Atlas : H13-48, Ph. 3) montrent les marnes blanches sous-jacentes à l'encroûtement, prélevées à deux reprises (H13-48-2 et H13-48-3). L'axe de la ride montre une large voussure anticlinale de direction N 70°.

La troisième partie, de 14 h 18 à 15 h 35, traverse le fond de l'extrémité occidentale du segment N du fossé. Au sommet d'un petit tertre, un bloc de marnes indurées a été prélevé (H13-48-4). Le fond de la dépression (segment N de la fosse) est très plat et couvert de vase. Des petites dépressions sont remplies par les mêmes granules bleutés vus précédemment. Aucune déformation n'affecte cette dépression.

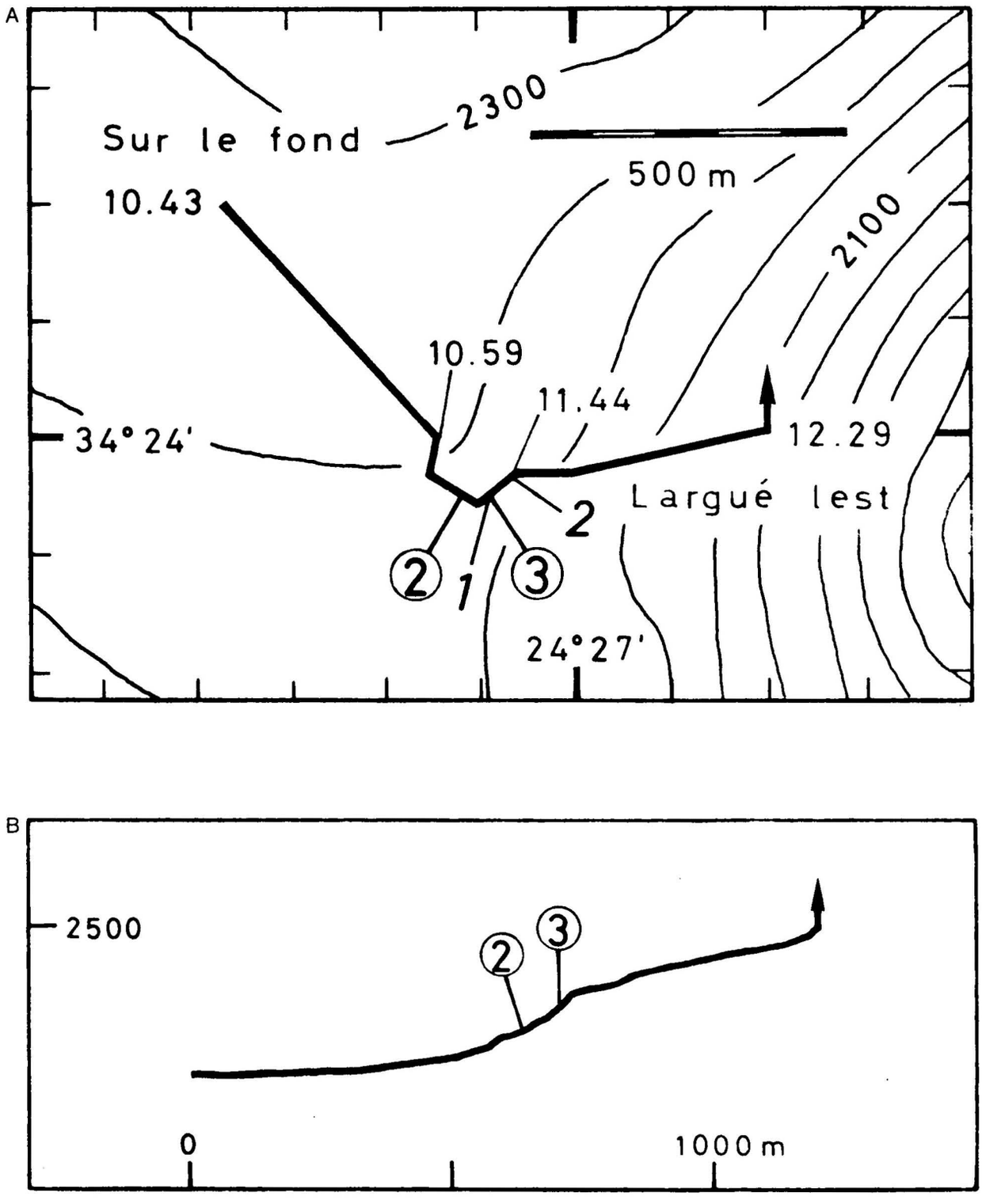
Du point de vue **lithologique,** la succession observée comporte de bas en haut des marnes blanches, puis des encroûtements et enfin la vase récente, avec des coquilles de Ptéropodes. Les granules bleutés observés dans des petites dépressions sont de nature énigmatique.

Du point de vue **tectonique,** le point essentiel semble être la concentration de la déformation dans la ride interfossé. Les directions mesurées sont principalement N 10° et N 70° au S de la ride interfossé. Les cassures sont très fraîches et affectent un matériel non consolidé et gorgé d'eau, qui s'éboule donc très vite sous l'influence de la gravité et du courant. La tectonique ne saurait donc être que très récente. La selle, de direction N 70°, montre des plaques d'encroûtement de disposition générale très nettement bombée. La direction morphologique locale de la ride interfossé est ici N 70°, alors qu'elle est N 90° plus à l'W (plongée H15-50). Elle tend donc à rejoindre la direction générale des segments de fossés, qui est ici N 60°, segments correspondants à des décrochements senestres. Les accidents de direction N 10° sont souvent associés par paires et pourraient de ce fait être interprétés comme des fentes de distention, la contrainte compressive maximale étant alors N 10°. Les amas de plaques observées peuvent provenir soit d'une déformation tectonique, bien qu'aucun mécanisme n'ait été clairement mis en évidence, soit de glissements par gravité. Quant à la dépression N, aucune déformation n'y a été observée.



La plongée H14-49 étudie une partie du flanc W de la **colline de Pollux (fossé de Poséidon)** (fig. I-1, I-3 et I-19, tab. I-2).

Fig. I-19 A.B.C. : Cartes de dépouillement et profil topographique, plongée H14-49.



Observateur : H. ZIBROWIUS

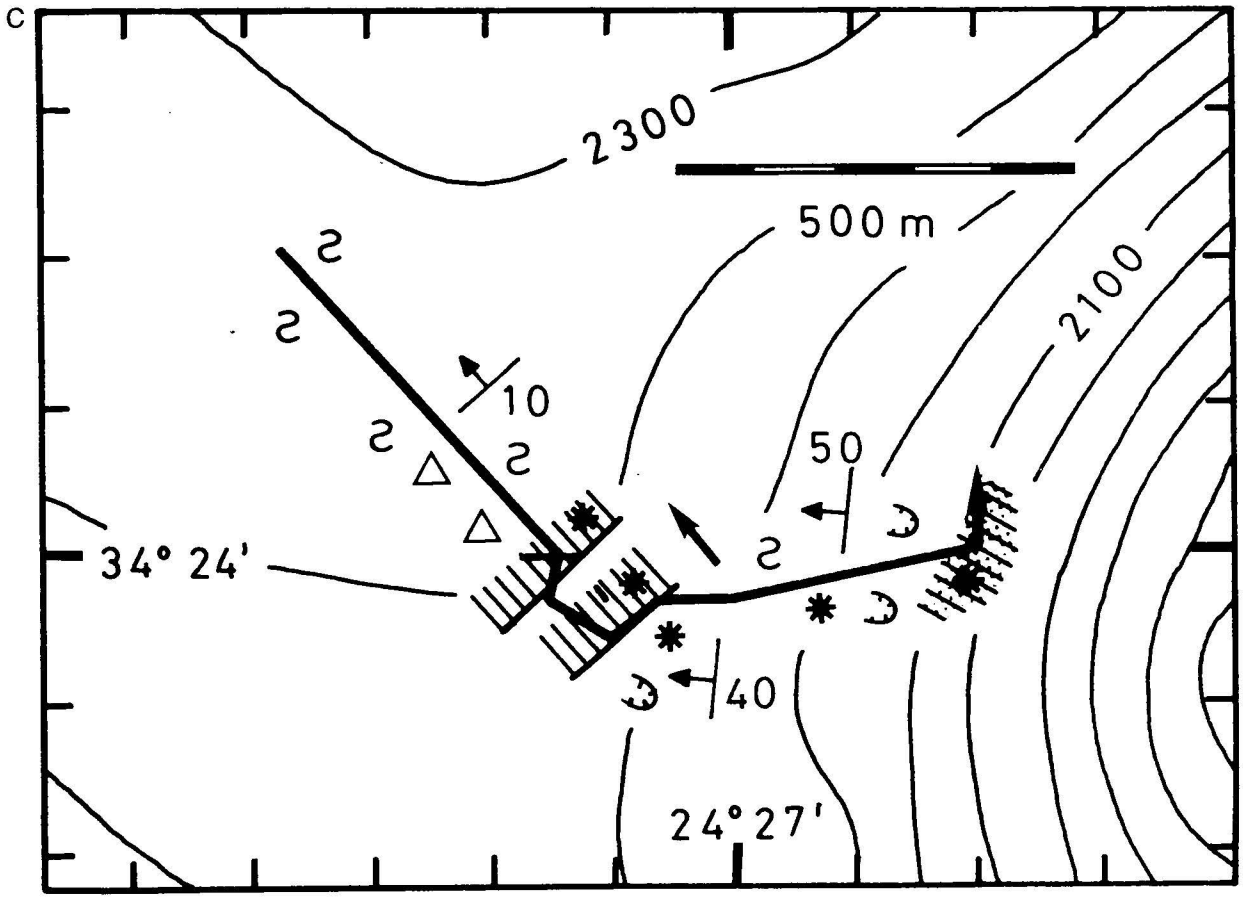
Plongée H14-49

La première partie de la plongée, de 10 h 43 à 10 h 59, traverse un fond plat et couvert de vase, avec de nombreux terriers et pistes animales. Des coquilles de Ptéropodes sont accumulées dans de petites dépressions. La carapace superficielle est parfois visible sous la vase récente.

La deuxième partie, de 10 h 59 à 12 h 29, étudie une zone de reliefs abrupts. Une falaise dirigée N 50°, haute d'environ 70 m, montre un modelé de surface en cannelures verticales. De nombreux Spongiaires et Polypiers sont fixés sur les parois (Atlas : H14-49, Ph. 1) en position de vie. Le faciès est parfois bréchique mais il pourrait s'agir de concrétionnements. Quelques fissures sont visibles, avec parfois des blocs éboulés coincés dedans. Au sommet de la falaise débute une pente de vase avec des Spongiaires en position de vie (Atlas : H14-49, Ph. 2), indiquant la proximité du substrat (faible épaisseur de vase). Sur les pentes raides, quelques arrachements permettent de voir des dalles d'encroûtement. Une deuxième falaise, dirigée N 20°, a été observée à sa base. Le faciès est le même que pour la première.

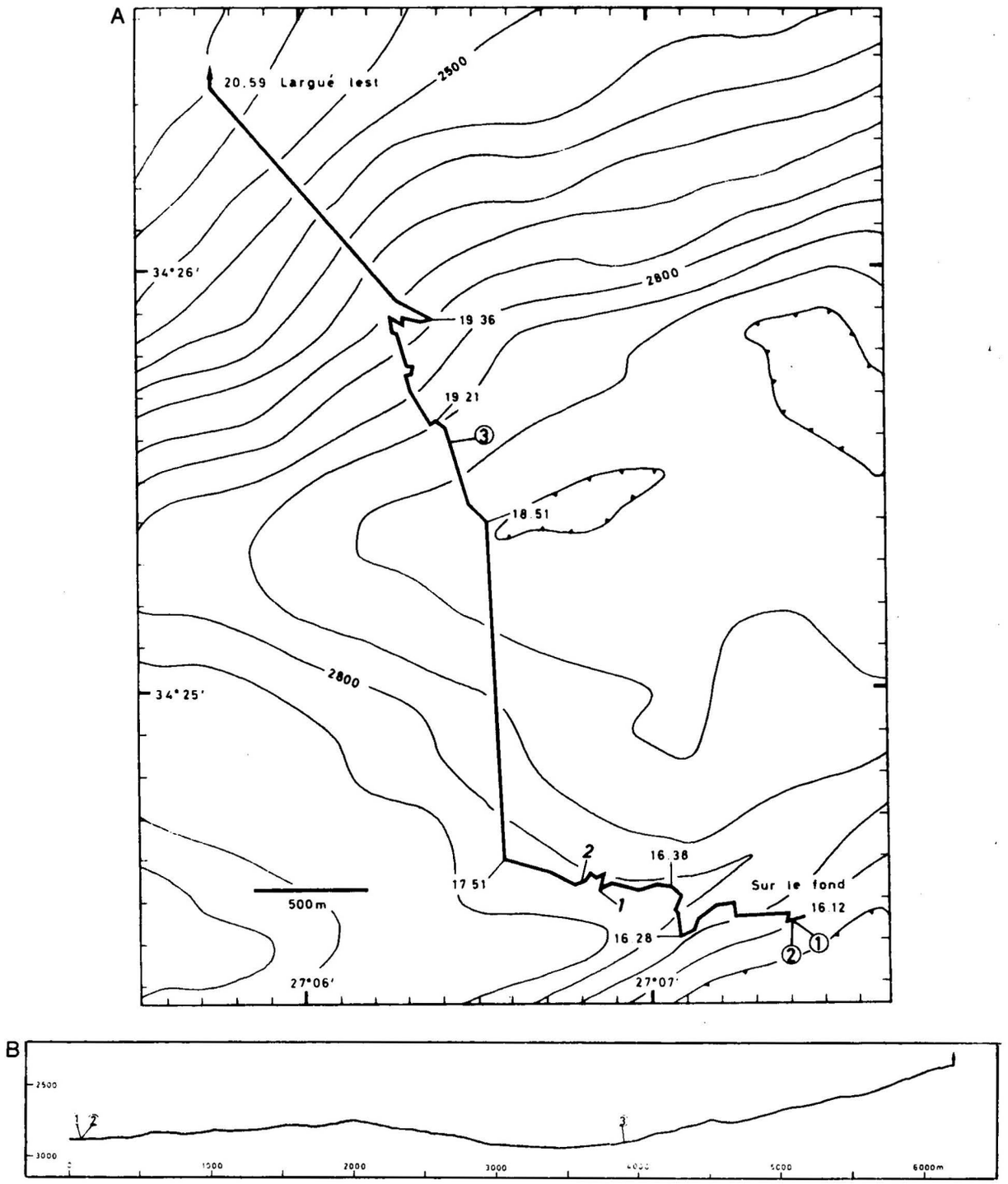
Du point de vue **lithologique,** les roches constituant les falaises sont massives, avec un modelé de surface en cannelures et colonnes verticales. Aucun pendage n'y est visible. Les sédiments récents comportent un encroûtement superficiel et le taux de sédimentation de la vase récente semble important.

Du point de vue **tectonique,** aucune déformation cohérente n'a été observée. Les falaises semblent ici aussi suivre le contour de la colline et pourraient correspondre à des failles normales.



La plongée H15-50 étudie la ride morphologique EW qui sépare deux segments de la **fosse de Strabon,** puis traverse la dépression correspondant au segment N du fossé et enfin étudie la base du mur interne (fig. I-1, I-4 et I-20, tab. I-2).

Fig. I-20 A.B.C. : Cartes de dépouillement et profil topographique, plongée H15-50.



La première partie de la plongée, de 16 h 12 à 17 h 51, étudie la ride interfossé. Le fond est accidenté de nombreux ressauts. Une petite falaise de 2 m de hauteur a permis d'observer la succession stratigraphique suivante, de bas en haut : des marnes blanches, puis jaunes, une couche marron (niveau sapropélique?) (Atlas : H15-50, Ph. 1), des marnes blanches et enfin la vase récente. Un niveau bréchique à la base est constitué de blocs de marnes indurées jaunes dans une matrice marneuse blanche. Deux fragments ont été prélevés (H15-50-1 et H15-50-2). L'encroûtement superficiel (carapace) n'est pas présent ici. Une succession d'escarpements montre une direction majeure N 90° à 110°. Le sommet de la ride est marqué par une voussure anticlinale d'axe N 90° affectée de fractures

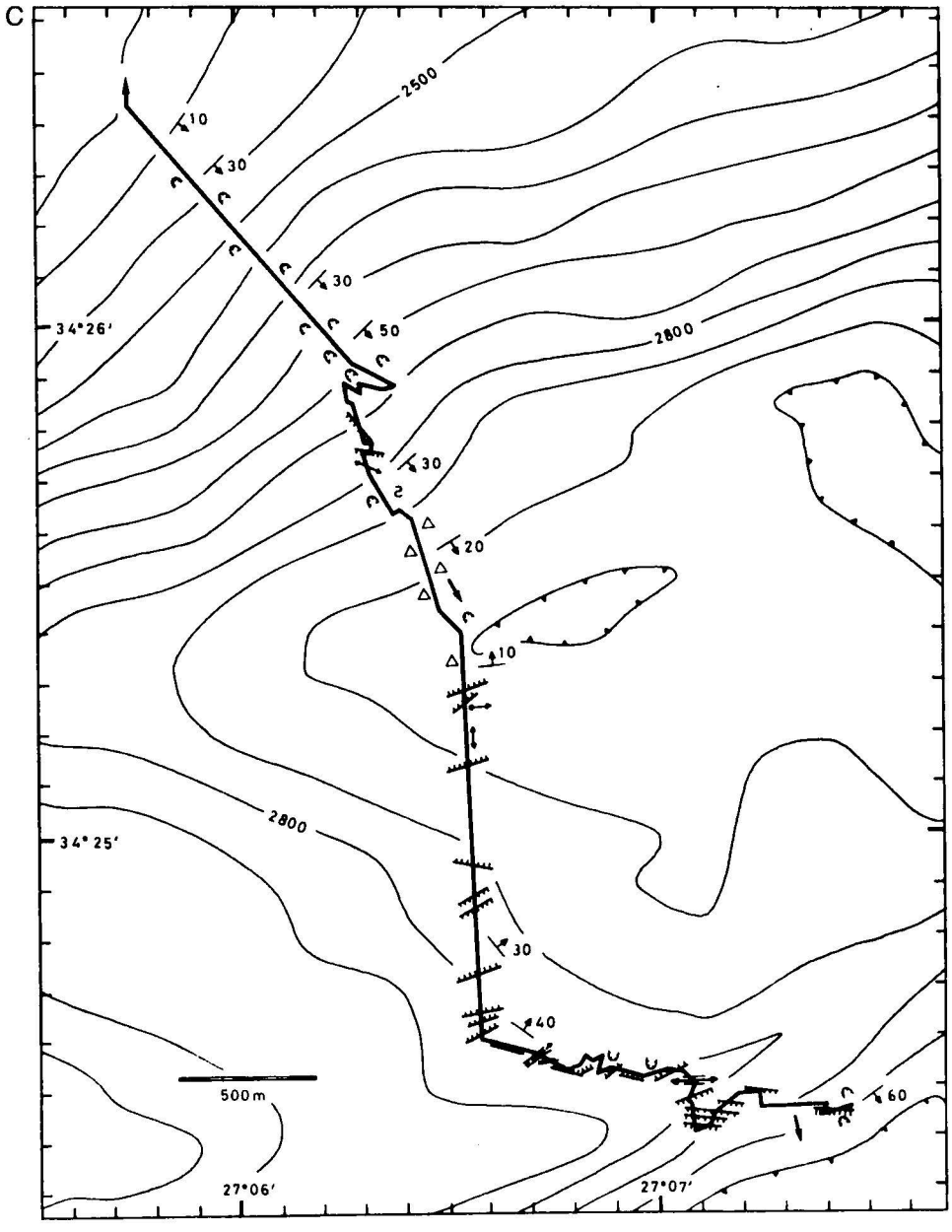
de tension longitudinales et transversales (Atlas : H 15-50, Ph. 2). En s'éboulant, cette morphologie linéaire se transforme en un ensemble de mottes anarchiques. Sur le flanc N de la ride, la direction des escarpements est principalement N 60° à 80°. Les encroûtements superficiels sont présents.

La deuxième partie, de 17 h 51 à 19 h 21, traverse la dépression N. La descente jusqu'au fond de la dépression s'effectue par une série de petites marches de quelques décimètres ou mètres de hauteur, de direction N 60° à 80°. Au fond de la fosse, un bloc éboulé est prélevé (H15-50-3).

La troisième partie, de 19 h 21 à 20 h 59, étudie le mur interne. La montée le long de ce mur s'effectue suivant une pente monotone couverte de vase, avec quelques glissements dus à la gravité, mais sans aucune déformation tectonique.

Du point de vue **lithologique,** seule la marne blanche superficielle a pu être observée, avec un niveau marron à 50 cm sous la surface. Les encroûtements superficiels sont localisés au sommet de la ride et leur présence semble liée à celle d'un courant. Leur absence en surface dans les zones sans courant peut s'expliquer de deux façons : soit, ils ne se forment pas du fait des conditions locales, soit ils sont actuellement enfouis sous une forte épaisseur de vase récente. Le bloc prélevé à la base du mur interne (H15-50-3) semble provenir de plus haut que le point de fin de plongée, car aucun affleurement rocheux n'a été observé au cours de la montée.

Du point de vue **tectonique,** la déformation est concentrée sur la ride interfossé. Les directions mesurées sur les flancs sont assez constantes, N 110° sur le flanc S et N 70° sur le flanc N. Compte tenu de leur obliquité à la pente, on peut les interpréter comme des failles décrochantes.



CHAPITRE II

Données et analyses tectoniques

Philippe HUCHON

Université Pierre et Marie Curie (Paris VI)
Département de Géotectonique
Laboratoire de Géodynamique
Tour 15-25, E1
4, place Jussieu
75230 PARIS CEDEX 05(F)

I. - Tableaux des mesures 67
II. - Le mur interne du fossé de Matapan S 76
III. - Le fossé de Poséidon 76
1. Le mur interne 78
2. La branche NNW-SSE du fossé 78
3. La colline de Castor 79
4. La colline de Pollux 80
5. L'axe du fossé et le mur externe au S de la colline de Castor 80
6. Le mur externe au S de la colline de Pollux 82
IV. - Le fossé de Strabon 84
1. Le mur interne 84
2. Le fond du fossé et le mur externe 86
3. La ride interfossé 86

Dans ce chapitre, on trouvera l'ensemble des données tectoniques acquises durant la campagne. Leur interprétation a déjà fait l'objet de plusieurs publications (LE PICHON *et al,* 1979, 1980; HUCHON *et al.,* 1980; LE PICHON *et al.,* 1981, sous presse, a, b). On se limite donc ici à la description des structures observées, sous trois formes :

1. des **tableaux des mesures effectuées,** établis pour chaque plongée; chaque structure est ainsi référencée par le numéro de la plongée et son numéro dans le tableau;

2. une **description,** où les observations sont regroupées non plus par plongées mais par zone, par exemple : mur interne de la fosse de Poséidon;

3. des **diagrammes de fréquence** des directions mesurées, également regroupées par zone.

Chaque fois que cela est nécessaire, on fait référence à une carte publiée dans le chapitre I ou à une photo présentée à la fin de ce volume.

I. - TABLEAUX DE MESURES

Pour chaque mesure, on indique l'heure et la profondeur (ch. I, cartes des plongées), le type de structure mesurée, l'azimuth (Az), le pendage (Pend), l'ampleur verticale (Ampl), la formation affectée (Form. aff.) et éventuellement des remarques.

Chaque mesure porte un numéro et est entièrement repérée par le numéro de la plongée suivi de son numéro (par exemple 5-7 = 7^{e} mesure de la plongée 5-40).

N.B. : Les diagrammes de fréquence ont été obtenus en répartissant les mesures par classes de largeur 15°, la première étant centrée sur le N. Le nombre de mesures est indiqué en bas à droite de chaque diagramme.

TABLEAU II-1

N°	Heure	Prof.	Type	Az.	Pend.	Ampl.	Form. aff.	Remarques
PLONGÉE H 1-36								
1	11.23	2.955	Ressaut	40	—	0,5 m	Vase	Comp. SE abaissé
2	11.34	2.930	id.	180	—	id.	id.	Comp. W abaissé
3	12.42	2.750	Falaise	150	80° W	10 m	Roche massive	Comp. SW abaissé Stries pitch 75° N
4	12.55	2.695	Fracture	50	50° N	—	id.	—
5	13.12	2.530	Ressaut	180	—	1 m	id.	Comp. W abaissé
6	13.15	2 485	id.	id.	—	id.	id.	id.
7	13.17	2.485	Falaise	id.	—	10 m	id.	id.
8	13.38	2.360	Ressaut	id.	—	1 m	Vase	id.
9	13.42	2.350	id.	120	—	id.	id.	Comp. S abaissé
10	13.49	2.315	Falaise	180	—	10 m	Roche massive	Comp. W abaissé
11	13.50	2.310	Ressaut	170	—	1 m	id.	id.
12	13.51	2.290	Falaise	180	—	20 m	id.	id.
13	13.52	2.270	Fracture	90	—	—	id.	—
14	13.54	2.250	Falaise	160	—	30 m	id.	Comp. W abaissé
15	14.04	2.168	Ressaut	170	—	1 m	id.	id.
16	14.07	2.130	id.	id.	—	id.	id.	id.
17	14.10	2.085	id.	id.	—	id.	id.	id.
18	14.15	2.020	id.	160	—	5 m	id.	id.
19	14.16	2.015	Fracture	90	—	—	id.	—
20	14.18	2.002	id.	id.	—	—	id.	—
21	14.21	1.988	Ressaut	150	—	5 m	id.	Comp. W abaissé
22	14.23	1.969	id.	id.	—	id.	id.	id.
23	14.28	1.885	Falaise	150	80° W	50 m	id.	Comp. W abaissé Stries 75° N
24	14.32	1.865	Fracture	60	—	—	id.	—
25	14.45	1.745	id.	140	—	—	id.	—
26	15.48	1.620	Falaise	170	—	10 m	id.	Comp. W abaissé
27	15.56	1.615	id.	150	—	id.	id.	id.
28	16.09	1.585	Fracture	135	45° N	—	id.	—
29	16.12	1.582	Falaise	140	—	10 m	id.	Comp. W abaissé
31	16.14	1.575	id.	130	—	id.	id.	id.
PLONGÉE H 2-37								
1	11.30	2.762	Falaise	80	—	10 m	id.	Comp. S abaissé
2	11.37	2.782	Stratif.	50	45° NW	—	id.	—
3	11.39	2.780	Falaise	80	—	5 m	id.	Comp. S abaissé
4	11.44	2.809	Stratif.	90	30° S	—	id.	—
5	id.	id.	Falaise	80	—	5 m	id.	Comp. S abaissé
6	11.46	2.813	id.	90	80° S	10 m	id.	id.
7	11.53	2.871	Fracture	150	—	—	Vase	—
8	11.58	2.860	Falaise	80	—	10 m	Roche	Comp. S abaissé
9	12.03	2 850	Fracture	130	—	—	id.	—
10	12.14	2.707	Stratif.	150	30° W	—	id.	—
11	12.40	2.944	id.	130	20° SW	—	id.	—
12	12.48	2.955	Fracture	140	—	—	Carapace	—
13	id.	id.	id.	150	—	—	id.	—
14	id.	id.	id.	160	—	—	id.	—
15	id.	id.	id.	20	—	—	id.	—
16	id.	id.	id.	50	—	—	id.	—
17	id.	id.	id.	60	—	—	id.	—
18	13.20	2.927	Falaise	50	—	10 m	Roche	Comp. SE abaissé
19	14.13	2.948	Fracture	120	—	—	id.	—
20	14.41	2.957	id.	80	—	—	id.	—
21	14.56	2.955	id.	70	—	—	Vase	—
22	14.53	2.953	Falaise	50	—	10 m	Roche	Comp. SE abaissé
23	15.02	2.956	id.	140	—	id.	id.	Comp. NE abaissé

Tab. II-1 : Tableau des mesures de structures tectoniques.

TABLEAU II-2

N°	Heure	Prof.	Type	Az.	Pend.	Ampl.	Form. aff.	Remarques
PLONGÉE H 3-38								
1	15.46	2.624	Ressaut	130	—	20 cm	Vase	Comp. NE abaissé
2	17.20	2.554	id.	110	—	3 m	Roche massive	Comp. S abaissé
3	id.	id.	Fracture	20	—	—	id.	—
4	17.27	id.	Ressaut	90	—	1 m	id.	Comp. S abaissé
5	17.31	2.549	id.	100	—	id.	id.	id.
6	17.53	2.536	id.	120	—	3 m	id.	id.
7	id.	id.	Fracture	150	—	—	id.	—
8	id.	id.	id.	160	—	—	id.	—
9	id.	id.	id.	id.	—	—	id.	—
10	id.	id.	Faille	45	50° SE	—	id.	—
11	17.57	2.540	Ressaut	90	—	2 m	id.	Comp. S abaissé
12	18.20	2.469	id.	id.	—	6 m	id.	id.
13	id.	id.	Fracture	140	—	—	id.	—
14	18.24	2.465	Ressaut	90	—	2 m	id.	Comp. S abaissé
15	id.	id.	Fracture	150	—	—	id.	—
PLONGÉE H 4-39								
1	13.56	2.550	Falaise	100	—	5 m	id.	Comp. S abaissé
2	id.	id.	Fracture	150	60° E	—	id.	—
3	14.04	2.545	Falaise	id.	—	5 m	id.	Comp. SW abaissé
4	id.	id.	Fracture	id.	—	—	id.	—
5	id.	id.	id.	100	—	—	id.	—
6	14.49	2.476	Falaise	50	—	10 m	id.	Comp. SE abaissé
7	15.00	2.472	id.	30	—	id.	id.	id.
8	15.08	2.465	id.	90	—	3 m	id.	Comp. S abaissé
9	15.30	2.348	id.	70	—	10 m	id.	id.
10	15.40	2.330	id.	110	—	5 m	id.	id.
11	id.	id.	Fracture	30	—	—	id.	—
12	15.47	2.247	Falaise	50	—	5 m	id.	Comp. SE abaissé
13	16.40	2.052	id.	id.	—	10 m	id.	id.
14	id.	id.	Fracture	100	—	—	id.	—
15	id.	id.	id.	140	—	—	id.	—
16	16.54	2.050	Falaise	180	—	10 m	id.	Comp. E abaissé
17	17.47	1.900	id.	id.	—	id.	id.	id.
18	18.04	1.864	id.	150	—	id.	id.	Comp. SW abaissé
PLONGÉE H 5-40								
1	12.56	2.940	Ressaut	50	—	1 m	Carapace	Comp. NW abaissé
2	13.20	2.884	Fracture	40	—	—	id.	—
3	id.	id.	id.	140	—	—	id.	—
4	13.24	2.883	Ressaut	110	—	1 m	id.	Comp. N abaissé
5	13.34	2.911	id.	id.	—	30 cm	id.	id.
6	13.39	2.935	id.	id.	—	50 cm	id.	id.
7	13.42	2.947	id.	90	—	30 cm	id.	—
8	id.	id.	id.	100	—	20 cm	id.	—
9	13.45	2.960	id.	110	—	30 cm	id.	—
10	id.	id.	id.	90	—	10 cm	id.	—
11	13.48	2.970	id.	100	—	20 cm	id.	—
12	id.	id.	id.	110	—	id.	id.	—
13	13.49	2.976	Chevauch.	120	—	?	id.	Vergence N
14	14.10	2.898	Falaise	110	—	10 m	Roche massive	Comp. S abaissé
15	14.16	2.904	id.	id.	—	id.	id.	id.
16	14.20	2.900	Stratif.	90	45° N	—	id.	—
17	14.58	2.905	Falaise	110	—	10 m	id.	Comp. S abaissé

Tab. II-2 : Tableau des mesures de structures tectoniques (suite).

TABLEAU II-3

N°	Heure	Prof.	Type	Az.	Pend.	Ampl.	Form. aff.	Remarques
PLONGÉE H 5-40 (suite)								
18	15.17	2.882	Falaise	110	—	10 m	Roche massive	Comp. S abaissé
19	15.29	2.814	Fracture	90	—	—	—	—
20	15.53	2.664	Falaise	90	—	10 m	id.	Comp. S abaissé
21	16.03	2.648	id.	60	—	id.	id.	Comp. SE abaissé
22	16.51	2.729	id.	90	—	id.	id.	Comp. S abaissé
23	17.13	2.696	Fracture	180	—	—	id.	—
24	17.23	2.792	Falaise	140	—	10 m	id.	Comp. SW abaissé
PLONGÉE H 6-41								
1	11.15	2.614	Ride	130	—	20 cm	Carapace	—
2	id.	id.	id.	90	—	id.	id.	—
3	id.	id.	id.	140	—	id.	id.	—
4	id.	id.	id.	100	—	id.	id.	—
5	12.21	2.338	Falaise	110	—	10 m	Roche massive	Comp. S abaissé
6	12.30	2.314	Fracture	30	—	—	id.	—
7	12.50	2.312	Falaise	90	—	10 m	id.	Comp. S abaissé
8	13.00	2.320	id.	30	—	id.	id.	Comp. SE abaissé
9	13.08	2.307	id.	90	—	id.	id.	Comp. S abaissé
10	id.	id.	id.	30	—	id.	id.	Comp. SE abaissé
11	13.20	id.	id.	90	—	id.	id.	Comp. S abaissé
12	13.27	2.315	Fracture	20	—	—	id.	—
13	14.28	2.413	Falaise	30	—	10 m	id.	Comp. SE abaissé
14	14.48	2.594	id.	90	—	id.	id.	Comp. S abaissé
15	id.	id.	Fracture	30	—	—	id.	—
16	15.30	2.447	id.	id.	—	—	Vase	—
17	id.	id.	id.	id.	—	—	id.	—
18	15.40	2.383	Falaise	id.	—	10 m	Roche massive	Comp. SE abaissé
19	16.04	2.363	id.	180	—	id.	id.	Comp. E abaissé
20	16.20	2.361	id.	160	—	30 m	id.	id.
21	id.	id.	Fracture	110	—	—	id.	—
22	id.	id.	id.	100	—	—	id.	—
23	id.	id.	Stratif.	90	30° S	—	id.	—
24	id.	id.	Falaise	90	—	10 m	id.	Comp. S abaisse
25	id.	id.	id.	150	—	id.	id.	Comp. SW abaisse
26	16.34	2.384	id.	170	—	30 m	id.	id.
27	16.55	2.375	id.	110	—	10 m	id.	Comp. S abaissé
28	17.02	2.378	id.	90	—	20 m	id.	id.
29	id.	id.	Fracture	170	—	—	id.	—
30	17.18	2.395	Falaise	100	—	10 m	id.	Comp. S abaissé
31	id.	id.	Fracture	150	—	—	id.	—
32	17.28	2.375	Falaise	80	—	10 m	id.	Comp. S abaissé
33	17.36	id.	id.	90	—	id.	id.	id.
34	18.00	2.370	id.	150	—	id.	id.	Comp. SW abaisse
PLONGÉE H 7-42								
1	11.21	2.975	Chevauch.	120	—	?	Carapace	Vergence N
2	id.	id.	Ride	110	—	—	id.	—
3	11.28	2.970	id.	id.	—	—	id.	—
4	11.35	2.968	Fracture	160	—	30 cm	id.	—
5	11.40	2.964	id.	id.	—	20 cm	id.	—
6	id.	id.	id.	170	—	10 cm	id.	—
7	id.	id.	id.	160	—	id.	id.	—
8	id.	id.	id.	170	—	id.	id.	—
9	11.42	id.	Chevauch.	100	—	?	id.	Vergence N
10	id.	id.	id.	id.	—	?	id.	id.
11	id.	id.	id.	90	—	?	id.	id.
12	id.	id.	Fracture	70	—	10 cm	id.	—

Tab. II-3 : Tableau des mesures de structures tectoniques (suite).

TABLEAU II-4

N°	Heure	Prof.	Type	Az.	Pend.	Ampl.	Form. aff.	Remarques
PLONGÉE H 7-42 (suite)								
13	11.42	2.964	Fracture	60	—	10 cm	Carapace	—
14	11.49	2.941	Chevauch.	110	—	?	id.	Vergence N
15	11.58	2.910	id.	120	—	?	id.	id.
16	id.	id.	Fracture	140	—	10 cm	id.	—
17	id.	id.	id.	10	—	id.	id.	—
18	id.	id.	id.	90	—	id.	id.	—
19	id.	id.	id.	10	—	id.	id.	—
20	id.	id.	id.	90	—	id.	id.	—
21	12.10	2.892	Faille	90	—	?	id.	Vergence N
22	id.	id.	Fracture	20	—	10 cm	id.	—
23	id.	id.	id.	120	—	id.	id.	—
24	id.	id.	id.	20	—	id.	id.	—
25	id.	id.	id.	30	—	id.	id.	—
26	id.	id.	id.	20	—	id.	id.	—
27	id.	id.	id.	160	—	id.	id.	—
28	id.	id.	Ride	120	—	id.	id.	—
29	12.15	2.880	Fracture	90	—	—	id.	—
30	id.	id.	id.	160	—	10 cm	id.	—
31	id.	id.	id.	170	—	id.	id.	—
32	id.	id.	id.	10	—	id.	id.	—
33	id.	id.	id.	id.	—	id.	id.	—
34	id.	id.	id.	id.	—	id.	id.	—
35	id.	id.	Ride	110	—	—	id.	—
36	12.17	2.872	Fracture	130	—	10 cm	id.	—
37	id.	id.	id.	10	—	id.	id.	—
38	id.	id.	id.	140	—	id.	id.	—
39	12.19	2.865	Ride	110	—	—	id.	—
40	id.	id.	Chevauch.	100	—	?	id.	Vergence N
41	id.	id.	Fracture	10	—	10 cm	id.	—
42	12.23	2.862	id.	180	—	id.	id.	—
43	id.	id.	id.	120	—	id.	id.	—
44	id.	id.	Ride	120	—	—	id.	—
45	12.34	2.849	Falaise	100	—	10 m	Roche massive	Comp. S abaissé
46	13.12	2.867	Fracture	60	—	10 cm	Carapace	—
47	id.	id.	id.	70	—	id.	id.	—
48	id.	id.	id.	20	—	id.	id.	—
49	id.	id.	Ride	70	—	—	id.	—
50	13.26	2.818	Ressaut	70	—	2 m	id.	Comp. S abaissé
51	13.31	2.808	id.	id.	—	id.	id.	id.
52	13.33	2.796	id.	id.	—	id.	id.	id.
53	id.	id.	Ride	90	—	—	id.	—
54	id.	id.	Fracture	60	—	10 cm	id.	—
55	13.37	2.777	id.	30	—	id.	id.	—
56	id.	id.	id.	90	—	id.	id.	—
57	13.45	2.700	Ressaut	80	—	2 m	id.	Comp. S abaissé
58	id.	id.	Fracture	60	—	10 cm	id.	—
59	id.	id.	id.	20	—	id.	id.	—
60	id.	id.	id.	30	—	id.	id.	—
61	id.	id.	Ride	90	—	—	id.	—
62	13.52	2.682	Ressaut	20	—	1 m	id.	Comp. W abaissé
63	14.00	2.670	id.	50	—	id.	id.	Comp. NW abaissé
64	id.	id.	Fracture	100	—	10 cm	id.	—
65	14.06	2.667	Ressaut	50	—	1 m	id.	Comp. SE abaissé

Tab. II-4 : Tableau des mesures de structures tectoniques (suite).

TABLEAU II-5

N°	Heure	Prof.	Type	Az.	Pend.	Ampl.	Form. aff.	Remarques
PLONGÉE H 7-42 (suite)								
66	14.06	2.667	Ressaut	50	—	1 m	Carapace	Comp. SE abaissé
67	id.	2.667	Fracture	50	—	10 cm	id.	—
68	id.	id.	id.	40	—	id.	id.	—
69	id.	id.	id.	50	—	id.	id.	—
70	id.	id.	id.	60	—	id.	id.	—
71	14.17	2.646	id.	130	—	id.	id.	—
72	14.21	2.644	Ressaut	180	—	1 m	id.	Comp. W abaissé
73	id.	id.	Fracture	180	—	10 cm	id.	—
74	14.30	2.594	Ressaut	180	—	2 m	id.	Comp. W abaissé
75	15.03	2.655	Faille normale	110	80° N	3 m	id.	Comp. S abaissé Stries 70° E
76	15.15	2.664	Ressaut	60	—	1 m	id.	Comp. N abaissé
77	15.17	2.680	id.	60	—	id.	id.	id.
78	15.25	2.728	id.	90	—	id.	id.	id.
79	15.28	2.763	id.	90	—	id.	id.	id.
80	15.34	2.831	id.	90	—	id.	id.	id.
81	16.13	2.985	id.	90	—	id.	id.	id.
82	id.	id.	Fracture	180	—	10 cm	id.	—
83	id.	id.	Fracture	60	—	10 cm	id.	—
84	id.	id.	id.	20	—	id.	id.	—
85	16.20	2.940	Ressaut	90	—	1 m	id.	Comp. S abaissé
86	16.22	2.920	id.	90	—	id.	id.	id.
87	16.25	2.903	id.	90	—	id.	id.	id.
88	16.27	2.898	id.	90	—	id.	id.	id.
89	16.28	2.897	id.	90	—	id.	id.	id.
90	16.29	2.891	id.	70	—	id.	id.	id.
91	16.33	2.880	id.	40	—	id.	id.	Comp. SE abaissé
92	16.34	2.871	id.	50	—	id.	id.	id.
93	16.37	2.866	Fracture	40	—	10 cm	Carapace	—
94	16.38	2.862	id.	180	—	id.	id.	—
95	16.40	2.853	Ressaut	50	—	1 m	id.	Comp. SE abaissé
96	16.41	2.852	id.	id.	—	id.	id.	id.
97	16.42	2.851	id.	30	—	id.	id.	Comp. NW abaissé
98	16.43	2.846	id.	20	—	id.	id.	id.
99	16.46	2.826	id.	70	—	id.	id.	Comp. N abaissé
100	16.54	2.783	Fracture	60	—	10 cm	id.	—
101	16.58	2.765	id.	20	—	id.	id.	—
102	id.	id.	id.	30	—	id.	id.	—
PLONGÉE H 8-43								
1	12.48	2.737	Chenal	60	—	10 cm	Carapace	Bordé par 2 ressauts
2	12.57	2.733	Rides	120	—	id.	id.	—
3	13.03	2.730	Ressaut	90	—	1 m	id.	Comp. N abaissé
4	13.07	2.708	id.	20	—	10 cm	id.	—
5	13.08	2.697	id.	100	—	1 m	id.	Comp. N abaissé
6	13.10	2.630	Escarp.	130	—	10 m	Sédiment	Comp. NE abaissé
7	13.11	2.683	Fentes de tension	160	—	—	Carapace	—
8	13.14	2.675	Escarp.	110	—	5 m	Sédiment	Comp. N abaissé
9	13.15	2.670	Fentes de tension	150	—	—	Carapace	—

Tab. II-5 : Tableau des mesures de structures tectoniques (suite).

TABLEAU II-6

N°	Heure	Prof.	Type	Az.	Pend.	Ampl.	Form. aff.	Remarques
PLONGÉE H 8-43 (suite)								
10	13.20	2.658	Ressaut	40	—	10 cm	Carapace	Comp. NW abaissé
11	13.32	2.601	id.	130	—	1 m	id.	Comp. NE abaissé
12	13.35	2.590	Faille	90	70° S	—	id.	—
13	13.36	2.590	Ressaut	100	—	1 m	id.	Comp. N abaissé
14	13.37	2.589	id.	150	—	1 m	id.	Comp. NE abaissé
15	13.41	2.551	Escarp.	120	—	10 m	Sédiment	Comp. N abaissé
16	13.42	2.552	Faille panaméen.	45	60° N	—	id.	Partie sup.
17	13.42	2.552	id.	id.	20° N	—	id.	Partie inf.
18	13.45	2.554	Ressaut	30	—	1 m	id.	Comp. NW abaissé
19	13.48	id.	id.	20	—	id.	id.	id.
20	13.54	2.506	id.	id.	—	id.	id.	id.
21	14.04	2.551	id.	30	—	id.	id.	Comp. SE abaissé
22	14.04	id.	id.	40	—	id.	id.	id.
PLONGÉE H 9-44								
1	16.12	2.890	Ride	130	—	—	Sédiment	—
2	16.22	2.889	id.	100	—	—	id.	—
3	id.	id.	Fracture	100	—	—	id.	—
4	id.	id.	Ressaut	140	—	1 m	id.	—
5	16.24	2.882	id.	140	—	id.	id.	—
6	16.30	2.827	Ride	90	—	2 m	id.	—
7	16.33	2.832	Falaise	150	—	10 m	Roche massive	Comp. NE abaissé
PLONGÉE H 10-45								
1	13.48	2.750	Ride	170	—	—	Carapace	—
2	14.01	2.728	Fracture	70	—	—	id.	—
3	14.13	2.687	id.	120	—	—	id.	—
4	14.44	2.536	Falaise	120	—	10 m	Roche massive	Comp. SW abaissé
5	14.54	2.501	Fracture	30	—	—	id.	—
6	id.	id.	id.	140	—	—	id.	—
7	14.59	2.477	Falaise	130	—	10 m	id.	Comp. SW abaissé
8	16.38	1.999	id.	20	—	20 m	id.	Comp. W abaissé
9	16.52	1.976	id.	40	—	id.	id.	Comp. NW abaissé
10	17.00	1.928	id.	170	—	id.	id.	Comp. W abaissé
11	17.16	1.880	id.	150	—	id.	id.	id.
12	17.21	1.874	id.	150	—	10 m	id.	id.
13	id.	id.	Fracture	180	—	—	id.	—
14	17.25	1.815	Falaise	70	—	30 m	id.	Comp. S abaissé
15	id.	id.	Fracture ouverte	20	—	—	id.	—
16	id.	id.	Fracture	180	—	—	id.	—
17	17.35	1.795	Falaise	30	—	10 m	id.	Comp. SE abaissé
18	id.	id.	Fracture	70	—	—	id.	—
19	17.40	1.765	Falaise	120	—	10 m	id.	Comp. SW abaissé
20	id.	id.	Fracture	30	—	—	id.	—
21	17.55	1.708	Falaise	120	—	10 m	id.	Comp. SW abaissé
22	id.	id.	Fracture	30	—	—	id.	—

Tab. II-6 : Tableau des mesures de structures tectoniques (suite).

TABLEAU II-7

N°	Heure	Prof.	Type	Az.	Pend.	Ampl.	Form. aff.	Remarques
PLONGÉE H 11-46								
1	13.28	2.595	Ressaut	30	—	10 cm	Sédiment	Comp. SE abaissé
2	13.33	2.590	Ressaut	30	—	id.	id.	id.
3	13.35	2.588	Ride	20	—	30 cm	id.	—
4	13.40	2.583	Ressaut	40	—	10 cm	id.	Comp. SE abaissé
5	14.00	2.531	id.	50	—	id.	id.	id.
6	14.05	2.520	id.	id.	—	id.	id.	id.
7	14.07	2.518	id.	id.	—	id.	id.	id.
8	14.19	2.466	id.	130	—	2 m	id.	Comp. SW abaissé
9	14.23	2.440	id.	120	—	id.	id.	id.
10	15.01	2.284	id.	60	—	8 m	id.	Comp. SE abaissé
11	15.32	2.211	id.	150	—	1 m	id.	Comp. SW abaissé
12	15.40	2.186	id.	110	—	1 m	Roche massive	Comp. S abaissé
13	15.50	2.183	Stratif.	100	45° N	—	id.	—
14	16.13	2.177	Falaise	150	—	10 m	id.	Comp. SW abaissé
15	16.20	2.165	id.	110	—	id.	id.	Comp. S abaissé
16	16.30	2.096	id.	130	—	id.	id.	Comp. SW abaissé
17	16.40	2.051	Stratif.	140	45° NE	—	id.	—
PLONGÉE H 12-47								
1	13.44	2.892	Ressaut	40	—	30 cm	Sédiment	Comp. NW abaissé
2	13.48	2.885	id.	130	—	1 m	id.	Comp. SW abaissé
3	id.	id.	Ride	120	—	—	id.	—
4	13.51	2.875	id.	180	—	—	id.	—
5	13.53	2.873	id.	180	—	—	id.	—
6	13.57	2.870	id.	180	—	—	id.	—
7	14.00	2.867	Ressaut	90	—	50 cm	id.	Comp. S abaissé
8	id.	id.	id.	90	—	id.	id.	id.
9	14.02	2.866	id.	180	—	30 cm	id.	Comp. W abaissé
10	14.13	2.862	id.	40	—	1 m	id.	Comp. SE abaissé
11	14.33	2.848	id.	120	—	id.	id.	Comp. SW abaissé
12	id.	id.	id.	180	—	id.	id.	Comp. W abaissé
13	14.56	2.869	id.	id.	—	id.	id.	id.
14	id.	id.	id.	40	—	id.	id.	Comp. NW abaissé
15	15.11	2.920	id.	40	—	id.	id.	id.
16	id.	id.	id.	10	—	id.	id.	Comp. W abaissé
17	15.18	2.945	id.	20	—	id.	id.	id.
18	15.50	2.988	Ride	90	—	—	id.	—
19	id.	id.	id.	100	—	—	id.	—
20	16.00	2.955	Ressaut	90	—	50 cm	id.	—
21	id.	id.	Ride	140	—	—	id.	—
22	16.00	id.	id.	100	—	—	id.	—
23	16.16	2.845	Ressaut	90	—	20 cm	id.	Comp. S abaissé
24	16.20	2.826	id.	40	—	id.	id.	Comp. SE abaissé
25	id.	id.	Ride	90	—	—	id.	—
26	16.39	2.763	Ressaut	70	—	2 m	id.	Comp. S abaissé
27	id.	id.	id.	50	—	1 m	id.	Comp. SE abaissé
28	id.	id.	id.	20	—	50 cm	id.	Comp. E abaissé
29	16.43	2.746	id.	20	—	1 m	id.	Comp. SE abaissé
30	id.	id.	id.	30	—	id.	id.	id.
31	id.	id.	id.	30	—	id.	id.	id.
32	16.46	2.734	id.	140	—	id.	id.	Comp. NE abaissé

Tab. II-7 : Tableau des mesures de structures tectoniques (suite).

TABLEAU II-8

N°	Heure	Prof.	Type	Az.	Pend.	Ampl.	Form. aff.	Remarques
PLONGÉE H 12-47 (suite)								
33	16.46	2.734	Ressaut	40	—	2 m	Sédiment	Comp. SE abaissé
34	id.	id.	id.	50	—	1 m	id.	Comp. SE abaissé
35	16.51	2.719	id.	80	—	10 cm	id.	—
36	17.05	2.660	id.	20	—	id.	id.	—
37	17.09	2.645	id.	120	—	id.	id.	—
38	17.10	2.640	id.	40	—	id.	id.	—
39	17.12	2.621	id.	150	—	id.	id.	—
40	17.15	2.595	id.	60	—	id.	id.	—
41	17.18	2.575	id.	50	—	id.	id.	—
42	17.20	2.551	id.	80	—	1 m	id.	Comp. S abaissé
43	17.24	2.503	id.	120	—	1 m	id.	Comp. SW abaissé
44	17.28	2.434	id.	30	—	10 cm	id.	—
45	17.57	2.283	Fracture	90	—	—	id.	—
46	id.	id.	id.	30	—	—	id.	—
47	18.07	2.197	Ressaut	140	—	3 m	id.	Comp. SW abaissé
48	18.25	2.074	Ride	90	—	2 m	id.	—
49	18.32	2.055	Fracture	20	—	—	id.	—
50	18.34	2.034	id.	150	—	—	id.	—
51	id.	id.	id.	140	—	—	id.	—
52	id.	id.	id.	140	—	—	id.	—
53	18.50	1.945	Ressaut	140	—	10 cm	id.	—
54	19.00	1.848	id.	130	—	1 m	id.	Comp. SW abaissé
PLONGÉE H 13-48								
1	11.54	2.856	Ressaut	150	—		Sédiment	Comp. SW abaissé
2	id.	id.	id.	160	—		id.	id.
3	11.59	2.871	id.	110	—		id.	Comp. S abaissé
4	id.	id.	id.	110	—		id.	id.
5	12.18	2.928	Fracture	160	—		id.	—
6	id.	id.	id.	70	—		id.	—
7	12.20	2.932	Ressaut	120	—		id.	Comp. S abaissé
8	12.44	2.957	id.	20	—		id.	—
9	12.48	2.953	id.	20	—		id.	—
10	12.55	2.952	id.	10	—		id.	—
11	id.	id.	id.	10	—		id.	—
12	13.24	2.892	id.	100	—		id.	Comp. S abaissé
13	14.08	2.904	Fracture	50	—	10 cm	id.	Comp. NW abaissé
PLONGÉE H 14-49								
1	10.59	2.231	Falaise	50	—	30 m	Roche massive	Comp. NW abaissé
2	11.00	id.	Fracture	90	90°	—	id.	—
3	11.09	2.224	Falaise	50	—	30 m	id.	Comp. NW abaissé
4	12.19	2.048	id.	20	—	10 m	id.	id.
PLONGÉE H 15-50								
1	16.12	2.871	Ressaut	100	—	5 m	Sédiment	Comp. S abaissé
2	16.32	2.860	id.	110	—	id.	id.	id.
3	16.35	id.	id.	110	—	id.	id.	id.
4	16.38	2.857	id.	100	—	id.	id.	id.
5	16.40	2.852	id.	70	—	id.	id.	id.
6	16.44	2.853	id.	110	—	id.	id.	id.

TABLEAU II-9

N°	Heure	Prof.	Type	Az.	Pend.	Ampl.	Form. aff.	Remarques
PLONGÉE H 15-50 (suite)								
7	16.51	2.840	Ressaut	100	—	5 m	Sédiment	Comp. S abaissé
8	16.57	2.810	id.	100	—	id.	id.	id.
9	17.00	id.	id.	60	—	1 m	id.	id.
10	17.06	2.801	Ride anticlinale	90	—	—	id.	—
11	id.	id.	Fracture	id.	—	10 cm	id.	—
12	17.08	id.	id.	100	—	id.	id.	—
13	17.09	2.793	id.	90	—	—	id.	—
14	17.15	2.791	id.	70	—	—	id.	—
15	17.30	2.750	Ressaut	120	—	1 m	id.	Comp. N abaissé
16	id.	id.	id.	id.	—	id.	id.	id.
17	id.	id.	id.	110	—	id.	id.	id.
18	17.52	2.738	id.	60	—	id.	id.	Comp. NW abaissé
19	id.	id.	Fracture	70	—	—	id.	—
20	id.	id.	id.	id.	—	—	id.	—
21	id.	id.	id.	80	—	—	id.	—

Tab. II-8 . Tab. II-9 : Tableau des mesures de structures tectoniques (suite).

II. - LE MUR INTERNE DU FOSSÉ DE MATAPAN SUD

(Zone I - Fig. I-1)

La partie du mur interne étudiée lors de la plongée H1-36 (ch. I et fig. I-6) est constituée par une série essentiellement gréseuse, avec peut-être des passées plus tendres au niveau des talus, elle est affectée de failles normales. Les falaises ont une direction comprise entre N 150° et N 180° (tab. II-1, fig. II-1 A) et, à plusieurs reprises, des indices microtectoniques ont été observés sur des miroirs de faille. Ceux-ci montraient sans équivoque (Ph. 1-3 et 1-4) un mouvement de faille normale, légèrement décrochante dextre (fig. II-1 B). Des fractures transverses ont également été observées (fig. II-1 B) mais sans pouvoir en déterminer le mécanisme. L'absence d'éboulis récent au pied des falaises ainsi que la cimentation et l'envasement des anciens éboulis semblent indiquer que ces failles ne sont plus actives actuellement. Une coupe générale est présentée en fig. II-2.

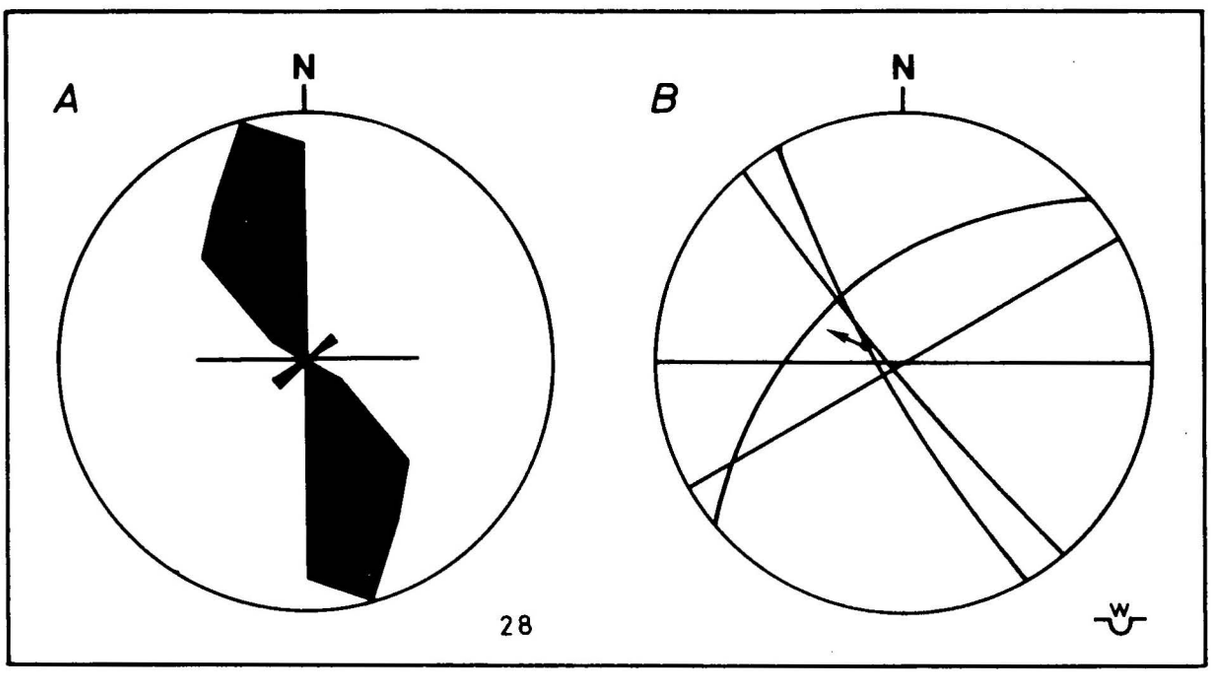


Fig. II-1 :

Directions tectoniques et failles du mur interne du fossé S Matapan

A : Rosette de fréquence des directions tectoniques (mesures 1-3 à 1-30)

B : Report sur canevas de Wulff (hémisphère inférieur) des failles et fractures certaines.

III. - LE FOSSÉ DE POSÉIDON

(Zone II - Fig. I-1)

Le bloc diagramme de la fig. II-3 illustre la morphologie de ce fossé : deux collines, Castor et Pollux, provoquent la division du fossé en deux branches, l'une WNW-ESE, très étroite, l'autre, NW-SE, plus large.

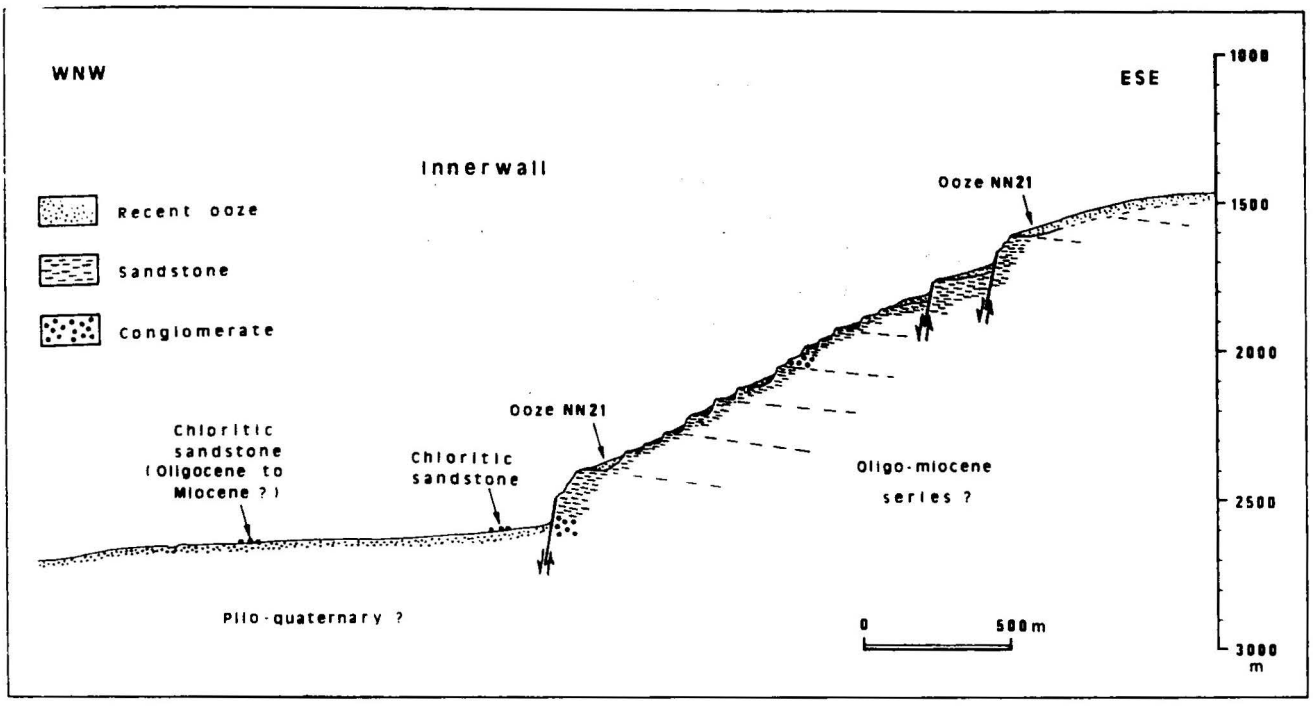


Fig. II-2 :
Coupe géologique de la partie moyenne du mur interne de la fosse de Matapan-Sud (in LE PICHON *et al.*, 1981 b, sous presse)

1. Le mur interne

Quatre plongées ont été consacrées à son étude : 3-38, 4-39, 6-41 et 11-46 (ch. I, fig. I-8, I-9, I-11 et I-16). Plus de soixante mesures de directions morphologiques et tectoniques ont été effectuées (tab. II-2, II-3, II-7). Elles ont été regroupées sur deux diagrammes (fig. II-4) l'un (A) correspond aux directions des ressauts et des falaises, l'autre (B), aux fractures sécantes aux falaises. Bien qu'aucun indice microtectonique n'ait pu être observé sur les parois qui sont, soit trop encroûtées, soit modelées en cannelures, colonnes, piliers verticaux, il est possible d'interpréter les ressauts, les escarpements et les falaises observés comme des failles. On constate que les directions mesurées sont celles déjà détectées sur les cartes bathymétriques : N 30° à 50°, N 90° à 110°, N 140° à 150° et N 180°. La deuxième famille est dominante ; c'est d'ailleurs celle qui détermine la morphologie à l'échelle de la carte topographique. Étant donné la morphologie de détail et le fait que la plupart des failles inverses observées sont en fait la base de grands glissements ou de blocs, il est raisonnable de supposer qu'il s'agit de failles normales. Quant à la première famille de structures, N 30° à N 50°, la disposition des décalages qu'elles déterminent dans les falaises principales laisse à penser qu'elles ont un jeu décrochant senestre, peut-être accompagné d'un jeu normal. On ne peut exclure toutefois la superposition d'épisodes tectoniques successifs de jeu très différent. Ainsi, sur le diagramme correspondant aux fractures sécantes aux falaises (fig. II-4 B), on retrouve trois des quatre familles déjà mesurées. Leur chronologie par rapport à la direction majeure N 90° à 110° peut être envisagée de deux manières : soit il s'agit de failles décrochantes contemporaines de l'extension qui a formé les failles normales, soit il s'agit de failles décrochantes postérieures et correspondant à une compression sensiblement NS. Les arguments de terrain ne sont pas suffisants pour trancher entre les deux hypothèses, mais on peut noter que des failles de direction N 30° à 50° ont été observées sur le talus à la base du mur interne, où l'encroûtement superficiel est daté de moins de 200.000 ans. Il s'agit donc d'une direction tectonique très récente, mais peut-être guidée par une direction ancienne. Un autre élément de la discussion est de savoir si la base du mur interne pourrait être constituée de sédiments de la plaque africaine "accrétés" le long de la marge hellénique, c'est-à-dire former un "prisme d'accrétion", repris ensuite par une extension, si les falaises correspondent effectivement à des failles normales. La présence d'accidents interprétés comme décrochants, traduisant une compression sub-méridienne, et postérieurs aux failles normales, suggère l'alternance d'épisodes tectoniques extensifs et compressifs ; le fonctionnement discontinu existe probablement aussi dans la formation d'un prisme d'accrétion. Cependant, les pendages de stratification sont remarquablement constants, de 20 à 30° vers le N ou le NE, et aucune déformation continue (plicative) n'a été observée, ce qui semble étonnant si l'on est effectivement dans une écaille du prisme d'accrétion. Une coupe générale est présentée (fig. II-5).

Enfin, le pendage de la stratification est très difficile à mesurer, mais dans la plupart des cas, il est de 20 à 50° vers le N ou le NE.

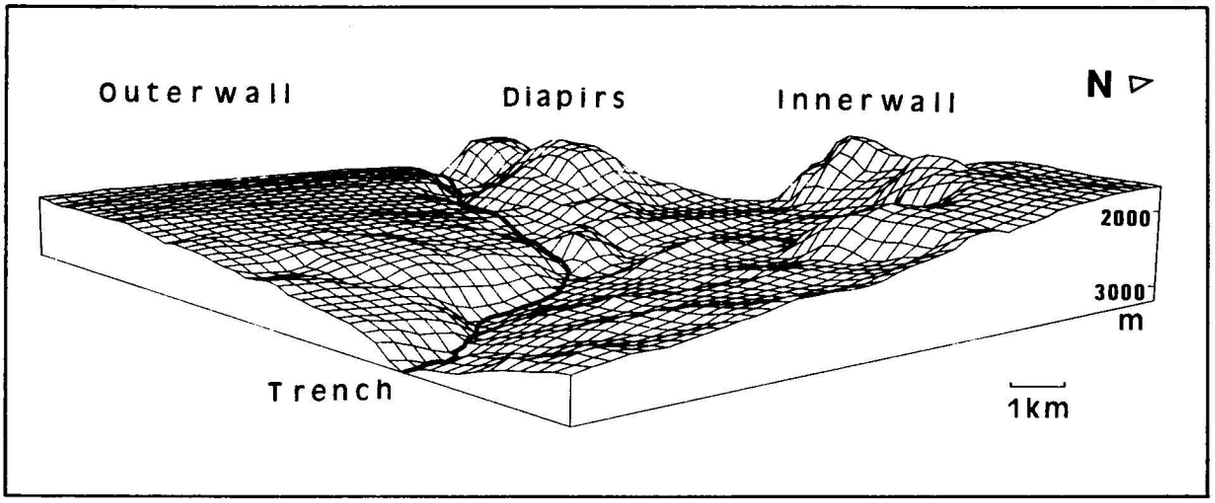


Fig. II-3 :

Bloc diagramme du fossé de Poséidon

Vu vers le NW depuis la surface de la mer, à 30 km du centre du diagramme. Exagération verticale : 2. La ligne épaisse indique l'axe du fossé. C et P : collines de Castor et Pollux (in LE PICHON *et al.*, 1981 b).

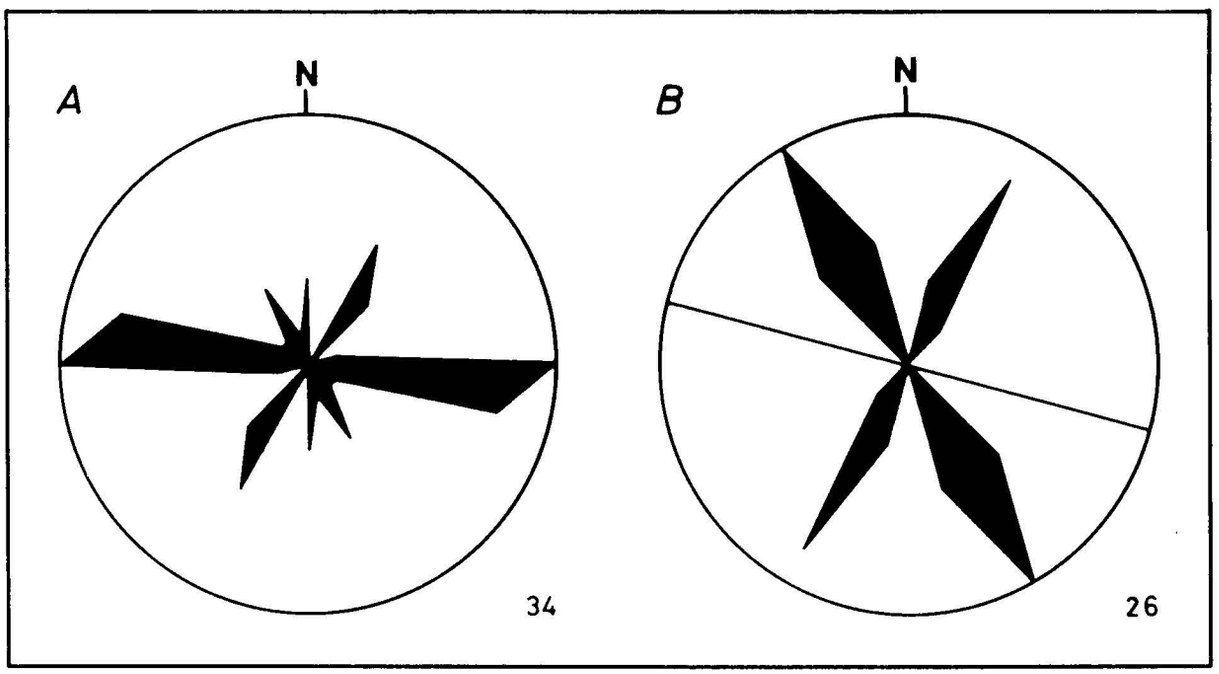


Fig. II-4

Directions tectoniques et failles du mur interne du fossé de Poséidon

A : Rosette de fréquence des directions des ressauts et des falaises (mesures 3-2, 4, 5, 6, 11, 12, 14 ; 4-1, 3, 6 à 10, 12, 13, 16, 17, 18 ; 6-5, 7 à 11, 13, 14, 18, 19, 20, 24 à 28, 30, 32, 33, 34 ; 11-12, 14, 15, 16).

B : Rosette de fréquence des directions des fractures transverses aux falaises (mesures 3-3, 7 à 10, 13, 15 ; 4-2, 4, 5, 14, 15 ; 6-6, 12, 15, 16, 17, 21, 22, 29, 31).

2. La branche NNW-SSE du fossé

Il s'agit d'une vaste dépression dissymétrique, dont la pente S, vers la colline de Castor, est raide et la pente N, vers le mur interne, assez faible (Ch. I, fig. I-3). Elle est accidentée par une ride morphologique dirigée NE-SW, pratiquement perpendiculaire au fossé ; il est à noter qu'elle a la même direction que le flanc W du "promontoir" du mur interne étudié lors des plongées H3-38, H4-39 et H6-41. Aucun accident tectonique n'y a été observé et sa signification reste donc problématique. La dépression elle-même a été traversée à deux reprises (plongées H7-42 et H9-44) et ne présente aucune trace d'activité tectonique.

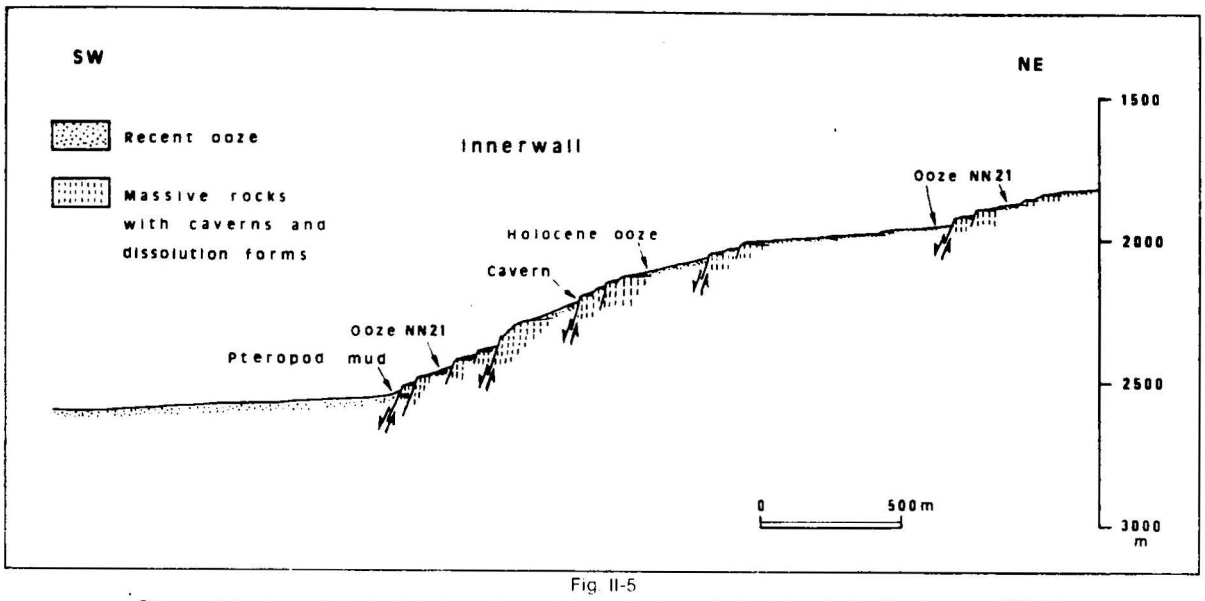


Fig. II-5
Coupe géologique générale de la base du mur interne du fosse de Poseidon (in LE PICHON *et al.*, 1981 b).

3. La colline de Castor

Seuls les flancs S et E de cette colline ont pu être étudiés (plongées H2-37, H5-40 et H9-44) (Ch. I, fig. I-7, I-10 et I-14). Ils sont constitués d'un système de falaises, parfois très hautes (50 mètres) alternant avec des talus envasés. Comme sur le mur interne, aucune indication microtectonique n'a pu être obtenue pour déterminer le mécanisme de ces failles. Quelques petites failles d'aspect inverse ont été identifiées comme étant la base de grands blocs glissés et il semble donc que les escarpements observés correspondent à des failles normales. Dans l'ensemble, leurs directions épousent le contour de la colline (fig. II-6 A), mais des fractures transverses ont été fréquemment observées. Cependant, on peut rarement mesurer leurs directions car on ne voit que leurs traces sur les parois. Les plans de stratification mesurés pendent vers le NW ou le SW (fig. II-6 B). La déformation semble donc assez faible et assez anarchique, ce qui peut être un argument en faveur de l'hypothèse d'une origine diapirique. Des brèches ont d'ailleurs été observées à mi-hauteur de la colline et il est possible qu'elles appartiennent à un "cap rock".

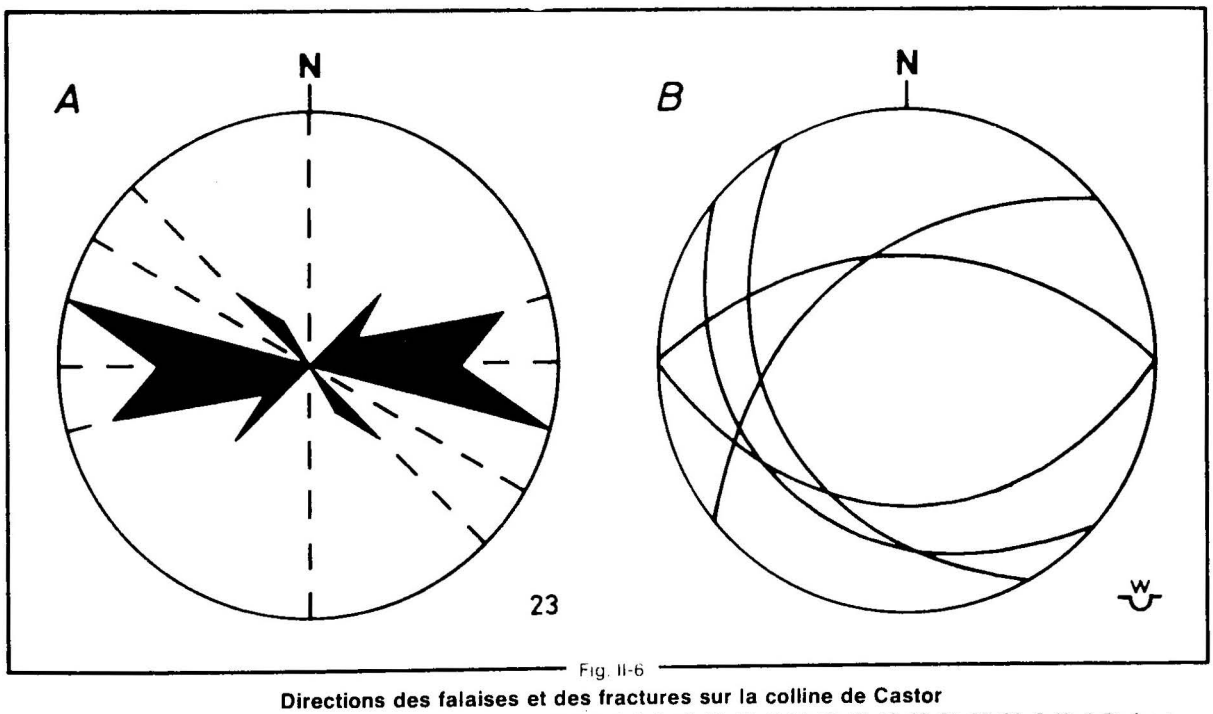


Fig. II-6

Directions des falaises et des fractures sur la colline de Castor

A : Rosette de fréquence des directions des falaises (mesures 2-1, 3, 5, 6, 8, 18, 22, 23, 5-14, 15, 17, 18, 20, 21, 22, 24; 7-45; 9-7). fractures sécantes aux falaises (mesures 2-9, 19, 20; 5-19, 23) en trait tireté.

B : Plans de stratifications (mesures 2-2, 4, 10, 11; 5-16).

4. La colline de Pollux

Son flanc SW et une partie du flanc SW de cette colline ont été étudiés au cours de deux plongées H10-45 et 14-49) (Ch. I, fig. I-15 et I-19). Comme pour la colline de Castor, les falaises suivent le contour général de la colline, mais une direction nouvelle, N 20° à 50°, apparaît et détermine des rentrants et des décalages dans les falaises principales (fig. II-7 A). Les directions des fractures (fig. II-7 B) sont assez dispersées et ne relèvent d'aucun mécanisme clair (voir la discussion sur l'origine diapirique possible de la colline de Castor dans le chapitre I, plongée H10-45.

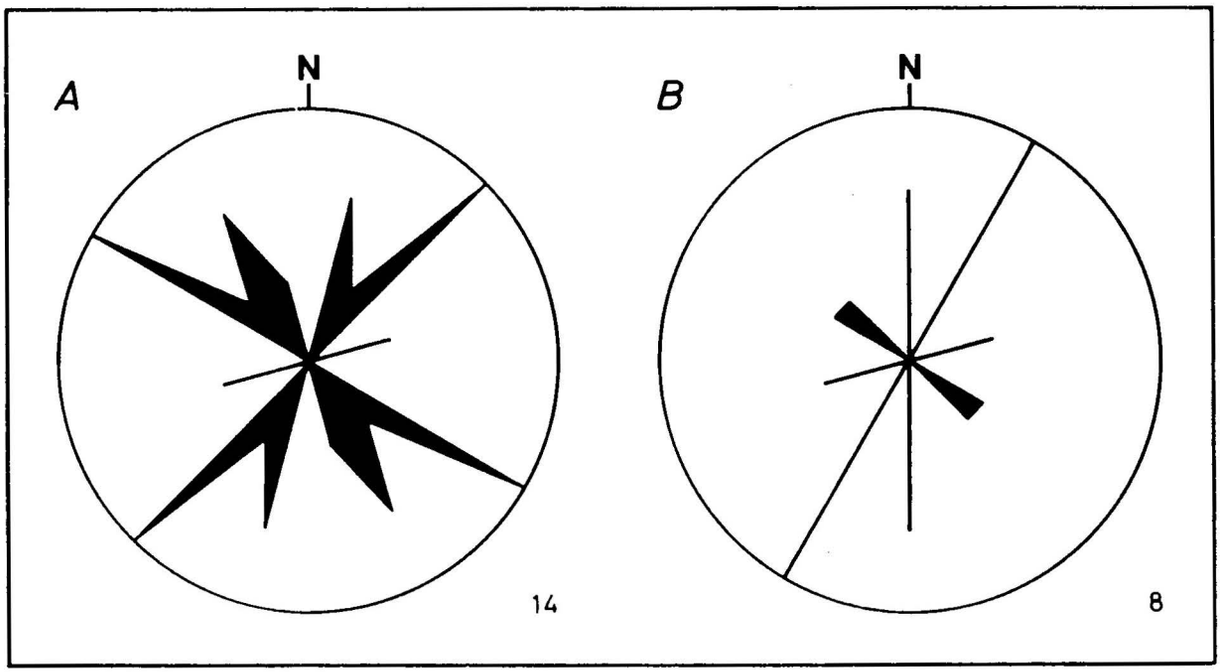


Fig. II-7

Directions des falaises et des fractures sur la colline de Pollux

A : Rosette de fréquence des directions des falaises (mesures 10-4, 7 à 12, 14, 17, 19, 21 ; 14-1, 3, 4).
B : Rosette de fréquence des directions des fractures (mesures 10-5, 6, 13, 15, 16, 18, 20, 22 ; 14-2).

5. L'axe du fossé et le mur externe au S de la colline de Castor

Deux plongées ont permis d'étudier cette zone : H5-40 et H7-42 (Ch. I, fig. I-10 et I-12), dont une dans sa totalité, aboutissant à une coupe complète du mur externe (fig. I-10).

L'axe du fossé est constitué par un couloir de vase à fond plat, large de quelques mètres seulement. Peu de déformations y ont été observées : une petite ride anticlinale de 10 cm de hauteur, orientée N 110° et un réseau de petites fractures orientées N 10° à 20° et N 130° à 160°. Une fracture dirigée N 160° est clairement, bien que faiblement, décrochante dextre. Vers le N, on passe à une pente couverte par les encroûtements superficiels et apparemment sans autres déformations que celles liées à la gravité. Vers le S au contraire, le fond du fossé est brutalement recouvert par un bourrelet d'environ 50 cm à 1 m de haut où affleurent pêle-mêle des marnes blanches et des encroûtements superficiels. La direction de ce bourrelet, interprété comme un chevauchement vers le N, est très constante malgré quelques indentations locales (fig. II-8 A). Par ailleurs, de nombreuses structures clairement compressives ont été observées à quelques mètres au S de ce bourrelet : il s'agit de rides anticlinales avec encroûtement disloqué, de petits plis à charnière brisée, de lignes de dislocation dans l'encroûtement et de petites failles inverses. Les structures ont la même direction que le bourrelet, soit N 90° à 120° (fig. II-8 A). En plus de ces structures compressives, de nombreuses fractures ont été mesurées et se répartissent suivant quatre directions (fig. II-8 B) : N 20° et N 160° — correspondant aux réseaux conjugués observés également à l'axe du fossé — N 90° et N 130°. La présence de ces directions bien individualisées exclue l'hypothèse d'une fracturation anarchique de l'encroûtement superficiel ; dans l'hypothèse d'une contrainte compressive maximale N 20° à 30°, suggérée par les structures clairement compressives, les autres directions peuvent aisément être interprétées en termes de fractures de tension et de décrochements.

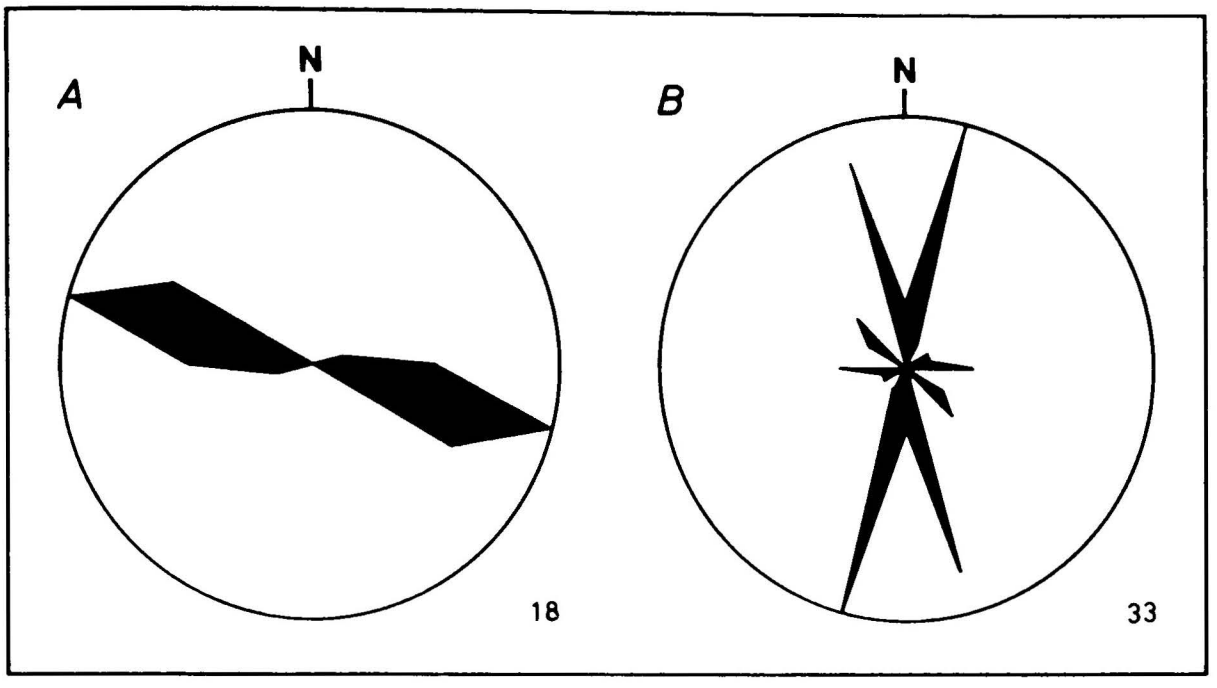


Fig. II-8

Structures tectoniques à l'axe du fossé de Poséidon

A : Rosette de fréquence des directions des structures clairement compressives (bourrelet chevauchant, anticlinaux, failles inverses) (mesures 5-13; 7-1, 2, 3, 9, 10, 11, 14, 21, 28, 35, 39, 40, 44, 49, 56, 62).

B : Rosette de fréquence des directions des structures autres (mesures 7-20, 22 à 27, 29 à 34, 36, 37, 38, 41, 42, 43).

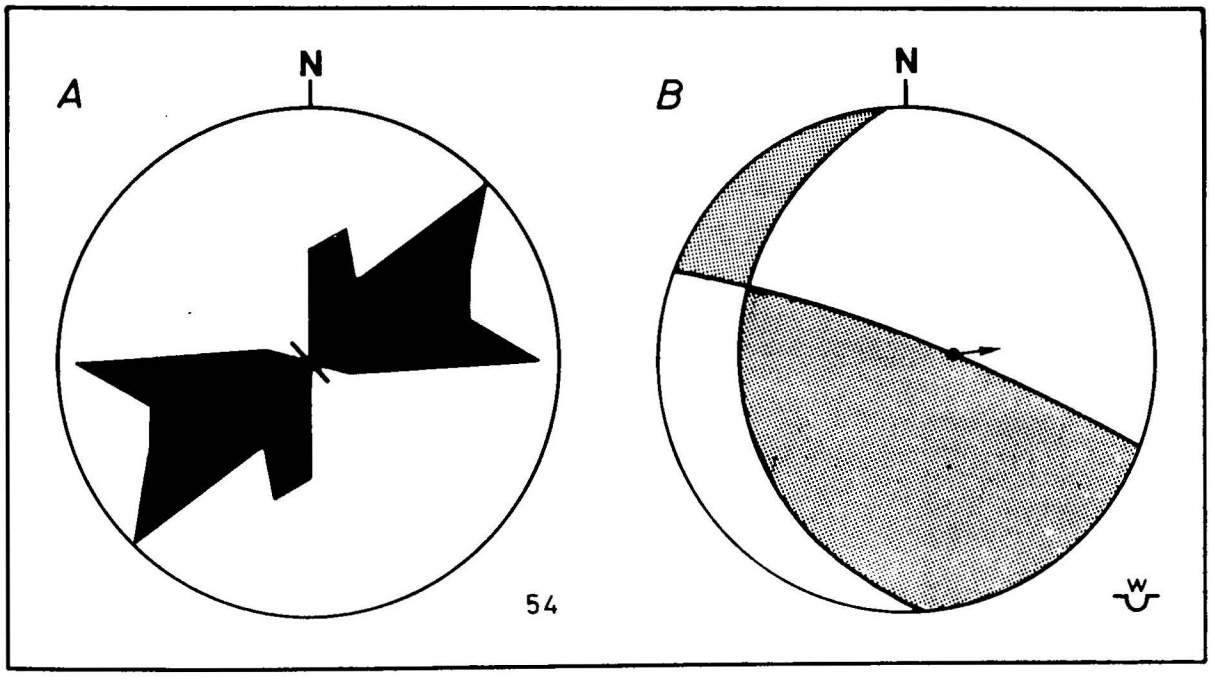


Fig. II-9

Structures tectoniques sur le mur externe du fossé de Poséidon

A : Rosette de fréquence des directions structurales du mur externe (mesures 5-1, 4 à 12; 7-46, 47, 48, 50, 51, 52, 54, 55, 56, 58 à 61, 63 à 103).

B : Projection de Wulff (hémisphère inférieur) de la faille normale 110°, 80° N, portant des stries de pitch 70° vers l'E (mesure 7-76).

Au-delà de cette zone compressive, large d'environ 50 m, on monte une pente d'environ 15°, avec une succession de ressauts de 20 cm à 2 m de hauteur. Dans la partie inférieure de la pente, la plus inclinée, les escarpements sont à regard S et forment des petites combes de flanc de 2 à 3 m de profondeur. Leur morphologie semble indiquer qu'elles sont dues à des failles inverses à vergence S. Dans la partie supérieure de la pente, les ressauts se font plus rares et plus modestes, avec un regard N. Ils correspondent apparemment à des failles normales. Une de ces failles, dirigée N 110° mais presque verticale, a d'ailleurs montré des indices microtectoniques clairs sur des portions de miroir : des stries et des écailles de pitch 70° vers l'E indiquent un jeu normal légèrement décrochant dextre (fig. II-9 B). Les trois directions principales de ces failles sont N 0° à 20°, N 40° à 50° et N 90° à 110° (fig. II-9 A). Dans l'hypothèse d'une contrainte compressive maximale dirigée N 20° à 30°, ces trois directions peuvent s'interpréter, en ce qui concerne les failles en compression, comme des décrochements respectivement dextres et senestres (directions N 0° à 20° et N 40° à 50°) et comme des failles inverses pures (direction N 90° à 110°). Une coupe générale est présentée sur la figure II-10.

Les arguments qui conduisent à récuser l'hypothèse d'un glissement en masse par failles panaméennes, avec un chevauchement à l'avant, ont été développés ailleurs (HUCHON *et al.*, 1980).

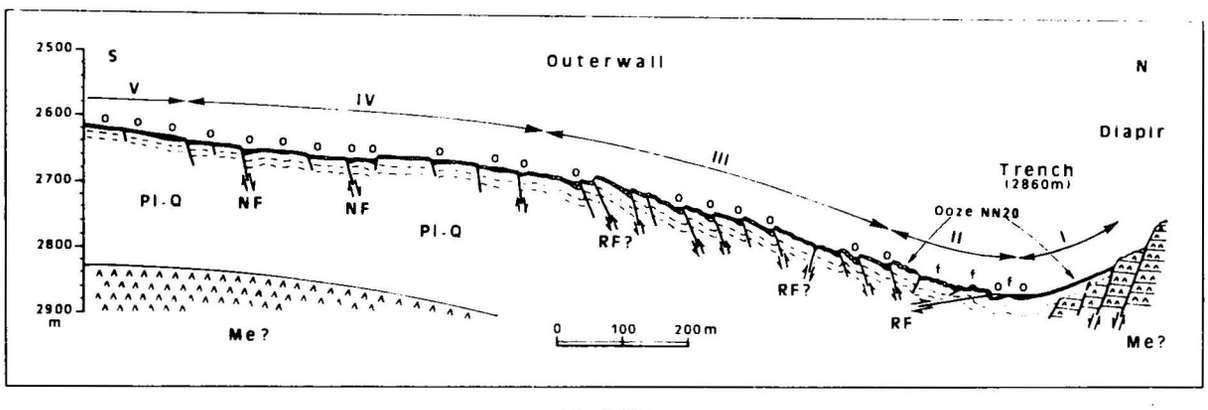


Fig. II-10 :

Coupe géologique du mur externe et de l'axe du fossé de Poséidon

Pl. Q : plioquaternaire, avec sa carapace superficielle ; o : vase ; F : pli ; RF : faille inverse ; NF : faille normale ; I : base du diapir ; II : zone de chevauchement ; III : zone de raccourcissement intense ; IV : zone en extension faible ; V : zone peu tectonisée. NN20 est la biozone datant la carapace (Fide C. MÜLLER) (in LE PICHON *et al.*, 1981 a).

6. Le mur externe au S de la colline de Pollux

La plongée H8-43 (Ch. I, fig. I-13) a permis d'effectuer la coupe de la partie inférieure du mur externe. Le fond du fossé lui-même est ici très large et sans déformation importante, mis à part quelques rides de direction N 110° et une topographie assez chaotique. La pente est marquée par deux complexes d'escarpements importants. Les sédiments semi-consolidés à consolidés sont assez intensément fracturés et une formation à aspect de mélange tectonosédimentaire a été observée au sommet du premier escarpement (Ch. I, plongée H8-43). Ce mélange recouvre des marnes blanches fracturées et est recouvert par moins d'1 m de sédiment superficiel non déformé. La déformation compressive ne semble donc plus active dans cette zone, mais a dû exister, compte tenu du taux de sédimentation moyen dans cette région (10 cm/1.000 ans), il y a environ 10.000 ans. Les directions d'escarpement sont ici N 20° à 50°, N 90° à 100°, N 130° à 150° (fig. II-11 A). Les failles N 20° correspondent apparemment à des failles normales, dont le compartiment W est abaissé.

Des failles panaméennes ont été observées au sommet d'un escarpement, affectant environ 2 à 3 m de sédiment superficiel. Elles sont dirigées N 45° et plongent de 20 à 60° vers le SE, alors que la pente générale est vers le NNE : ces failles se sont donc formées sur une paléo-pente différente de l'actuelle, ce qui est l'indice de mouvements tectoniques récents.

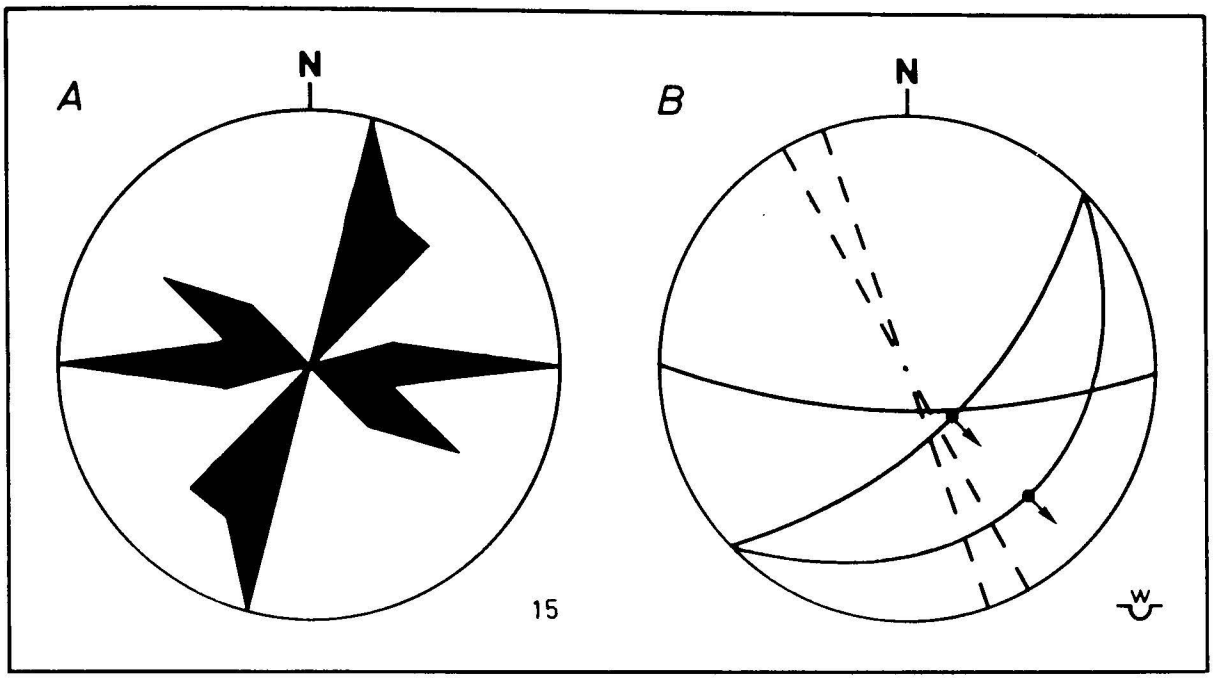


Fig. II-11

Directions d'escarpements et failles du mur externe du fossé de Poséidon au S de la colline de Pollux

A : Rosette de fréquence des directions d'escarpements (mesures 8-3 à 6, 8, 10, 11, 13, 14, 15, 18 à 22).

B : Projection de Wulff (hémisphère inférieur) des failles panaméennes (mesures 8-12, 16 et 17) en trait plein et des fentes de tension (mesures 8-7, 9) en trait tireté.

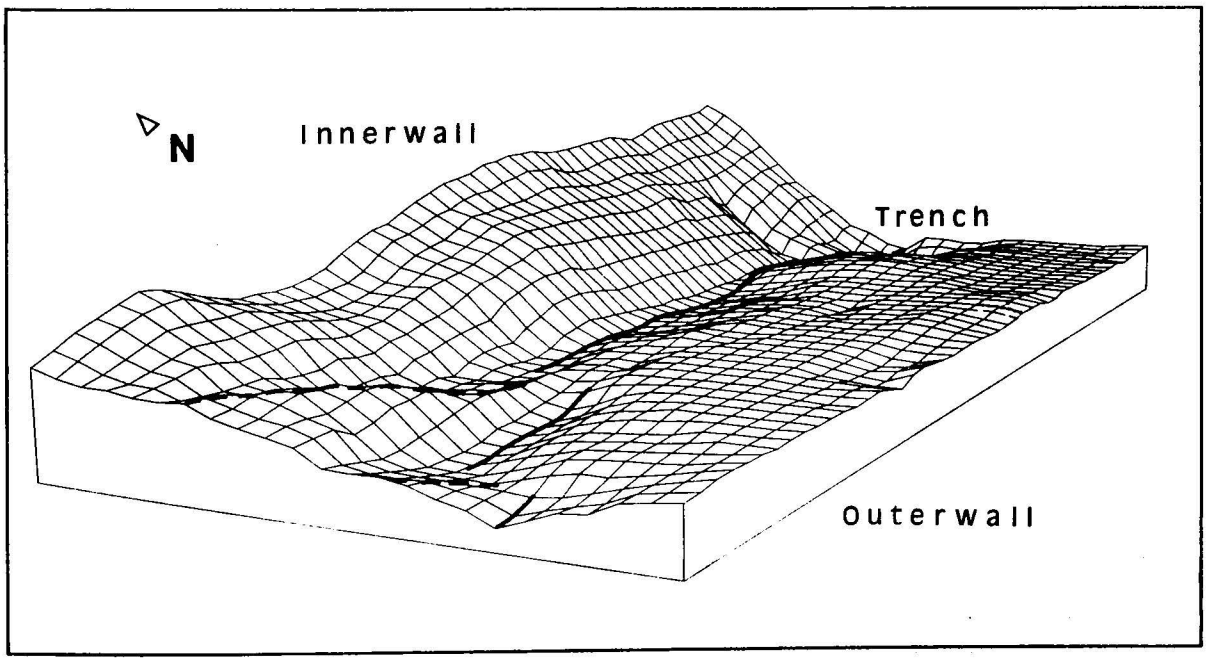


Fig. II-12 :

Bloc diagramme du fossé de Strabon

Vu vers le NE, depuis la surface de la mer à 30 km du centre du diagramme. Exagération verticale : 2. La ligne pleine indique l'axe du fossé, la ligne tiretée les rides morphologiques.

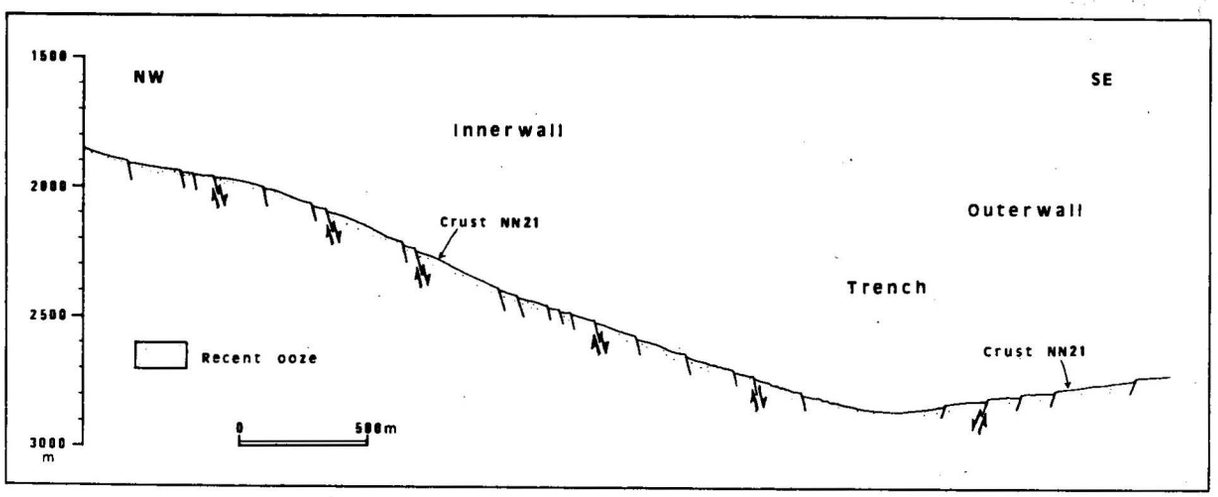


Fig. II-13

Coupe géologique générale de la fosse de Strabon.

IV. - LE FOSSÉ DE STRABON

(Zone III - Fig. I-1)

Un bloc diagramme de la zone des plongées H12-47, H13-48 et H15-50 est présenté (fig. II-12), ainsi qu'une coupe générale établie d'après les observations effectuées (fig. II-13).

1. Le mur interne

Il a été étudié au cours de deux plongées (H12-47 et H15-50) (Ch. I, fig. I-17 et I-20). Dans la zone de la plongée H15-50, il s'agit d'une pente monotone couverte de vase, sans autres déformations que des glissements gravitationnels. Nous verrons plus loin que l'essentiel de la déformation est concentré sur une ride morphologique séparant deux segments de fossé ; par contre, dans la zone de la plongée H12-47, de nombreuses traces de déformation récente ont été observées. Il s'agit, à la base du mur interne, de rides de direction N 90° à 100° (fig. II-14 A), dont l'origine pourrait être cependant liée à la gravité et non à une contrainte tectonique, et de petits réseaux de directions N 20° à 50°, N 80° à 100° et N 120° à 150° (fig. II-14 B). Ces directions ont été retrouvées sous la même forme jusqu'à la fin de la plongée. La fraîcheur de ces ressauts dans un matériau très peu consolidé incite à leur attribuer un âge récent. Par contre, le mécanisme de leur formation n'est pas connu et, à titre d'hypothèse, on peut considérer les directions N 30° et N 140° comme des décrochements respectivement senestres et dextres, en admettant une contrainte compressive maximale NS affectant le mur interne. Si, au contraire, le mur interne est en extension, la direction N 90° peut être interprétée comme celle de failles normales pures et les directions N 30° et N 140° comme celle de décrochements respectivement dextres et senestres.

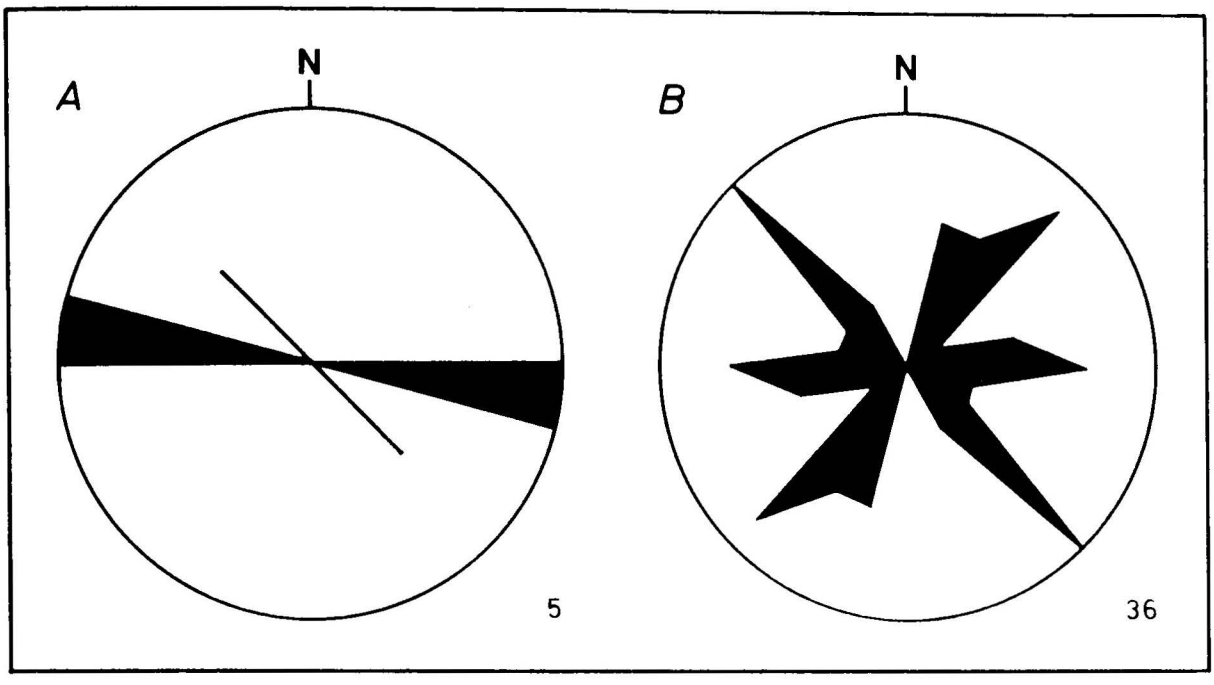


Fig. II-14 :

Structures tectoniques sur le mur interne du fossé de Strabon

A : Rosettes de fréquence des directions des rides à la base du mur interne (mesures 12-18. 19. 21. 22 et 25).
B : Rosette de fréquence des directions des ressauts et des fractures (mesures 12-20. 23. 24. 26 à 47. 49 à 54).

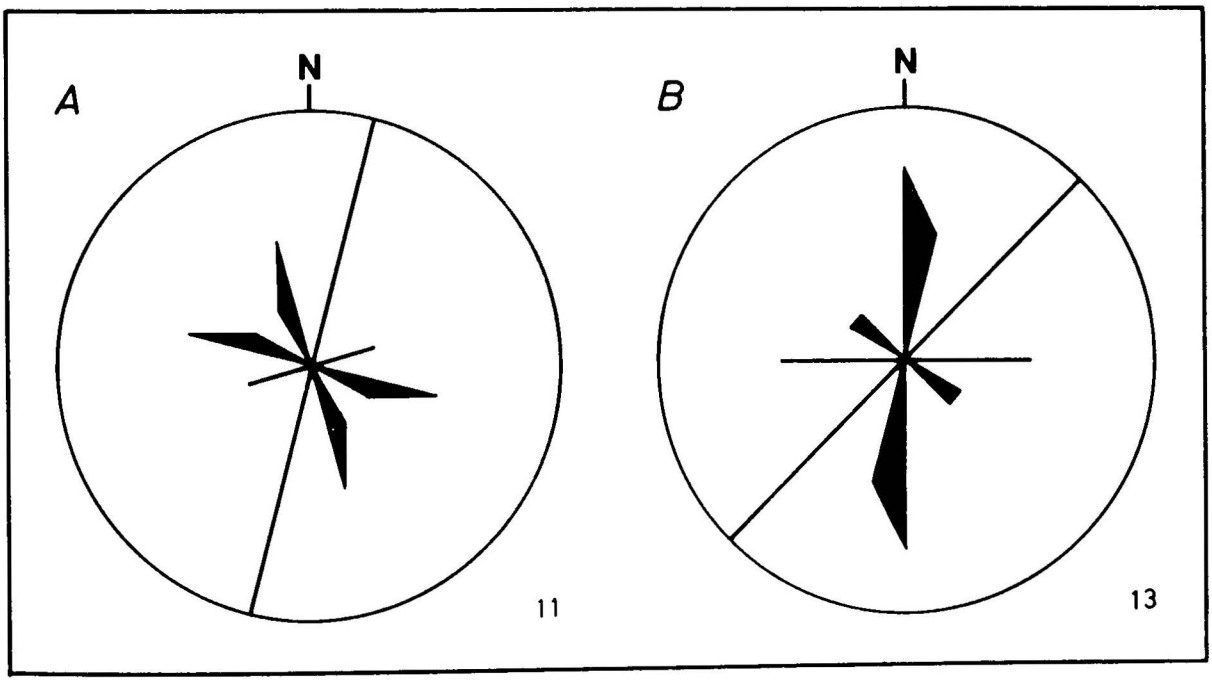


Fig. II-15 :

Directions des ressauts sur la tête de thalweg et le mur externe du fossé de Strabon

A : Rosettes de fréquence des directions des ressauts sur la tête du thalweg du segment SO du fossé (mesures 13-1 à 11).
B : Rosette de fréquence des directions des ressauts sur le mur externe (mesures 12-1. 2. 7 à 17).

2. Le fond du fossé et le mur externe

Lors de la plongée H12-47 (Ch. I, fig. I-17), le fond du fossé, trop profond, n'a pas pu être atteint. Par contre, les têtes de thalweg des segments de fossé situés au NE et au SW de la ride interfosse ont été traversées lors des plongées H13-48 et H15-50. Le segment NE ne présente pas de trace de déformation ; alors que le segment SW montre quelques petits ressauts de directions variables : N 20°, N 70°, N 90° à 120°, N 140° à 160° (fig. II-15 A). Ces ressauts suivent généralement la pente et une origine gravitationnelle est possible.

Le mur externe a été étudié à sa base lors de la plongée H12-47 et montre de nombreux ressauts obliques à la pente et d'origine indiscutablement tectonique. Bien que quatre familles de directions aient été mesurées, celle prédominante semble être la direction NS (fig. II-15 B). L'absence d'indication claire sur le mécanisme rend difficile l'interprétation de ces failles. Que ce mur externe soit en compression ou en extension, sa base connaît une activité tectonique importante.

3. La ride interfossé

Il s'agit d'une ride morphologique d'axe sensiblement EW, qui a été traversée à deux reprises (plongées H13-48 et H15-50) (Ch. I, fig. I-18 et 20). Ces pentes N et S présentent une succession de ressauts suivant deux directions principales : N 70° et N 110° (fig. II-16 B). Au sommet lui-même, une large voussure anticlinale est accompagnée de fractures de tension suivant son axe N 90° (fig. II-16 A) et perpendiculaires. Ces structures sont récentes car elles affectent les sédiments superficiels mais déjà certaines zones de fractures de tension sont suffisamment éboulées pour avoir l'aspect d'un relief ruiniforme. Leur direction permet de déduire une direction de la contrainte compressive maximale à peu près NS.

Enfin, l'essentiel de la déformation dans cette région se situe sur cette ride interfossé et apparemment pas dans le fossé lui-même.

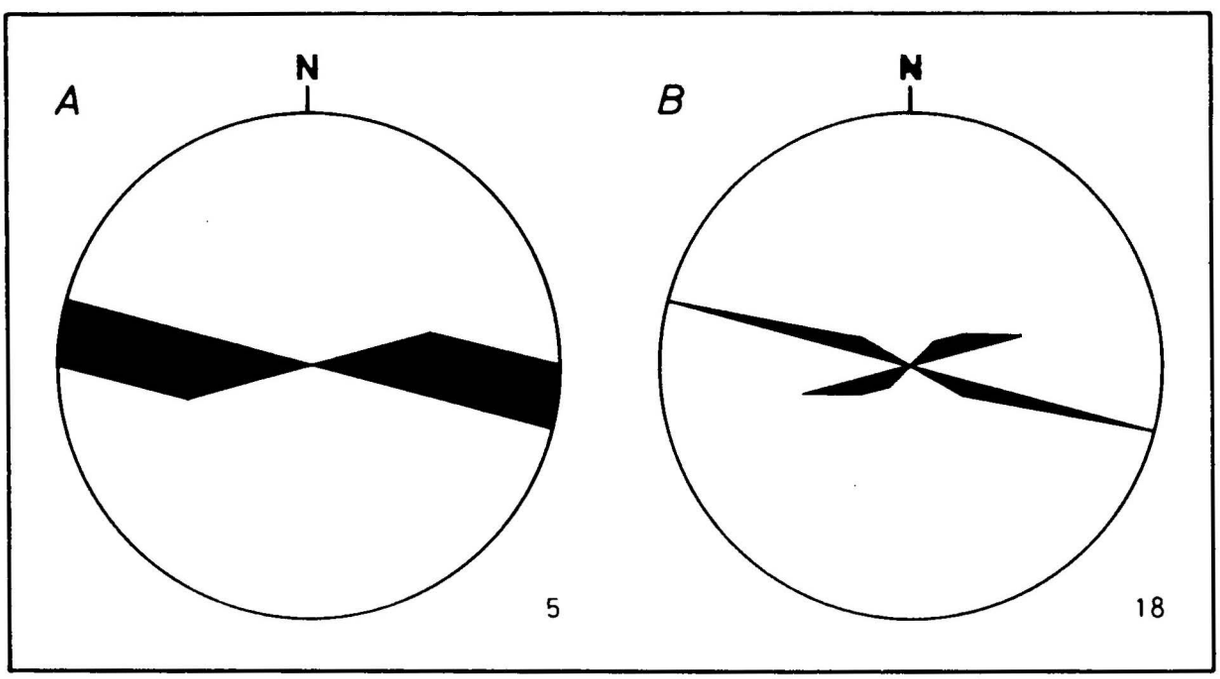


Fig. II-16

Directions des structures tectoniques sur la ride interfossé du fossé de Strabon

A : Rosette de fréquence des directions des structures compressives au sommet de la ride interfossé (anticlinal, fentes de tension) (mesures 15-10 à 14).

B : Rosette de fréquence des directions des ressauts sur les flancs de la ride interfossé (mesures 13-12 et 13 ; 15-1 à 9 et 15 à 21).

ÉTUDE SUR LES PRÉLÈVEMENTS

SECTION I

CHRONOLOGIES

CHAPITRE III

Chronologie relative : site et sédimentologie macroscopique de quelques prélèvements

Dominique BUREAU

Université Pierre et Marie Curie (Paris VI)
Département de Géotectonique
Laboratoire de Géodynamique
Tour 15-25, E1
4, place Jussieu
75230 PARIS CEDEX 05 (F)

I. - Localisation des prélèvements 90

II. - Descriptions macroscopiques 91

— Zone II : H5-40-2 92
H7-42-2 94
H7-42-4 96
H7-42-6 98

— Zone III : H12-47-5 100
H12-47-7 102
H13-48-3 104
H13-48-4 106

III. - Caractérisation des déformations observées sur les prélèvements 108

IV. - Conclusions 109

Dans les descriptions qui suivent, l'aspect de certains prélèvements est confronté au contexte géomorphologique de leur site et on reconstitue les étapes de leur formation.

Les observations lithologiques sont fondées, le plus souvent, sur l'identification des structures sédimentaires observables sur les sections effectuées dans les prélèvements. Sous la scie, la résistance à l'avancement de la roche tient à sa compacité, c'est-à-dire à son état de cimentation. La dureté, la perméabilité et la porosité d'un point d'une surface sciée permettent d'estimer sa lithification. L'histoire de la roche est fondée sur un petit nombre de combinaisons compatibles entre l'individualisation de structures sédimentaires, leurs relations mutuelles et l'état d'induration. Cette méthode a été employée notamment par BERSIER (1958). La biostratigraphie, appliquée aux deux échantillons qui s'y prêtaient, a confirmé les chronologies relatives proposées à partir de cette méthode (cf. infra : H7-42-2, H7-42-4).

La description du contexte géomorphologique repose sur l'examen des photos qui ont précédé, accompagné ou suivi la manœuvre de prélèvement. Sauf dans deux cas, H13-48-3 et H13-48-4, la roche a été ainsi identifiée sur son site de prélèvement.

De ces observations, il ressort :

— que l'enduit ferro-manganeux est concrétionné sur les parties indurées qui affleurent sur le fond sédimentaire avant le dépôt des vases actuelles;

— que, dans le cas de roches non massives, la lithification des niveaux relativement récents, telle qu'elle est décrite dans ce volume, progresse depuis l'interface eau de mer - sédiment vers l'intérieur des dépôts.

Ces deux constatations, connues depuis longtemps (DESFORGES, 1973), permettent de préciser l'assiette de la roche sur le fond sédimentaire dans le cas où la photo fait défaut. La polarité du phénomène de lithification permet de reconnaître la permanence ou la modification de cette assiette.

Par une démarche analogue, la confrontation entre les conditions de constitution d'une roche et la situation dans laquelle elle a été prélevée peut conduire à reconstituer les étapes de l'histoire de sa formation et celles de son contexte.

I. - LOCALISATION DES PRÉLÈVEMENTS

Les photos ont montré l'existence très générale d'un horizon induré, plus ou moins recouvert par des boues récentes. Les auteurs qui ont étudié cet horizon utilisent les termes de carapace, de croûte ou de plaquettes; celui de la carapace est ici choisi. Ce qui suit est un inventaire des observations réalisées au cours de la campagne.

A) **Dans le cas d'une topographie calme,** à pente nulle ou assez faible, et lorsque l'envasement par des boues postérieures n'est pas trop important, l'horizon induré constitue un paysage assez régulier de dalles polygonales ou subcirculaires (10 à 60 cm de "diamètre"), d'épaisseur irrégulière (1 à 3 cm). Amincies sur leurs limites et mal jointoyées, ces dalles sont séparées les unes des autres par un espace de vase ou de boue de 2 à 6 cm de large. Le réseau de ces joints intercarapace est jalonné par les entrées de terriers de vers, distants de 7 à 25 cm les uns des autres. La densité de ce peuplement laisse prévoir une bioturbation intense des boues directement au contact de l'eau de mer et de celles sous-jacentes à la carapace.

Les carapaces sont enduites d'un film ferro-manganeux d'environ 10 microns d'épaisseur qui se développe sur les faces indurées au contact de l'eau de mer. Celui-ci est susceptible de se développer dans les plus étroites anfractuosités comme dans les abris sous roche, mais n'atteint sa pleine épaisseur que sur les surfaces directement au contact de l'eau de mer en circulation.

B) **A proximité ou sur des escarpements** de diverses importances les "affleurements" de carapace rencontrés peuvent présenter les aspects suivants :

a) carapace fracturée (plongée H15-50, Ph. 19 h 32 mn 40 s);

b) carapace disloquée (Ph. 7-1; plongée H7-42, 12 h 15 mn 50 s; Ph. 7-42 13 h 59 mn 50 s);

c) revêtement de talus ou recouvrement de surfaces inclinées (Ph. H6-41, 15 h 42 mn; H6-41, 13 h 07 mn 40 s; H6-41, 13 h 33 mm 30 s) se présentant sous forme :

- soit de très grandes dalles inclinées, plurimétriques (15 × 3 m par exemple) sans découpage polygonal. Leur épaisseur maximale paraît en relation avec la taille de la dalle. Elles portent fréquemment traces d'orifices de terriers abandonnés. Leurs flancs, lorsqu'ils sont déchaussés, présentent indentations et sinuosités, recouvertes d'enduit noirâtre, donnant des figures analogues à celles que provoquerait une dissolution;
- soit de "draperies chiffonnées" ou de "coulées de chandelles" qui évoquent des glissements successifs, affaissées sur eux-mêmes (H6-41, 13 h 07 mn 40 s), que suggèrent aussi les "replis" observés autour d'un obstacle au débouché d'un couloir d'avalanche (Ph. H6-41, 13 h 33 mn);

d) éléments de carapace à allure contournée, posés sur le fond ou inclus dans la boue superficielle.

Dans cette catégorie, sont regroupés des éléments isolés dont la présence n'est pas étonnante (chute, glissement possible depuis un ressaut supérieur par exemple) ou dont la constitution est interprétable : brèche d'éléments exotiques au débouché d'un canyon sous-marin. La relative rareté de ce type d'affleurement est surprenante. Les photos prises au cours des plongées n'ont pas permis de relier directement une zone déformée à la déformation systématique des dalles de cette carapace : cela suggère que les dislocations observées soient postérieures aux indurations, à la lithification et, vraisemblablement, au dépôt de l'enduit de manganèse.

On remarque que dans les cas a et b, les éléments de la carapace ne paraissent pas offrir de différence avec ceux observés dans une topographie calme.

II. - DESCRIPTIONS MACROSCOPIQUES

Le plan des descriptions de chacun des prélèvements envisage successivement :

1. La morphologie ou paysage sous-marin du contexte reconnu sur photos.
2. L'aspect extérieur du fragment de roche prélevé; position des éventuels traits de scie.
3. Les particularités observables sur la figure ou les données qui n'apparaissent pas sur les dessins.
4. L'histoire de la déformation de la roche établie à partir des observations précédentes. Lorsque cela a été possible, les étapes de la formation sont étayées de données biostratigraphiques.

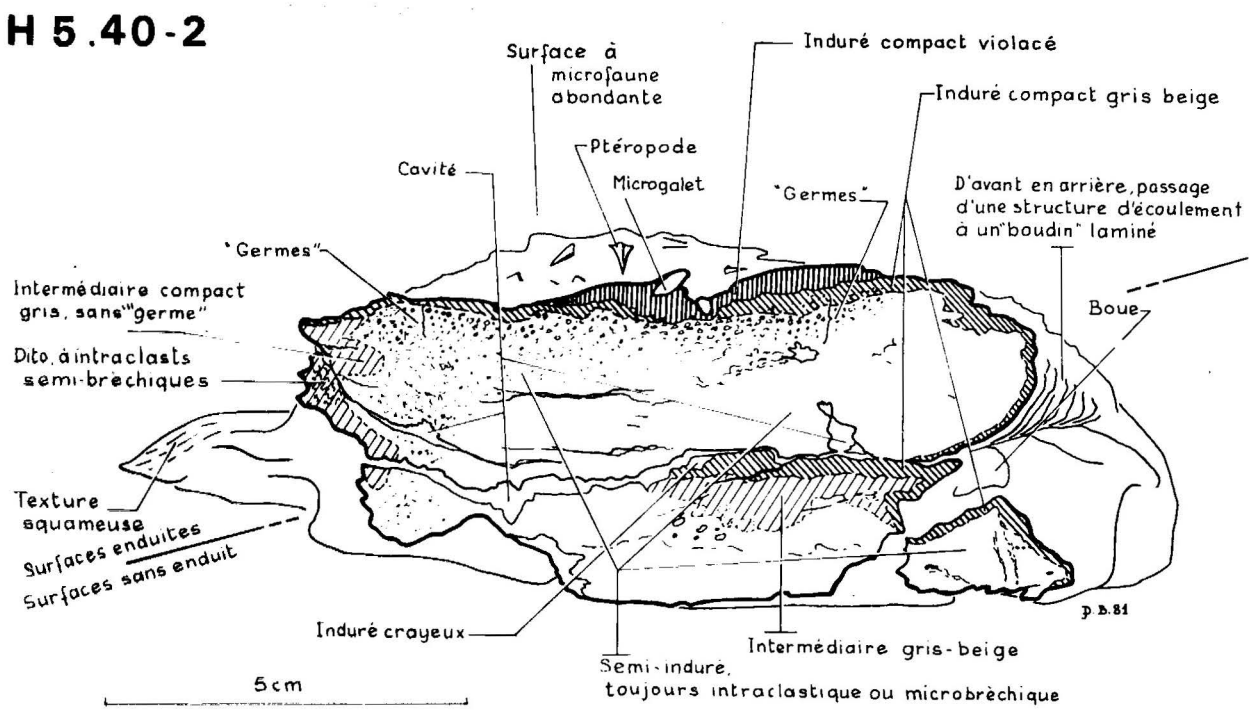


Fig. III-1 : Schéma d'une section du prélèvement H5-40-2.

PRÉLÈVEMENT H5-40-2

1. Zone II, fig. I-1, 12 h 56 mn, 10 s; – 2.940 m corrigé; photos 2561 et voisines. Mur externe.

2. **H5-40-2** présente des bourrelets irréguliers sur la face supérieure et des figures de charge boudinées sur la face inférieure. Dans l'ensemble, les bioclastes et les intraclastes sont abondants, avec des dimensions variant de 0,5 à 15 mm environ. Ceux-ci peuvent empâter les bourrelets mais ils ne masquent pas les fentes des distensions subies à des stades divers de l'induration. Les structures observées correspondent toujours à des éléments sédimentaires sans continuité planaire.

   Le trait de scie correspondant à la figure est un peu oblique par rapport à l'allongement des bourrelets.

3. **Particularités du prélèvement**

— Bioturbations identifiables peu nombreuses. Quelques traces de petit diamètre se rencontrent en bas à droite. Il existe également des galeries de 3 à 5 mm de diamètre surtout développées là où la roche est peu indurée ou sur les limites des éléments indurés.

— Remaniements internes dans chacun des éléments, quel que soit leur stade d'induration actuelle. Ils déterminent des fragments arrondis ou anguleux.

— Mince couche externe (1 à 2 mm) qui présente un aspect compact et homogène. Les indurations les plus internes passent de façon rapide, sans discontinuité, au matériel semi-induré de l'intérieur.

— Présence de très nombreuses mouchetures lithifiées proches de la surface indurée, concentrées à moins de 2,5 cm de la limite extérieure. Les mouchetures se distinguent de l'induré compact gris-beige. De l'intérieur vers l'extérieur, on observe des mouchetures de taille croissante qui, à l'extérieur, constituent une surface polygonale de 1 à 2 mm². Elles deviennent jointives, enfin se soudent entre elles et constituent la couche compacte gris-beige. Dans la partie gauche de la figure, les mouchetures soulignent le litage originel.

4. **Étapes de formation**

— Dépôt de la boue : des remaniements internes interviennent.

— Formation de figures d'entraînement et d'arrachements résultant d'écoulements plastiques. Le matériel, après sa mise en place, est traversé de gros terriers.

— Induration progressivement acquise alors que le taux de sédimentation devient faible.

— Formation d'un enduit sur le matériel induré, puis dépôt des boues au sein desquelles se produit une légère diffusion du manganèse ("induré compact violacé").

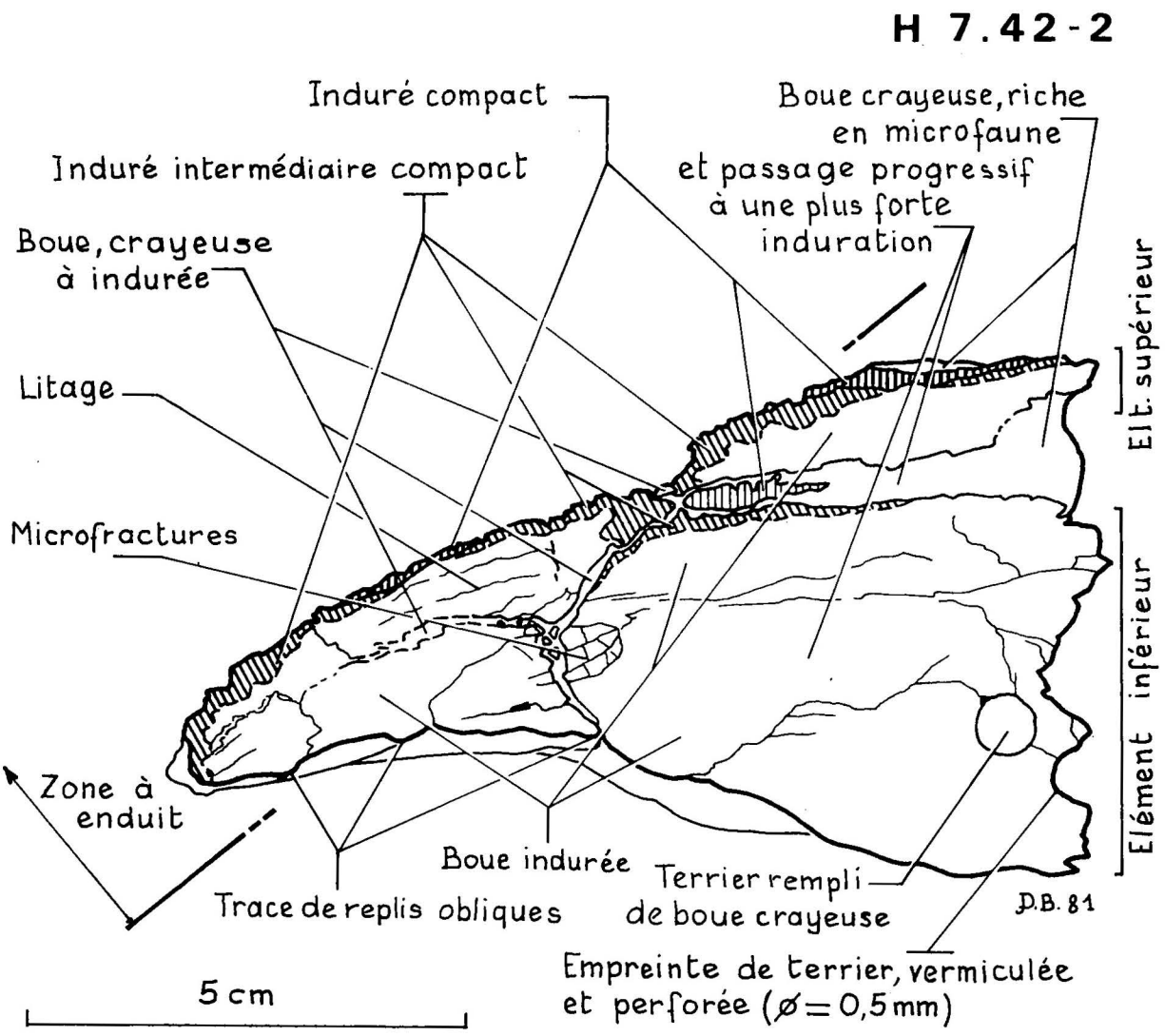


Fig. III-2 : Schéma d'une section du prélèvement H7-42-2

PRÉLÈVEMENT H7-42-2

1. Zone II, fig. I-1, 11 h 36 mn 10 s; – 2.968 m corrigé; flanc méridional de Castor.

La pente générale, très faible vers le N, correspond à une carapace ondulée, fracturée en polygones assez petits et faiblement envasés. Des débris de tailles variées parsèment cette surface. Le prélèvement provient d'un alignement redressé.

Les traits de scie sont parallèles à l'allongement des structures visibles.

2. Particularités du prélèvement

— Teinte claire, beige, au long du trait de scie, plus sombre dans les zones plus compactes.

— Surface supérieure enduite, littéralement cariée; les traces de biocorrosion y sont particulièrement nettes, il s'agit de pistes de 4 à 5 mm de large, plutôt que de terriers; présence de débris bioclastiques : foraminifères, ptéropodes, serpules.

— Matériel le plus compact correspondant aux zones où les traces de fouissage sont absentes.

— Zones les plus compactes tendant à se desquamer.

— La coupe choisie montre la superposition de deux éléments, l'élément inférieur est lui-même divisé par le prolongement de l'horizon crayeux intermédiaire; la partie gauche de l'élément inférieur se présente comme une structure de glissement sinueuse bréchifiée.

— Enduits internes séparant des zones diagénétiquement distinctes.

— Microfracturation et remplissage des cassures par une boue emballant des remaniements bréchoïdes in situ; induration progressive des remplissages au voisinage de la face supérieure.

— Remplissage incomplet de certains tests de foraminifères dans l'élément inférieur lors de l'étape concernée permettant de retrouver l'orientation de l'échantillon.

3. Étapes de formation

— Dépôt du matériel originel, dont l'assiette est celle de la figure (fig. III-2), sur un plan incliné descendant vers SW (N 215); puis une amorce d'évolution diagénétique accompagnée d'une perte d'eau progressive (dewatering) conduit à une cohésion des sédiments.

— Un écoulement plastique par gravité provoque l'arrachement d'une lame de sédiment, qui se brise et se replie (extrémité gauche) en emprisonnant une mince épaisseur de la boue sous-jacente.

— Dépôt de la boue riche en microfaune.

— L'induration progresse et est assez avancée pour empêcher la pénétration des plus gros fouisseurs installés vraisemblablement dans la boue superficielle.

— Le prélèvement subit alors des efforts obliques à son allongement qui conduisent à des figures de charge à allure glissée ou encore reprennent des figures pré-existantes en les laminant.

— Le prélèvement reçoit son enduit.

— Il sera redressé plus tard par le mouvement chevauchant (Ch. II).

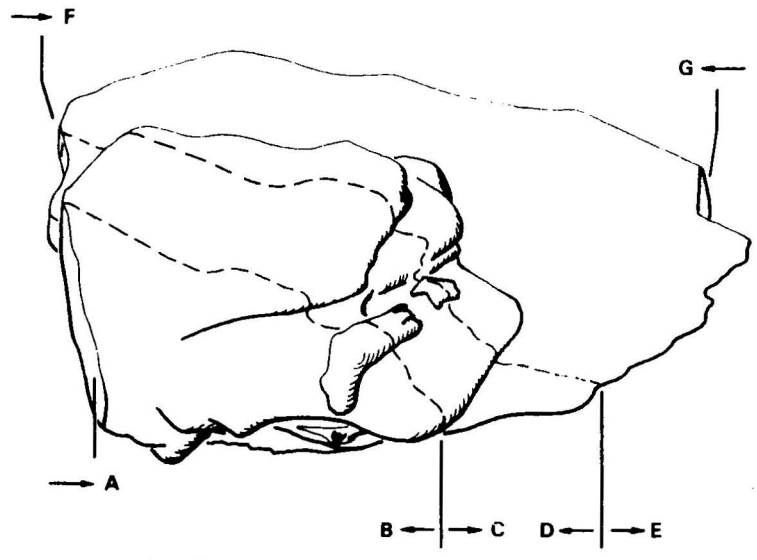
4. Résultats biostratigraphiques par GLAÇON et C. MÜLLER.

Au microfaciès à *Globorotalia truncatulinoides* qui caractérise la base de NN20 et constitue la quasi-totalité de l'échantillon se superpose, en placage, un faciès "analogue à l'actuel" riche en *Globigerinoides ruber*. L'horizon de "boue crayeuse", riche en microfaune, qui partage l'échantillon en deux parties inégales, correspond à un microfaciès à *Limacina retroversa* sans *G.truncatulinoides* mais avec quelques *Orbulina universa, Globorotalia inflata* et des *Globigerinoides*. Cet horizon est donc différent à la fois deux éléments principaux de la roche et du placage très lithifié (Ch. IV).

PRÉLÈVEMENT H7-42-4

1. Zone II (fig. I-1), 12 h 34 mn 40 s; – 2.848 m corrigé - flanc méridional de Castor.

   Les photos montrent un fond plat, faiblement envasé d'où ressortent de grands polygones de carapace (40 cm de diagonale principale, en moyenne), qui portent quelques débris épars (Ph. 7-3). Au pied d'une falaise voisine, la pente se redresse progressivement sans dépasser une vingtaine de degrés; les polygones, irréguliers, sont alors plus petits (20 cm), pour être encore réduits dans les derniers 25 cm avant la falaise. Ces fragments, qui prennent une allure esquilleuse, sont séparés de la falaise par une petite rimaye. L'échantillon a été prélevé à la limite supérieure de la zone des grands polygones, à 75 cm du pied de la falaise.



H 7 . 42 - 4

Repérage des surfaces sciées

Coupe D

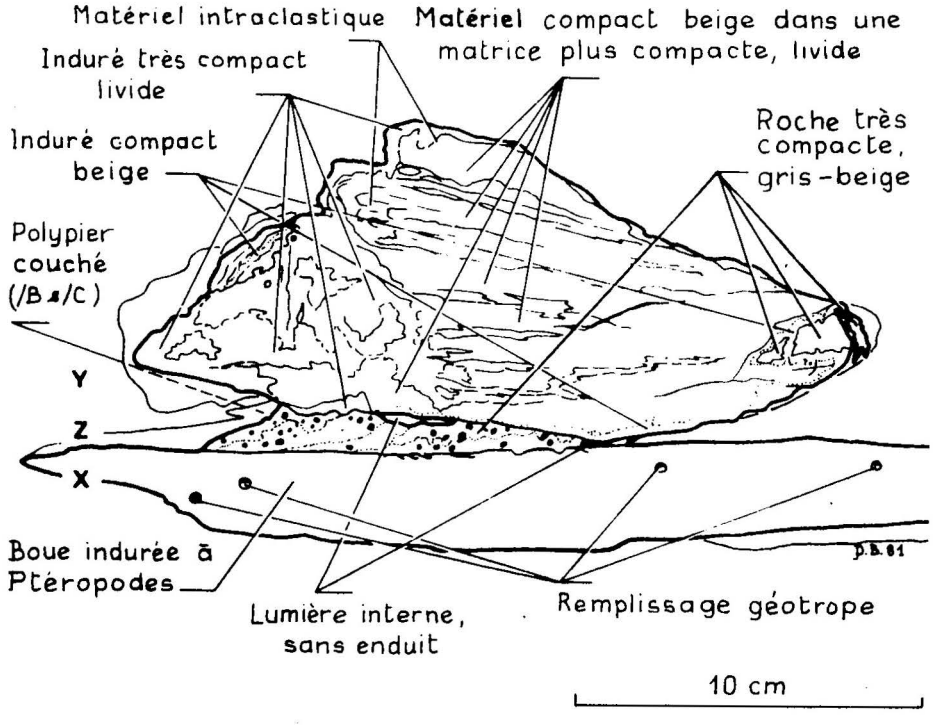


Fig. III-3 : Croquis de position des traits de scie du prélèvement H7-42-4 et schéma de la face D.

2. Le prélèvement est constitué d'une grande plaque polygonale à bords biseautés (25 × 35 cm environ) sur laquelle est soudé un autre élément, très arrondi, qui peut provenir de quelque replat de la falaise sus-jacente. Le second est recouvert par une succession de feuillets qui l'emballe en grande partie. Les feuillets, de 2 à 3 mm d'épaisseur, portent des traces de déchirures et de replis. Nous nommons X ce morceau de roche polygonal plan et Y celui qui lui est superposé; Z correspond à l'intercalaire (fig. III-3).

3. Particularités du prélèvement :

— Présence d'un enduit qui manque dans la base de X et dans certaines lumières entre Y et Z.

— Absence de déformation notable de la zone de contact de Y et de Z sur X; homogénéité du contenu (empreintes de ptéropodes) et régularité de la lithification de X; on notera également le profil en lentille plan convexe du matériel blanc-crème de X, la convexité étant dirigée vers le bas.

— Structure et position de Z dont le matériel, riche en foraminifères, présente une stratification oblique, des teintes jaspées et ne comporte aucun bourrelet, la masse de Z est logée dans une selle de Y, visible sur la face C; cette même face renferme un débris de polypier dans le matériel intercalaire;

— Structures d'écoulement souple au sein de Y; leur allure montre que Y est figuré dans une position qui est approximativement celle existant lors du dépôt.

— Allure souple de certains fragments, allure semi-plastique de certaines dislocations latérales de Y, cassures franches, dans la partie superficielle de Y.

— Mélange entre un matériel verdâtre-livide (peu poreux) et un matériel beige (plus poreux); le matériel verdâtre souligne les structures de la dislocation brutale d'un dépôt inégalement plastique, partiellement induré.

— L'horizontale est indiquée par le remplissage géotrope, sa pente peut aller de 0 à 45° vers le SSW.

4. Étapes de formation

La reconstitution génétique suivante peut être proposée :

— arrivée tardive de Y sur X induré;

— nature exotique de Z;

— histoire du bloc Y qui suppose :

- une amorce d'induration au sein d'un matériel lité hétérogène, déposé sur une pente d'au moins 30°;
- le dépôt du matériel X sur une pente inclinée, le fluage en masse de la boue et son induration superficielle en une carapace résistante;
- le bloc Y accompagné par divers matériels qu'il protège;

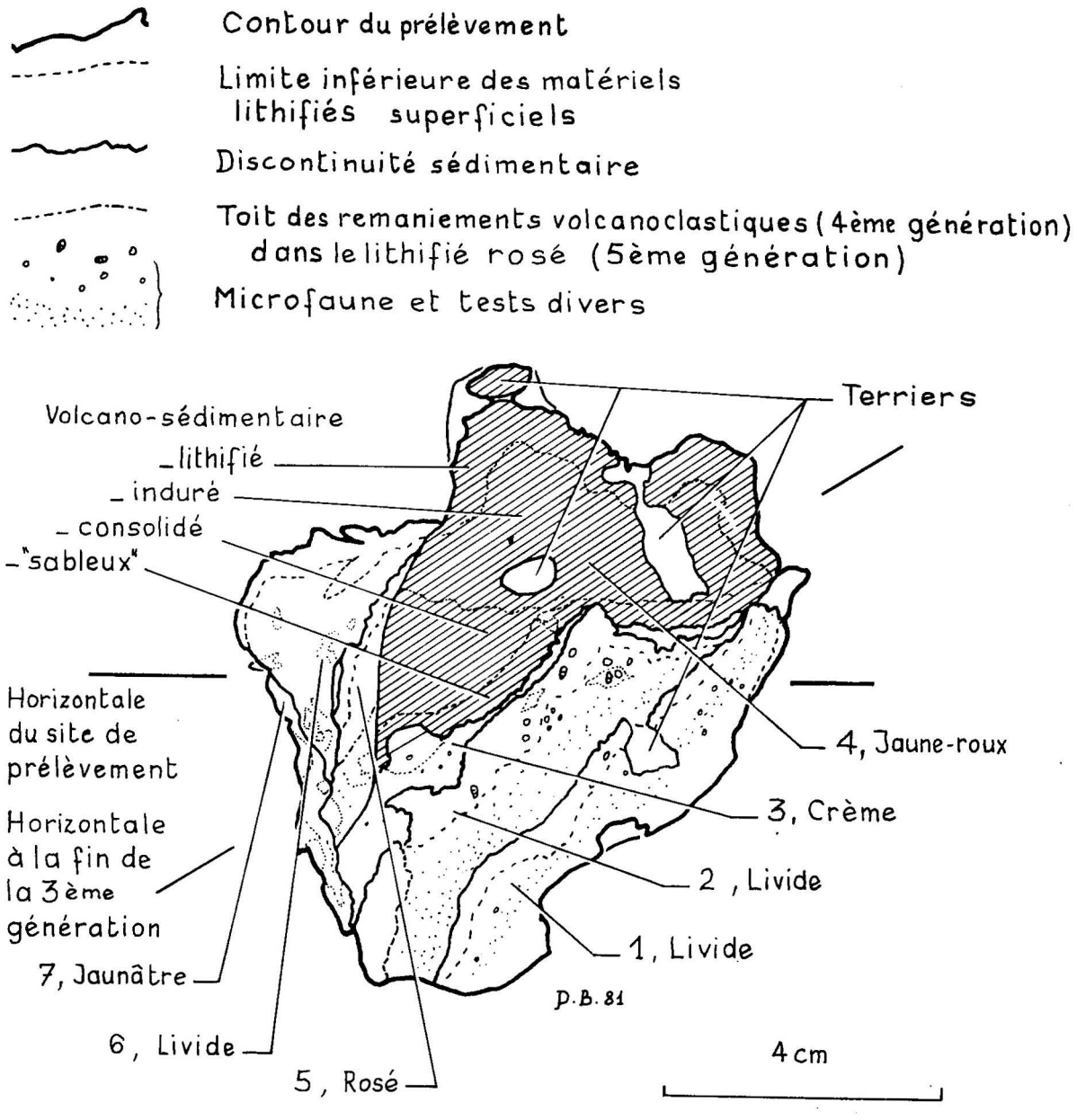
— la lithification de Z induit une reprise de la diagenèse de X et de Y;

— installation de petites serpules, puis leur fossilisation par l'enduit ferro-manganeux.

5. Résultats biostratigraphiques par GLAÇON et C. MÜLLER

Le bloc Y et la plaque X à *Globorotalia truncatulinoides* de la base de NN20 sont cimentés par un calcaire très riche en *Limacina retroversa* (fossile traduisant un milieu de vie en eau froide), contenant un fragment de polypier solitaire. On ne peut donc rien affirmer quant à la contemporanéité des deux éléments X et Y. La mise en place du bloc fossilise une boue "plus récente"; cela démontre que la lithification n'est pas liée à une seule époque privilégiée. On déduit également que l'intensité de la cimentation n'est pas liée à la seule durée d'exposition des sédiments à l'eau de mer ni à leur déformation (Ch. IV).

H 7.42-6



Les chiffres indiquent les générations successives de sédiments.

Fig. III-4 : Schéma d'une section du prélèvement H7-42-6.

PRÉLÈVEMENT H7-42-6

1. Zone II (fig. I-1), 13 h 23 mn 20 s; – 2.817 m corrigé - flanc méridional de Castor.

   Sur la contrepente, au S de la ligne de chevauchement.

   La photo 3210 de la plongée H7-42 montre une carapace irrégulièrement disloquée qui constitue une surface s'inclinant progressivement sur 2 à 3 m en une sorte de vaste bourrelet asymétrique dont la plus forte pente est à regard N. La dislocation correspond clairement à une distension (Ph. 32-13) manifeste au long de microfractures transverses (orientation sensiblement N-S), faisant affleurer les boues claires sous-jacentes. Vers le S, la surface du fond paraît être à peine irrégulière. Vers le N, la dislocation se manifeste très vite, tant par une certaine dispersion des éléments que par leur léger basculement. Le profil de quelques fragments de carapace présente de petits bourrelets vers le S et des cuillerons vers le N; ces structures évoquent un écoulement plastique. La surface est parsemée de fragments indurés, d'environ 5 cm de dimension moyenne, associés à quelques éléments plus massifs. H7-42-6 correspond à l'un d'eux; on ne peut affirmer qu'il ait été recueilli dans le lieu où s'est produit la diagenèse; si l'on se réfère à la seule morphologie actuelle, il pourrait provenir d'une zone méridionale proche de son site de récolte.

2. La roche prélevée est un prisme de section très grossièrement triangulaire. Sa surface irrégulière est déchiquetée par biocorrosion. Le remplissage de terriers indurés, conservés en relief, met en évidence une forte ablation du fond sédimentaire. La partie non enlisée du prélèvement, telle qu'elle est visible sur les photos, correspond approximativement à la surface de dépôt de l'enduit Fe-Mn. Sur la figure, elle correspond à celle qui est limitée par l'horizontale.

3. **Particularités du prélèvement** (compléments à la fig. III-9)

— Opposition entre les sédiments essentiellement biogènes et le matériel jaune-roux, à mélange volcano-sédimentaire (Ch. VII).

— Présence, à la base, d'un matériel carbonaté dépourvu de ptéropode, à la différence des carbonates postérieurs (niveau 1).

— Bioturbations, présence de terriers de 4 à 6 mm de diamètre, dans tous les niveaux de la roche; les bioturbations remanient dans un niveau inférieur le matériel des niveaux supérieurs et permettent d'évaluer le degré d'induration relatif de ces derniers, ainsi que la chronologie des dépôts correspondants; ainsi, établit-on le fouissement du matériel volcano-clastique (niveau 4) à partir d'un horizon de boue à ptéropodes compact rosé affleurant à la surface (niveau 5) et dans les terriers situés à 3 ou 4 cm sous cette surface; de même, le remplissage de perforations dans le niveau 2 par du matériel de niveau 4 implique la succession des processus suivants : induration du niveau 2, dépôt du niveau 3, érosion locale puis perforation du matériel volcano-sédimentaire.

— Figures géotropes de remplissage; une d'entre elles, à la base du volcano-clastique, établit un repère dans la limite des niveaux 3 et 4; dans le plan de la figure, la roche aurait subi une rotation d'une trentaine de degrés postérieure au dépôt du niveau 3; d'autres bulles géotropes, assez nombreuses et sans orientation préférentielle, soulignent l'instabilité mécanique du milieu de sédimentation.

— Abondance des intraclastes et des lithoclastes dans les niveaux postérieurs au dépôt du mélange volcano-clastique (niveaux 5, 6 et 7); la trace de cisaillement oblique, mal individualisée sur la section présentée (partie gauche de la figure) implique l'existence de déformations.

4. **Le matériel volcano-clastique**

Les éléments volcano-clastiques présentent une grande diversité : des fragments de roches basiques s'ajoutent à ceux de roches plus alcalines (trachytes) et à des éléments de verres vacuolisés; ces fragments forment les grains arrondis et altérés d'une arénite à ciment carbonatée; les dimensions des grains sont comprises entre 400 μ et 30-40 μ. La matrice représente 40 % de la roche et inclut des fantômes de matériel cinéritique; elle est largement calcitisée; le mélange apparaît brutalement et sa base un peu plus grossière est restée poreuse. La cimentation est d'autant mieux développée que la granulométrie est plus fine; dans l'hypothèse d'une venue unique de matériel volcanique, la mise en place se serait effectuée calmement : les tests de mollusques fins et creux sont conservés; la fin de l'épisode n'apparaît pas clairement, les plus gros cristaux de quartz (200 μ et plus de diamètre disparaissent et l'abondance des autres éléments qui, pour les ponces, peuvent atteindre 400 μ, décroît).

En conclusion, soulignons la grande instabilité du milieu de dépôt. Nous suggérons une mise en place grain à grain du matériel volcano-clastique.

H 12.47 - 5

Légende pour la section sciée

Boue rayable à l'ongle, beige-rose.

Boue très indurée, marron-jaune, (gradient d'induration décroissante depuis le trait épais vers le tireté).

Boue moyennement indurée (même remarque), rosée ou verdâtre.

Matériel verdâtre, moyennement induré.

Intraclastes.

5 cm

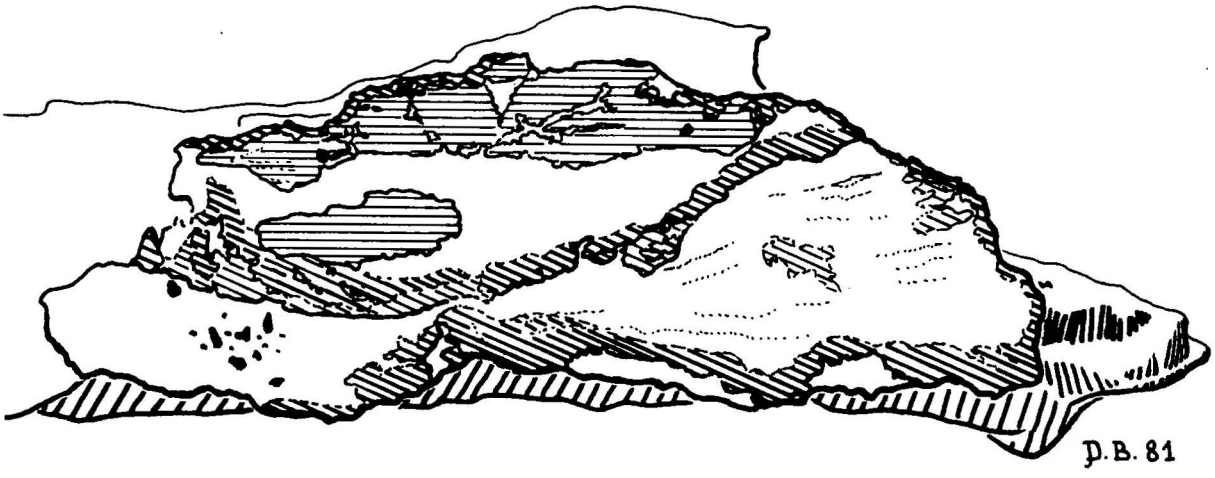


Fig. III-5 : Schéma d'une section du prélèvement.

PRÉLÈVEMENT H12-47-5

1. Zone III, 17 h 32 mn 20 s; 2.435 m corrigé; Ph. 7322 et quelques photos antérieures.

   Le prélèvement est effectué au milieu d'une zone d'accumulation de fragments de carapace, de 20 à 30 cm de dimension moyenne, sur le bord d'un méplat limité par un petit talus. Les plongeurs n'ont pas signalé de relief surplombant à proximité immédiate. Une partie des fragments est déformée mais aucune organisation n'a été observée dans leur répartition ni dans leur disposition.

2. **H12-47-5,** losange de 22×17 cm de diagonales comporte deux éléments superposés. Le trait de scie a été effectué parallèlement à la grande diagonale de l'échantillon. Le dessin présente H12-47-5 dans la position de prélèvement (Ph. H12-47, 17 h 32 mn 20 s).

3. Particularités du prélèvement

— Nombreuses traces de bioturbation d'un diamètre moyen de 1 mm dans chacun des éléments distingués sur la figure (fig. III-5).

— Teinte beige à liserés marron présente dans cet échantillon et rarement rencontrée dans les autres échantillons indurés.

— Intraclastes très irrégulièrement répartis, isolés ou "en nid".

— Mouchetures lithifiées (0,1 à 0,8 mm), elles forment des essaims au sein du matériel un peu induré.

— Élément verdâtre supérieur parcouru par des limets d'enduit Fe-Mn, l'élément inférieur en est entouré; il est recoupé par les bioturbations.

— Très rares petites serpules sur les faces inférieure et supérieure.

— Face supérieure systématiquement mais assez légèrement enduite (Fe-Mn); sur la face inférieure l'enduit existe à proximité d'un des bords.

— Cimentation jaune-marron qui forme la bande supérieure; elle affecte aussi bien la boue que l'élément verdâtre.

— Bande médiane (jaune-marron) constituée de deux zones indurées superposées.

4. Étapes de formation

A la lumière des faits précédents, l'interprétation de la section implique la succession d'étapes suivantes :

— dispersion d'un matériel mou, à peine bréchique, dont il n'est pas établi s'il était bioturbé et biocorrodé ni s'il possédait ses enduits internes dès cette époque;

— dépôt de boue avec remaniement du matériel précédent verdâtre, corrodé et assez induré pour n'avoir pas subi de bioturbation;

— bioturbation, peu intense, des dernières boues déposées puis première induration superficielle suivie par un dépôt inégal (plus verdâtre, pratiquement sans trace de bioturbation) et par une seconde induration donnant un matériel moins ferme que le précédent;

— remaniement des derniers matériels déposés, au sein d'un troisième dépôt de boue;

— bioturbation, peu intense, et induration, biocorrosion puis nouveau dépôt de boue;

— après une amorce d'induration, retournement face pour face;

— induration des surfaces exposées à l'eau de mer; enduit Fe-Mn et dépôt de vases actuelles, blanc-grisâtre.

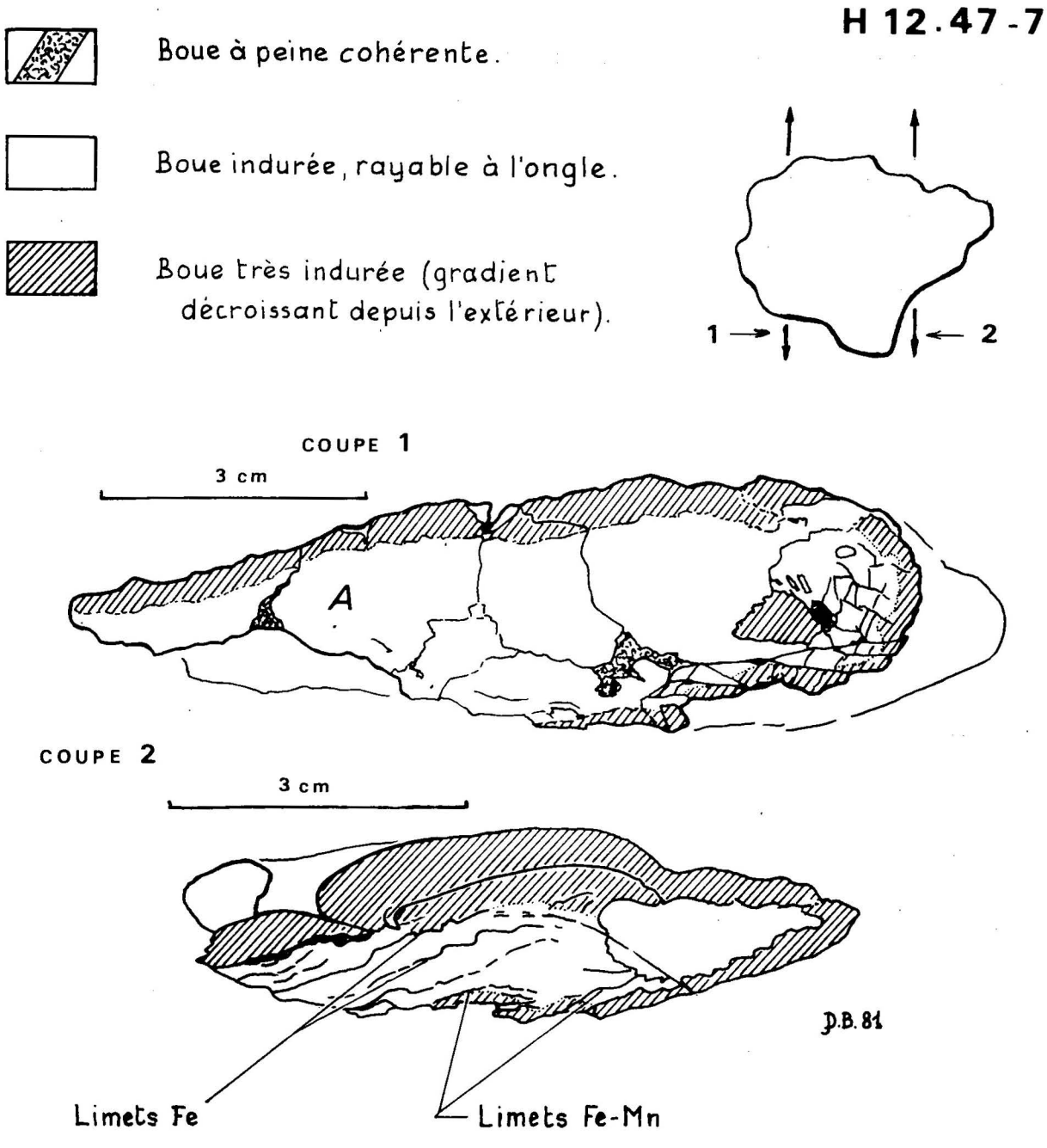


Fig. III-6 : Schéma des sections effectuées dans le prélèvement H12-47-7.

PRÉLÈVEMENT H12-47-7

1. Zone III, fig. I-1, 19 h 07 mn 10 s; − 1.841 m corrigé.
Sur les photos 9060 à 9071, le long d'une pente faible, en moyenne 10°, orientée vers le NNW, la carapace échancrée irrégulièrement dessine une combe. H12-47-7 a été prélevé dans la partie aval de cette combe, parsemée de quelques débris (Ph. 12-2).

2. Ce prélèvement comporte deux fragments. Seul le fragment ayant la forme approximative d'un gros crayon aplati a été étudié et il n'en subsiste que la partie marquée A sur la figure (fig. III-6). Il possède un axe d'allongement prononcé (10 × 2,5 × 3 cm). Les sections figurées sont parallèles à l'allongement. Un des flancs de la roche présentait des bourrelets, le plus externe s'encapuchonnant dans le plus interne.

La répartition des zones lithifiées, comparable à celle des surfaces enduites, suggère que H12-47-7 soit dans une position proche de celle qu'il occupa pendant la fin de sa diagenèse.

3. Particularités du prélèvement

— La rareté des bioturbations identifiables.

— Les bourrelets et leurs déformations.

— La présence d'enduit ferro-manganeux à l'intérieur de la roche, à proximité de la surface et en relation directe avec elle; l'existence d'enduit ferrugineux souligne le litage.

— La répartition des zones cimentées dont l'épaisseur est plus forte dans la partie supérieure que dans la partie inférieure; la zone très indurée, grise, devient beige vers l'intérieur, où le sédiment est plus tendre; la transition est rapide; vers l'extérieur, la teinte est rose-violacé, là où le prélèvement possède un enduit.

— La fracturation de la zone indurée qui exagère le phénomène de bourrelets, sans injection apparente de matériel dans les cassures (coupe 1).

4. Étapes de formation

La présence simultanée de déformations souples et cassantes suggère l'évolution par étapes d'un seul horizon induré.

PRÉLÈVEMENT H13-48-3

1. Zone III, fig. I-1, 13 h 38 mn 10 s; – 2.892 m corrigé.

   Le prélèvement a été effectué sur une pente de 20° vers le SSE (Ph. 3381 à 3435).
   Le rapport de plongée fait état de petits escarpements à proximité du lieu de prélèvement.

2. La face supérieure a un aspect scoriacé. La face inférieure, visible sur la coupe 2, est une surface glissée, cintrée en selle biconvexe. Le prélèvement présente deux éléments inégaux : le plus petit, A, est superposé au plus grand, B. Un enduit ferro-manganeux couvre les faces "supérieures". Une simple patine rousse teinte la face "inférieure".

   L'élément A, d'environ 1 cm d'épaisseur, est peu déformé.

   L'élément B montre des formes complexes : replis, fentes de distension, fracturation. La face supérieure se présente sans aspérité. La face inférieure est polie par glissement. Des tubes de serpules partiellement laminés conservent la boue dans leur "sillage". D'autres petits tubes de serpules sont postérieurs à la patine de cette face. La première planche H13-48-3 présente un aspect du prélèvement et les deux vues correspondent à chacun des traits de scie.

3. **Particularités du prélèvement**

   — Pli en bec formé sur la droite par l'élément B.

   — L'homogénéité de la diagenèse qui produit une roche compacte grise, affectée de très nombreuses perforations (0,4 mm de diamètre) et renfermant quelques enclaves de boue semi-indurée dont les intraclastes, petits, anguleux et innombrables, actuellement constitués par une micrite semblable au reste de la roche; quelques petites fractures fermées relient ces enclaves à la surface.

   — Lien entre A et B, assuré par une boue semi-indurée intraclastique parallèle au litage où l'induration ne se développe pas, même près de la surface; cimentation très partielle par quelques grands cristaux de carbonate; le toit comme le mur montre de nombreuses indentations millimétriques, arrondies ou anguleuses.

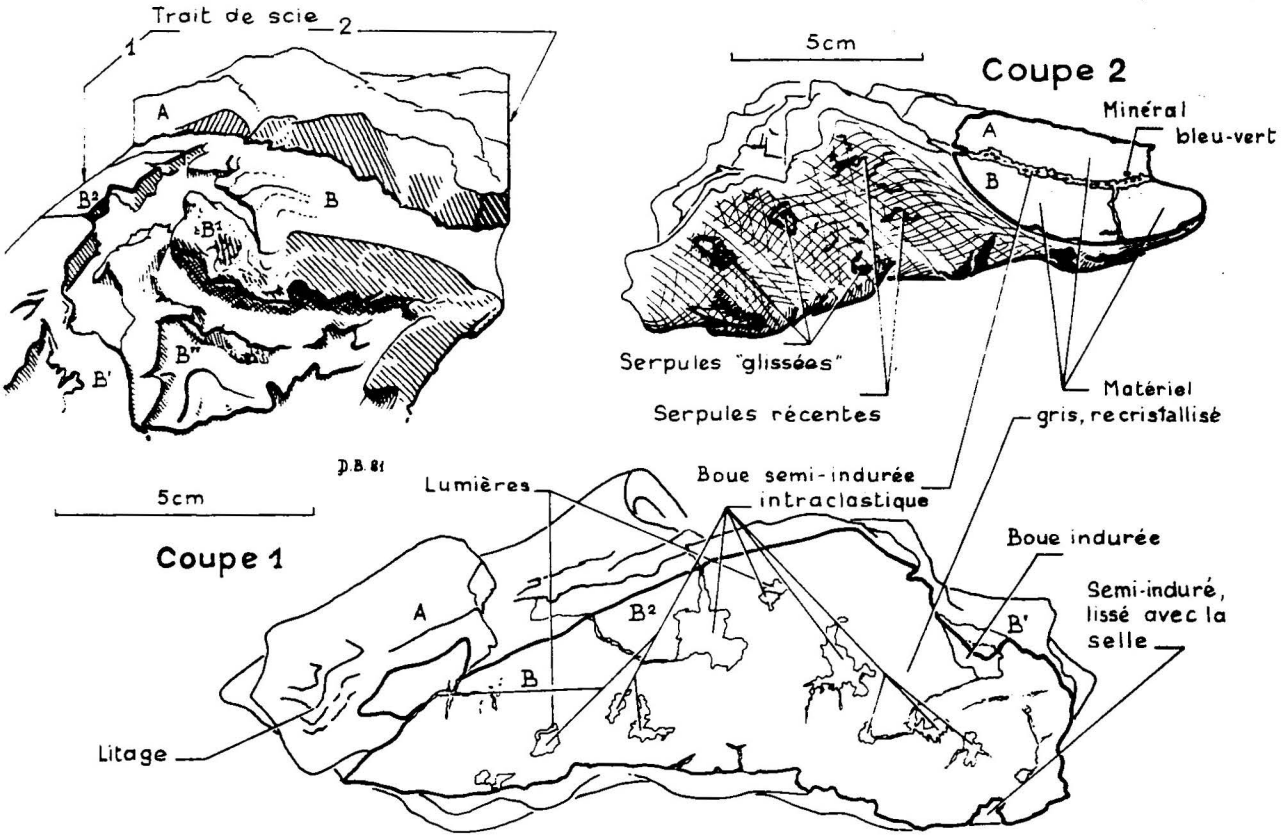


Fig. III-7 : Croquis de position des traits de scie dans le prélèvement H13-48-3 et schéma des deux sections correspondantes.

4. Étapes de formation

— Décollement tardif de A par rapport à B.

— En raison de l'aspect de leurs limites communes, A peut avoir été rabattu précocement sur B ; ce rabattement étire la charnière.

— Formation du repli droit.

— Progression de l'induration dans les zones mises à nu et une compression transverse qui serait celle du cisaillement de A sur B ; après un déchaussement (plutôt qu'un retournement), s'installe une phase d'induration ; de grosses serpules se fixent (fig. III-7, n° 6).

— Période de "lissage" de la selle ; ce glissement en force est accompagné par un écrasement des premières serpules et par le pincement du repli.

— Dernière période de déformation entraînant des distensions d'extrados sur la face inférieure.

— Lithification de l'ensemble ; dépôt de l'enduit, sans doute amorcé pendant le lissage de la selle ; patine de la face inférieure et installation de petites serpules sous la voûte d'une petite caverne.

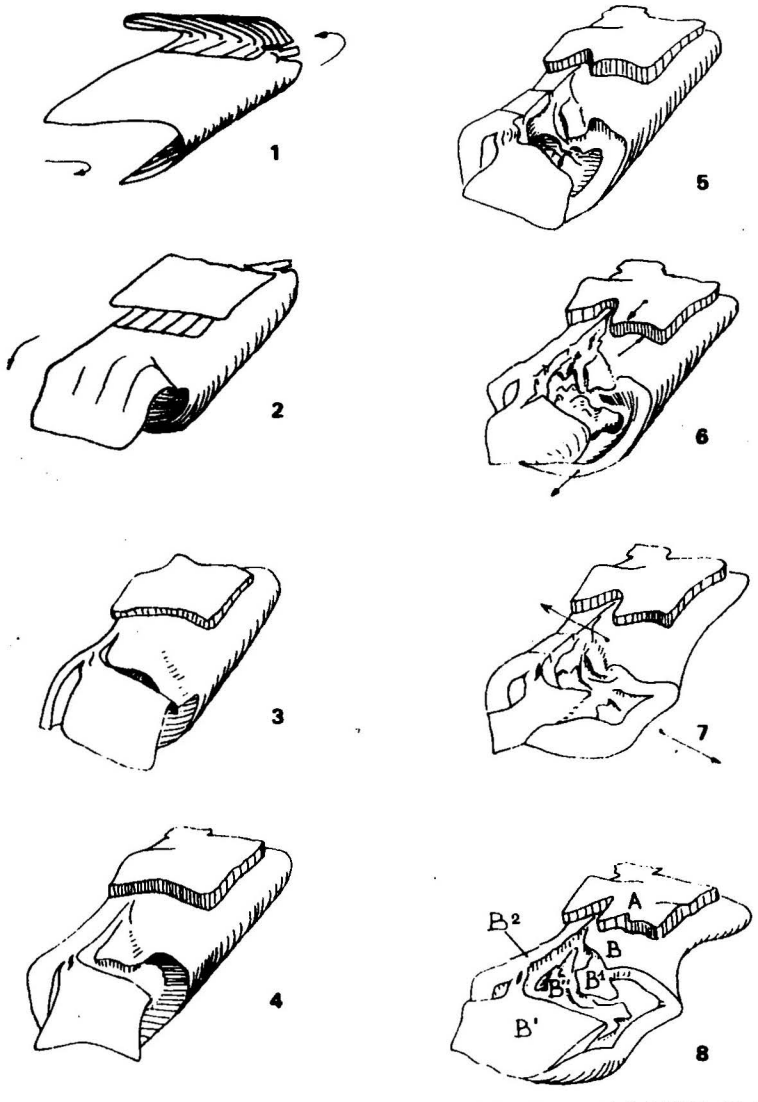
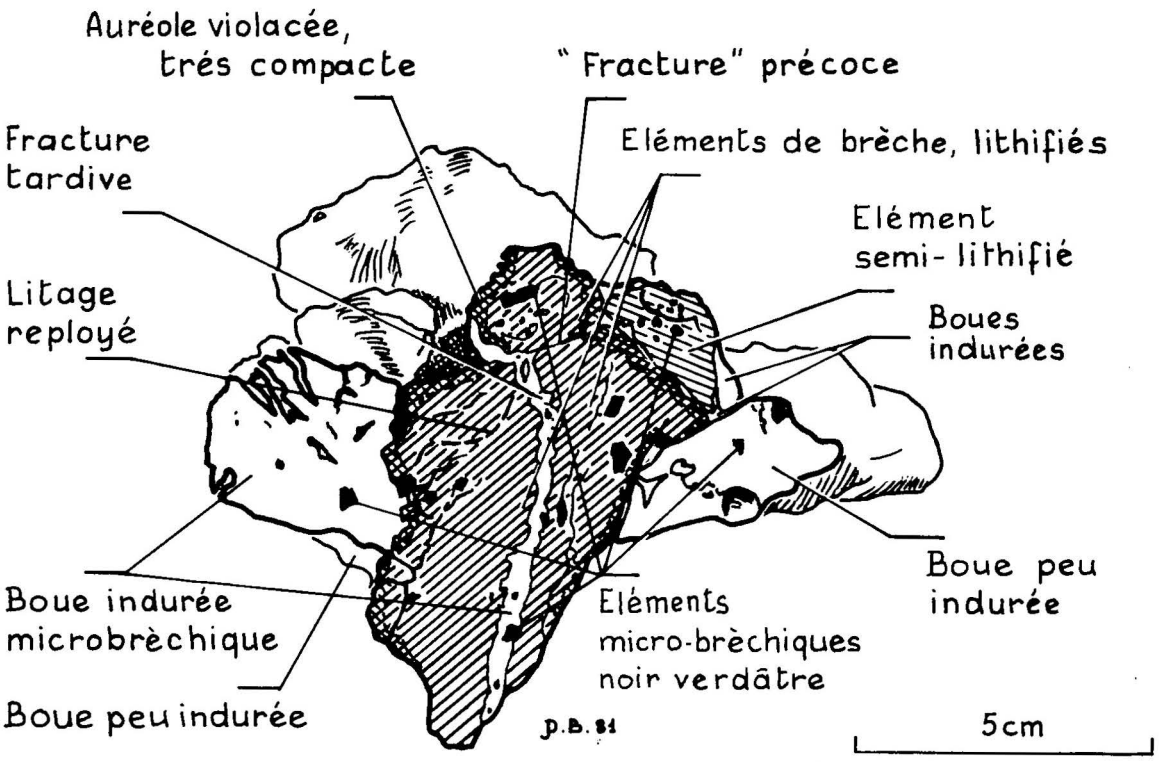
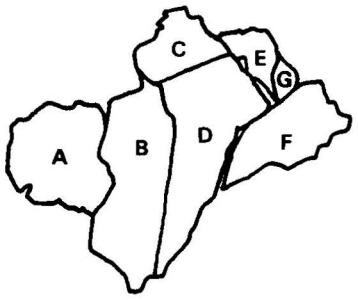


Fig. III-8 : Évolution géométrique possible du matériel H13-48-3.
Les chiffres indiquent l'ordre chronologique proposé.
Les lettres de l'étape 8 sont celles des croquis de la fig. III-7.

H 13.48 - 4





Désignation des différents éléments composant H 13.48 - 4

Fig. III-9 : Schéma d'une section du prélèvement H13-48-4 et croquis de notation des éléments différenciés sur cette section.

PRÉLÈVEMENT H13-48-4

1. Zone III (fig. I-1), 14 h 20 mn 20 s; – 2.912 m corrigé (Ph. H13-48, 15 h 20 mn 20 s).
La pente générale est faible vers le NW mais nette (5 à 10 %). Sur une surface apparemment boueuse, quelques blocs font contraste.

2. Le prélèvement évoque une brèche. Ses éléments consolidés ou indurés portent, comme leur matrice, la trace de déplacements. L'élément central, fracturé en deux, porte l'empreinte d'une histoire antérieure complexe. La figure présente une coupe de H13-48-4 avec l'assiette de la roche au moment de son prélèvement.

3. Particularités du prélèvement

— Constance des éléments microbréchiques noirs ou verdâtres (grès chloriteux ?) dans les divers composants de la roche.

— Présence de bioturbations et de terriers de 4 mm de diamètre dans tous les éléments du prélèvement.

— Allure asymétrique du remplissage des fractures; finement concrétionné sur un de leur côté, il contraste avec l'aspect carié de la paroi en vis-à-vis.

— Matrice constituée d'une boue peu indurée, crayeuse; diversement contournée au contact des éléments plus indurés; elle porte trace d'un cisaillement imprimé par le déplacement relatif des deux gros éléments indurés.

— Élément B moulé par A vers sa base; E et F ne sont pas parfaitement appliqués contre D, ils en sont irrégulièrement séparés par une boue fine qui colmate tout interstice.

4. Étapes de formation

Les observations précédentes suggèrent une chronologie que l'on peut résumer en deux étapes :

— recimentation des fragments d'un matériel éclaté et lithification périphérique du petit bloc formé par B, C, D;

— conjonction du bloc précédent avec des éléments dont l'alimentation en matériel microbréchique terrigène est comparable à celui de B, C, D.

Nous nous trouvons, là, à proximité d'une zone dont la déformation s'est poursuivie sur une période relativement longue.

III. - CARACTÉRISATION DES DÉFORMATIONS OBSERVÉES SUR LES PRÉLÈVEMENTS

ZONE II

H5-40-2 : fig. III-1 :

L'assiette est inclinée par rapport au plan de l'enduit et de la lithification. Constamment soumis à des déformations synsédimentaires, le prélèvement a subi fluages, arrachement depuis son site de dépôt, puis déformation anté et post-induration. Sa position exacte, près du chevauchement, n'est pas connue. On le regrettera d'autant plus que les déformations enregistrées sont intenses dans cet échantillon qui ne semble pas provenir de la falaise septentrionale.

H7-42-2 : fig. III-2 :

Slumps superposés, brisés tardivement. Le prélèvement est parfaitement repéré sur les photos. Changement d'assiette vraisemblablement provoqué par le "passage de la masse chevauchante postérieurement à l'induration mais antérieurement au dépôt du manganèse". Situation de ce prélèvement comparable à celle d'un bouchon sur les vagues.

H7-42-4 : fig. III-3 :

Le prélèvement permet de reconnaître trois blocs nettement différenciés (notés X, Y et Z).
La base X implique l'existence d'une faible pente synsédimentaire dirigée vers le SW. On ne peut comparer les sédiments de un des éléments en l'absence d'une chronologie suffisamment précise.

H7-42-6 : fig. III-4 :

L'instabilité du site de formation de la roche est démontrée tant par la manière dont les assises inférieures sont recoupées par les assises supérieures que par la géométrie des dépôts les plus récents. Ces faits permettent de reconstituer une succession d'arrachement, de basculements et de fracturations. Nous avons démontré l'existence d'une rotation de 30° : on peut en outre suggérer une rotation de 90° permettant le dépôt et la conservation du septième niveau. Le matériel initial se déposait sur une pente inclinée vers le S. Cette conclusion conforte celle formulée après l'examen de H7-42-2, les rotations observées suggèrent le passage d'une onde de déformation.

ZONE III

H12-47-5 : fig. III-5 :

Retourné à un stade tardif de son histoire. Sa position, sur un replat où existaient d'autres fragments, ne peut être attribuée à une chute. A partir d'une falaise proche, le retournement d'un tel matériel, fait apparemment non isolé, pose problème.

H12-47-7 : fig. III-6 :

Structure de slump roulé latéralement, déformé après une induration très superficielle. Il s'agit peut-être d'un fragment de dépôt de pente.

H13-48-3 : fig. III-7 et 8 :

Sa forme torturée implique l'intensité des actions subies par l'échantillon. On ne peut situer le contexte précis de sa formation.

H13-48-4 : fig. III-9 :

Cette roche ne semble pas avoir été prélevée sur son lieu de dépôt. L'instabilité du milieu de formations se déduit du matériel exotique micro-bréchique. Ce qui suggère l'existence d'un accident important dont le jeu a permis la création d'une micro-brèche se déposant sur la boue.

IV. - CONCLUSIONS

a) Nous pouvons dégager quelques **lignes sédimentologiques** à partir des observations précédentes.

La lithification des boues déposées sur une topographie calme, plane ou à faible pente, apporte peu de renseignements sur l'histoire de la période de dépôt (élément de H7-42-4, fig. III-3).

En revanche, dans le cas de boues où des glissements et des déformations se sont produits, ceux-ci peuvent être calés par rapport aux étapes de la lithification. La reprise de matériel mis à l'affleurement prouve parfois la rapidité de la diagenèse (H13-48-3, induration de B″ par rapport à celle de B). Elle peut aussi établir la répétition de conditions favorables à la diagenèse (H12-47-5), qui provoquent des lithifications pelliculaires par cimentation.

La lithification pelliculaire paraît liée à une évolution en conditions paisibles. Par contre, le déplacement d'une partie de matériel, assez avancé dans sa diagenèse, ne paraît pas gêner cette diagenèse, que le matériel voisin subisse une ablation (surface de H7-42-2) ou que le bloc se trouve modérément enfoui dans une boue nouvelle (compact intermédiaire de H7-42-2, semi-lithification des bandes internes de H12-47-5).

L'existence de centres dispersés de cimentation au sein de la roche (H5-40-2 et de H12-47-5) paraît être un cas intermédiaire entre la lithification pelliculaire et la lithification massive, dans la mesure où la répartition de ces amorces est relativement superficielle et que celles-ci se développent vers la périphérie. Des déformations d'origine tectoniques sont mises en évidence, leurs actions sont plus fugaces que celles liées à un écoulement par gravité.

b) Les principaux résultats concernent :

— **La complexité de l'histoire des sédiments pélagiques,** telle qu'elle peut être analysée grâce aux déformations subies par les roches en cours de lithification et d'induration. L'histoire reconstituée ici est comparable à celle reconnue pour H5-40-6 par PURSER, qui utilise cependant d'autres approches (Ch. VIII).

— **La variété et la fréquence des déformations** dans les prélèvements étudiés; elles traduisent l'instabilité des sites au cours et, bien souvent, depuis leur lithification.

— **L'importance d'une chronologie relative** des diverses étapes de la lithification, des diverses déformations et des changements d'assiette d'un matériel localisé avec précision dans son site de prélèvement et replacé dans son contexte de formation (H7-42-2, H7-42-4 et H13-48-4).

CHAPITRE IV

Biostratigraphie : foraminifères et nannoflore

Georgette GLAÇON
Université Pierre et Marie Curie (Paris VI)
Département de Géotectonique
Laboratoire de Géologie Structurale
Tours 26-0, E1
4, place Jussieu
75230 PARIS CEDEX 05 (F)

Carla MÜLLER
1, rue Martignon
92500 RUEIL-MALMAISON

I. - Échantillons azoïques originellement ou par diagenèses qui ne peuvent être datés par la méthode biostratigraphie 113

II. - Échantillons à microfaunes de faciès pour lesquels la méthode s'est avérée peu précise 113

1. La brèche de calcaire oolithique 113
2. Les calcaires hémipélagiques de paléoclimat frais remplissant des éponges fossiles ou emballant un axe de gorgonaire 114

III. - Échantillon H15-50-3 115

IV. - Échantillon Oligocène supérieur à Miocène inférieur 115

V. - Échantillon plioquaternaires datés d'après les biozones standard de mer Méditerranée 115

1. Le conglomérat 115
2. La plaquette de la nannozone NN16 116
3. Les sédiments hémipélagiques quaternaires 116

VI. - Recherche d'une biozonation du Quaternaire de mer Ionienne 117

1. Distinction des échantillons du Pleistocène ancien 117
2. Peut-on classer chronologiquement les échantillons de la nannozone NN21 ? 117

2a) Peuplement récent de la région en foraminifères et thécosomes.
2b) Fluctuations des associations de foraminifères et de thécosomes durant l'Holocène au sud de l'île de Crète.
2c) Résultats de la tentative de classement chronologique des échantillons.
C1 - Boues hémipélagiques 120
C2 - Sédiments indurés holocènes 122
C3 - Sédiments indurés de la nannozone NN21 122

3. Sédiments indurés de la nannozone NN20 123
4. Sédiments indurés du Pléistocène 123

VII. - Conclusion 125
Planches photographiques 133

La méthode biostratigraphique utilise les fossiles pour classer chronologiquement les strates qui les contiennent. Nous l'avons appliquée aux cinquante-cinq échantillons récoltés à la pince à bord de la soucoupe "Cyana". Le tab. IV-1 présente les résultats en suivant l'ordre des récoltes. Il peut se lire à la suite de ceux de HUCHON (Ch. I) indiquant la nature, la position et le mode d'affleurement des échantillons étudiés. L'astérisque, à la gauche des numéros, signale les échantillons qui ont fait l'objet d'une description morphologique détaillée interprétée par BUREAU (Ch. III). Les tab. IV-2 et IV-4 donnent les arguments paléontologiques qui ont permis de dresser le tab. IV-1. Les démontrations se trouvent p. 120 pour les boues et p. 144 et 122 pour les sédiments lithifiés. On a distingué les sédiments tamisables (tab. IV-2) des sédiments plus ou moins lithifiés étudiés en lames minces (tab. IV-4). En effet, la précision de l'étude biostratigraphique dépend de la connaissance des fossiles présents dans les échantillons et l'on sait que tous les restes d'organismes ne sont pas également identifiables en lames minces.

En parcourant le tab. IV-1, on constate que l'efficacité de la méthode biostratigraphique est variable : elle dépend du type d'association fossile trouvée dans les échantillons et de l'intensité de la diagenèse.

I. - ÉCHANTILLONS AZOÏQUES ORIGINELLEMENT OU PAR DIAGENÈSE QUI NE PEUVENT ÊTRE DATÉS PAR LA MÉTHODE BIOSTRATIGRAPHIQUE

— les grès : H1-36-3 ; H1-36-4 A,
— la dolomie : H15-50-1,
— le galet d'origine volcanique : H12-47-1.

II. - ÉCHANTILLONS A MICROFAUNES DE FACIÈS POUR LESQUELS LA MÉTHODE S'EST AVÉRÉE PEU PRÉCISE

1. La brèche de calcaire oolithique : H5-40-6 (zone II, fig. I-3), arrachée par LYBERIS à la paroi de la colline Castor dans la fosse de Poséidon. D'après les quelques lames minces disponibles, elle renferme, dans un ciment azoïque, quelques petits foraminifères benthiques (Pl. I) qui ne permettent pas de lui attribuer un âge précis : Jurassique à Quaternaire ? Nous avons soumis cet échantillon à divers stratigraphes familiers de ces régions ou de ces faciès. BIZON retrouve un faciès analogue à celui du Gavrovo, mais FLEURY doute qu'il s'agisse de Crétacé inférieur et pense qu'il conviendrait d'étudier les faciès du Trias et du Jurassique de la région. FOURCADE ne croit pas qu'il puisse s'agir de Jurassique. VILA pencherait pour un Crétacé supérieur - Éocène inférieur. PURSER (Ch. VIII) détaille les étapes de formation de la roche et consulte ORSAG quant à l'âge.

Dans les remplissages de fentes et de taraudages, on trouve un calcaire hémipélagique à **Sphaeroidinella** (Pl. IV-1, fig. 8), ce qui suppose que l'échantillon affleurait déjà en faciès marin "profond" au Pliocène ou au Quaternaire ancien.

2. Les calcaires hémipélagiques de paléoclimat frais remplissant des éponges fossiles ou emballant un axe de gorgonnaire (Pl. IV-2, fig. 4, 5, 7, 8).

— Éponges fossiles : H4-39-5, H4-39-8, H5-40-7, H14-49-2, H14-49-3 (zone II, fig. I-3).

— Gorgonnaire : H10-45-1 (zone II, fig. I-3).

La diagenèse importante rend les nannofossiles indéterminables, sauf dans H14-49-3 où C. MÜLLER reconnaît un Pléistocène froid. Les foraminifères sont des formes planctoniques de petite taille, les tests sont recristallisés, les pores ont souvent disparu. Par endroits, tests et remplissages n'ont plus de limites distinctes. Les spicules encore en place en réseau sont recristallisés en calcite et contiennent des sphérules de fer. Ils disparaissent localement par diagenèse ne laissant que les "nœuds" du réseau (Pl. IV-2, fig. 4, 7), ce qui donne alors à la roche un aspect ponctué en quadrilatère. L'association indique un climat à tendance froide : *Globigerinoides ruber* (d'Orbigny) et *Orbulina universa* d'Orbigny sont très rares et localisés avec le thécosome fossile froid : *Limacina retroversa* (Fleming) dans le calice de l'éponge, sans doute par suite de leur taille supérieure à la maille du réseau de spicules. Dans le réseau, on trouve, par contre, des foraminifères de plus petites tailles : *Globigerina bulloides* d'Orbigny, *Globorotalia* "scituliformes" du groupe *G. scitula* (Brady)-*G. bermudezi* Rögl et Bolli, qu'il est malaisé de distinguer l'une de l'autre en section, *Neogloboquadrina* du groupe *G. pachyderma* (Ehrenberg), *Globigerina incompta* cifelli. Quelques *Globorotalia inflata* indiquent le plio-quaternaire. Les tests de foraminifères et les coquilles de ptéropodes ne sont que partiellenent remplis de sédiment et jouent le rôle de critères de polarité indiquant l'horizontalité au moment du remplissage. Des fissures, des taraudages contiennent des sédiments hémipélagiques indurés de faciès plus chaud rappelant le type actuel par l'abondance de *Globigerinoides ruber.*

DELIBRIAS a tenté de dater ces éponges (Ch. IV) ou, du moins, les calcaires constitués par l'éponge et son remplissage lithifié. Elle trouve 35.000 ans ou plus pour l'échantillon H4-39-8. L'axe de gorgonaire et le calcaire hémipélagique qui y adhère donnent le même résultat. Le calcaire renferme d'ailleurs une microfaune analogue à celle des remplissages d'éponges, *Globigerina bulloides, Globorotalia* "scituliformes", *Neogloboquadrina pachyderma* et *Globigerina incompta,* qui dénote un climat frais mais sans valeur stratigraphique précise.

ZIBROWIUS (1980) étudie les coraux fixés sur ces éponges. Ceux que nous avons examinés ne contenaient que du sédiment "récent" meuble s'éliminant au lavage. DELIBRIAS date de 18.200 ans environ un de ces coraux H14-49-2 déterminé par ZIBROWIUS comme *Desmophyllum cristagalli.* Il paraît clair qu'éponges et coraux constituent, comme l'écrit ZIBROWIUS (op. cit.), une thanatocoenose et c'est pourquoi, contrairement à cet auteur, nous pensons que les facteurs qui ont causé la mort des éponges — leur remplissage par du sédiment de faciès hémipélagique (paléoclimat plus frais que l'actuel) — peuvent être différents de ceux qui ont causé la disparition des coraux. Il faut se garder "d'actualisme" quant à la profondeur de vie de ces éponges qui n'ont pas forcément vécu "conjointement" avec ces coraux, comme l'écrit ZIBROWIUS dans la conclusion de son article décrivant la « Hockey sticks formation" de KARIG (1979).

D'après les travaux de BLANC *et al.* (1976), la date de 18.200 ans correspond à la fin du Würm III, juste avant l'interstade Würm III/Würm IV. Toutefois, les travaux récents sur les glaciers alpins, par exemple le bilan de la table ronde internationale organisée à Dijon en décembre 1978, montrent que ces "étages" glaciaires méritent d'être mieux définis. Aussi, pour le moment, on évitera ce vocabulaire, surtout en dehors du domaine alpin.

THIÈDE (1978) et THUNELL (1978), utilisant des fonctions de transfert établies respectivement pour les foraminifères planctoniques de l'Atlantique et à partir de l'écologie supposée des foraminifères des hauts de carottes (donc peut-être pas tout à fait actuels ni contemporains), nous proposent un tableau de la répartition des températures d'été et d'hiver en Méditerranée occidentale et orientale pour cette date de 18.000 ans. La direction des isothermes, grossièrement latitudinale, est très différente de la direction actuelle plutôt longitudinale. Selon ROGNON (1980, p. 685), ce changement de direction s'explique par le déplacement à 18.000 ans de l'anticyclone du Sahara occidental, rejeté jusqu'au tropique, alors que celui du Sahara oriental était attiré vers le N par la tiédeur relative de la Méditerranée orientale.

III. - ÉCHANTILLON H15-50-3

Voir MEDUS (Ch. V).

IV. - ÉCHANTILLON OLIGOCÈNE SUPÉRIEUR A MIOCÈNE INFÉRIEUR

C. MÜLLER trouve des nannoflores de l'Oligocène supérieur au Miocène inférieur dans le ciment du grès chloriteux (H1-36-1, zone I, fig. 1-2), tandis que MEDUS observe, en éléments, des pollens de Crétacé supérieur et de l'Éocène.

V. - ÉCHANTILLONS PLIOQUATERNAIRES DATÉS D'APRÈS LES BIOZONES STANDARD DE MER MÉDITERRANÉE

Quarante-cinq échantillons correspondent à des sédiments hémipélagiques plus ou moins lithifiés. D'une façon générale, ils contiennent des nannofossiles, des foraminifères planctoniques, des gastéropodes pélagiques, des coquilles larvaires de gastéropodes benthiques et des otolithes de poissons. Les foraminifères benthiques, lorsqu'ils sont présents, sont rares et d'espèces peu variées.

Pour dater ces échantillons, la biozonation la mieux adaptée est celle présentée en 1979 au Congrès d'Athènes par BIZON et C. MÜLLER, pour le groupe de travail du Néogène méditerranéen. Elle tient compte des résultats obtenus non seulement à terre mais aussi en mer, en particulier des carottages profonds du "Glomar Challenger" (Legs 13 et 42). Elle résume les efforts des biostratigraphes pour adapter au domaine méditerranéen la biozonation standard de BLOW (1969), d'application théorique mondiale ou celle des Caraïbes, de BOLLI et PREMOLI SILVA (1973), destinée aux basses latitudes. Elle a été mise en parallèle avec les époques paléomagnétiques. Elle permet donc théoriquement de passer des biozones aux âges absolus ou aux étages européens classiques voire paratéthysiens.

En Méditerranée, l'absence de fossiles index importants et un certain endémisme des espèces s'expliquent aisément, si l'on se souvient des changements de forme de cette mer et des changements dans la circulation et les propriétés des masses d'eau véhiculant le plancton qui en ont forcément résulté. Très schématiquement, on peut rappeler le scénario. Au cours du Miocène inférieur, la mésogée a cessé d'être ce canal permettant le passage d'un courant subéquatorial circum-terrestre véhiculant un plancton à cachet que l'on qualifie maintenant "d'oriental", en fait mondial pour l'époque. Se fermant d'abord à l'E, elle est devenue un golfe de l'Atlantique puis, se fermant à l'W, les détroits n'étaient déjà pas si larges, elle a supporté cette fameuse crise messinienne. Malgré le retour, au Pliocène, des masses d'eau atlantiques qui véhiculaient quelques bons fossiles index, un certain endémisme a subsisté, obligeant par exemple CITA 1975 à proposer pour le Pliocène six zones méditerranéennes (M.P.L. 1 à 6) conservées à côté de celles de BIZON 1978, lors du Congrès d'Athènes.

1. Le conglomérat : H7-42-7 (zone II, fig. I-3), récolté par ANGELIER dans les éboulis au pied d'une falaise de la colline Castor, est constitué de galets hétérométriques d'un calcaire hémipélagique à *Sphaeroidinellopsis senimulina* (Schwager) et peut-être *S. subdehiscens* Blow, *Orbulina universa* et *Globigerinoides sp. sp.* indiquant le Miocène supérieur (ou le Pliocène inférieur?). Pour C. MÜLLER, il pourrait s'agir de galets messiniens. Le ciment est riche en "néo" *Turborotalia* du groupe *puncticulata-inflata* difficiles à distinguer spécifiquement en sections. Il ne peut pas être plus ancien que le Pliocène pour C. MÜLLER, ce pourrait être du Pliocène inférieur. Des fractures, des taraudages renferment des associations de divers horizons du Pléistocène correspondant à différents faciès — faciès de paléoclimat frais à fréquentes *Globorotalia* scituliformes, *Globigerina incompta* — *Neoloboquadrina pachyderma* avec, parfois, le thécosome fossile froid *Limacina retroversa* — ou des *Clio;* d'autres remplissages sont de faciès tempérés à *Globigerinoides;* de l'Holocène probable se reconnaît à sa richesse en *Globigerinoides ruber.*

2. La plaquette : H5-40-2 (zone II, fig. I-3), récoltée par LYBERIS à la base d'un petit escarpement dans les marnes du mur interne de la fosse de Poséidon, scellait une boue hémipélagique H5-40-2A qu'on a pu prélever à sa base et qui renferme de nombreuses *Globorotalia bononiensis* Dondi, *Globigerinoides obliquus* Bolli et *G. elongatus* (d'Orbigny) ainsi que *Sphaeroidinella dehiscens immatura* (Cushman). Les *Globorotalia inflata* sont également abondantes, c'est pourquoi je suis tentée de rapporter cet échantillon à la zone à *Globorotalia inflata* ou M.P.L. 6 de CITA, tout au moins à ses horizons inférieurs, ce qui reste en accord avec le résultat de C. MÜLLER déterminant sans ambiguïté la nannozone NN16. Toutefois, l'échantillon est complexe car il contient aussi des *Sphaeroidinellopsis,* qu'en application de l'échelle standard, nous devons considérer comme venant d'un horizon sous-jacent, par bioturbation (?) et de rares *Globorotalia truncatulinoides* (d'Orbigny) de pollution quaternaire. En mer, comme la pollution quaternaire est inévitable, la "loi du fossile le plus récent", base de la biostratigraphie, ne peut pas être appliquée strictement. Il convient de considérer la fréquence relative des espèces et surtout le contexte stratigraphique. C'est là un problème supplémentaire.

La plaquette H5-40-2, dont la semelle avait entraîné la boue H5-40-2A, comprend une association de foraminifères planctoniques riche en *Globorotalia inflata s.l.* En section, il est difficile de distinguer *G. inflata s. str* de *G. puncticulata* ou de *G. bononiensis.* Il y a aussi de rares *Globorotalia* "truncatuliformes" sans carène dont nous n'avons pu observer une section équatoriale typique. Or, on sait qu'il n'existe pas de loi simple permettant de déduire de sections axiales de foraminifères trochospiralés, le nombre et la forme des loges qu'il faudrait pouvoir étudier en vue spirale ou tout au moins en section équatoriale. Alors, s'agit-il de *G. crassaformis,* de *G. tosaensis*? L'âge pliocène supérieur est heureusement confirmé par C. MÜLLER qui détermine une nannoflore de la zone NN16 tandis que CHAMLEY signale 15 % de palygorskite. En lames minces, on voit parfois de très petits tests de foraminifères planctoniques (formes juvéniles) disposés en chapelet. BERNOULLI a eu la bonne fortune de trouver dans une de ces lames minces des tests de ptéropodes thécosomes dont le fantôme était encore suffisamment conservé pour que l'on comprenne que ces chapelets correspondaient au remplissage de la partie médiane de la coquille, en remplacement de la couche moyenne spiralée dissoute par diagenèse. Travaillant au microscope électronique de Bâle, grâce à l'obligeance du Dr BERNOULLI, nous avons commencé l'étude de la diagenèse de différents types de parois de gastéropodes pélagiques et constaté la fragilité de la couche médiane qui rend les tests à trois couches plus vulnérables que les coquilles simplement prismatiques de *Limacina inflata.* Ceci permet de comprendre pourquoi *Limacina inflata* demeure bien reconnaissable en lames minces tandis que les *Clio,* par exemple, sont fantomatiques et qu'on risque souvent de surestimer sa fréquence relative.

3. Les sédiments hémipélagiques quaternaires. Les trente-huit sédiments restants sont quaternaires. Dès lors, pour les classer chronologiquement, il fallait avoir recours aux biozones de nannofossiles. Il n'existe pas encore de biozonation du Quaternaire méditerranéen, à l'aide des foraminifères planctoniques. La seule zone reconnue est celle à *Globorotalia truncatulinoides,* qui commence d'ailleurs un peu avant l'Olduvai et dont le fossile de zone a disparu des eaux sud-crétoises depuis peut-être 10.000 ans.

La biozonation caraïbe de BOLLI et PREMOLI SILVA 1973, qui permet de subdiviser cette zone en cinq sous-zones, a été appliquée avec succès par RÖGL et BOLLI 1973 au Quaternaire du bassin de Cariaco, en mer Caraïbe. Ils mettent en parallèle ces sous-zones et celles d'ERICSON et WOLLIN 1968, basées sur les variations du sens d'enroulement et des proportions des coquilles de *Globorotalia menardii s.l.* aux Caraïbes. On sait maintenant que les variations du sens d'enroulement et de *G. menardii* suivent des fluctuations des conditions écologiques et qu'il est hasardeux de les utiliser pour des corrélations en dehors du domaine caraïbe. La biozonation de BOLLI et PREMOLI SILVA a été appliquée par RÖGL (1974), au fossé de Timor, dans l'océan Pacifique, et utilisée depuis par les biostratigraphes lors des campagnes du "Glomar Challenger" dans l'océan Atlantique.

En Méditerranée orientale, cette zonation est difficilement applicable à cause de l'endémisme. Certaines espèces index, telle *Globorotalia fimbriata*, y sont inconnues, d'autres sont représentées par des individus, pas toujours "typiques" sans doute, des sous-espèces dont la durée de persistance, dans chaque bassin particulier de la Méditerranée, est insuffisamment connue, telle *Globigerina calida* Parker. Il faut noter aussi les phénotypes que l'on rencontre dans des horizons particuliers, surtout en Méditerranée orientale, par exemple dans les sapropels.

Il est classique de subdiviser le Quaternaire en trois nannozones : NN19, NN20, NN21. Des essais ont été tentés pour aller plus loin. Lors de sa thèse de spécialité, BRÉHÉRET 1977, étudiant les *Gephyrocapsa,* est parvenu, pour deux carottes d'Atlantique nord, à subdiviser la zone à ***Emiliania huxleyi (NN21) en quatre sous-zones et celle de Gephyrocapsa oceanica*** (NN20) en deux. Il reste,

bien sûr, à tester la valeur locale, ou plus générale, de ces sous-zones. En Méditerranée, C. MÜLLER retrouve les zones de MARTINI (1971), tandis que ELLIS (1979) retrouve celles de BURKY (1973, 1975). SCHMIDT (1973) propose aussi une biozonation pour la mer Egée.

Le tab. IV-5 résume les résultats obtenus par C. MÜLLER pour les trente-huit échantillons quaternaires de la mission Heat 1979. Gênée par une diagenèse souvent intense qui rendait les nannofossiles indéterminables, elle n'a pu classer que dix-neuf échantillons dans l'une des deux zones NN20 et NN21 et a du se contenter de dater les dix-neuf autres du Pléistocène, ce qui ne fait que confirmer la détermination de la zone à *Globorotalia truncatulinoides* pour douze d'entre eux. Deux questions se posaient donc :

1. Avions-nous des échantillons de la zone NN19 du Pléistocène ancien?

2. Était-il possible de subdiviser la zone NN21 qui a tout de même duré 200.000 ans environ? Comment se placent chronologiquement les échantillons de cette zone par rapport à ce polypier daté de 18.200 ans?

Par chance, les foraminifères planctoniques, bien que touchés comme les nannofossiles par la diagenèse qui obstrue leurs pores et provoque des excroissances épitaxiques aux parois, restent généralement identifiables.

VI. - RECHERCHE D'UNE BIOZONATION DU QUATERNAIRE DE MER IONIENNE

1. Distinction des échantillons du Pléistocène ancien.

Dans le cas où les nannofossiles, trop recristallisés, ne permettent pas d'identifier la zone NN19, on peut, sans doute, utiliser la présence de *Sphaeroidinella dehiscens* associée à *Globorotalia truncatulinoides.* Nous insistons sur le terme présence, car l'absence peut n'avoir qu'une cause écologique. Dès 1972, BIZON *et al.*, dans leur manuel des foraminifères planctoniques méditerranéens, indiquaient pour *S. dehiscens,* forme encore vivante dans les océans, une extension en Méditerranée de la zone à *Globorotalia inflata - G. tosaensis* à la partie inférieure de la zone à *G. truncatulinoides.* Les carottes du "Glomar Challenger" ont permis de reconnaître l'apparition de l'espèce sous sa sous-espèce : *immatura,* dès le Pliocène inférieur (zone M.P.L. 1). L'espèce est présente sporadiquement au Pliocène (M.P.L. 3, M.P.L. 6) et disparaît au Pléistocène "ancien". Elle n'a pas été trouvée dans les carottes de Méditerranée occidentale étudiées par TODD (1958), ni dans celles de Méditerranée orientale par PARKER (1958). La dernière apparition, la plus récente, est signalée en Méditerranée orientale au "Florence rise", site 376 du "Glomar Challenger" et datée de la zone NN19 à *Pseudoemiliania lacunosa,* c'est-à-dire à une date supérieure à 400.000 ans. Elle est associée à *Globorotalia truncatulinoides* mais *G. tosaensis* n'est pas citée. On trouve, par contre, les trois espèces : *Sphaeroidinella dehiscens, Globorotalia truncatulinoides* et *G. tosaensis,* rassemblées dans les sédiments du passage plio-pléistocène, soit, en gros, vers l'époque paléomagnétique Olduvaï : de 1.800.000 à 1.600.000 ans. Dès lors, l'échantillon H6-41-1 renfermait des éléments de Pléistocène ancien. Un doute subsiste cependant. Supposons, par exemple, que la boue récente H1-36-4 qui contient, entre autres fossiles, *Globorotalia truncatulinoides* et des *Sphaeroidinella* subisse une lithification ne nous permettant plus de reconnaître *Cavolinia gibbosa* ni *Styliola subula,* nous pourrions la rapporter, à tort, au Pléistocène ancien.

2. Peut-on classer chronologiquement les échantillons de la nannozone NN21?

Comme il s'agit d'échantillons isolés, on ne peut pas leur appliquer la méthode classique des courbes fauniques associées aux courbes isotopiques soulignant l'effet de conditions écologiques fluctuantes : température, salinité, activité de circulation des masses d'eau, etc. Toutefois, les échantillons NN21 renferment des associations de foraminifères et de gastéropodes qui varient d'un échantillon à l'autre. Dès lors, ne pourrions-nous les caler d'après des carottes de la même région? Carottes qu'il serait souhaitable de compléter d'un prélèvement reineck, afin de posséder les premiers centimètres du fond : l'Holocène récent. Il n'est pas seulement question de prendre en considération les associations supposées : "froides, chaudes, sous-salées, etc.", telles qu'elles sont classiquement utilisées pour dresser les courbes fauniques mises en parallèle aux fluctuations climatiques, mais de tenir compte d'épanouissements soudains d'espèces par ail-

leurs peu représentées, voire totalement absentes de la région, comme *Globorotalia truncatulinoides,* par exemple. Cette prolifération n'est peut-être que locale à un moment donné, mais c'est d'une stratigraphie locale dont nous avons besoin pour tenter de classer plus finement les échantillons de la mission. Il n'est pas question non plus de considérer un pic isolément mais d'y adjoindre toutes les caractéristiques de la faune et de la flore associées à l'espèce en prolifération.

Afin de rendre descriptions et comparaisons plus faciles, nous pourrions nommer A les associations de foraminifères et de thécosomes comparables à l'association actuelle. Chaque échantillon se décrirait alors en indiquant quelles espèces sont "en plus" :

A + Spl + Sp2 +... Spn et quelles espèces manquent :

A − Spa − Spb... Spz. En se souvenant que l'absence d'une espèce peut avoir bien des causes et que la diagenèse peut jouer son rôle dans le cas des ptéropodes.

Il nous faut donc tout d'abord définir A.

2a) **Peuplement récent de la région en foraminifères et thécosomes.**

Il nous est connu par les résultats de pêches.

Foraminifères. Le peuplement en foraminifères au S de la Crète est encore assez mal connu. Nous disposons de pêches obliques au filet (maille 0,158 mm), de 217 à 76 m, réalisées en juin 1969 par CIFELLI à bord de "l'Atlantis II", et de pêches au filet Grand-Gousier à mailles dégressives effectuées par GLAÇON en octobre-novembre 1975 à bord du "N.O. Le Suroît" pour utiliser les temps de carottages durant la campagne Médor 75. Il s'agit de pêches verticales de 200 m à la surface. Ce type de pêches n'est pas fructueux, il a permis néanmoins de confirmer les résultats de CIFELLI, aux huit stations qui s'intercalaient sur un parcours voisin du sien sur "l'Atlantis", entre les stations 10 et 6.

D'après les dénombrements de CIFELLI, on peut calculer la composition en pourcentage des individus de la microfaune vivant actuellement au S de l'île de Crète dans les trois régions de plongées entre 22° et 26° E. On constate que *Globigerinoides ruber* est l'espèce dominante. Elle constitue 40 à 68 % des foraminifères pêchés. Les autres espèces sont : *Globigerinoides sacculifer* (sous sa forme *G. tribolus)* présente à 11 %, *Orbulina universa, Hastigerina pelagica* qui, localement, peuvent constituer respectivement 19 à 16 % des individus, *Globigerina glutinata* jusqu'à 10 %, ainsi que *Globigerinoides tenellus.* Enfin, *Globigerinella aequilateralis* constitue, localement, 6 % des individus (à l'W de la zone étudiée). Il faut noter qu'on trouve *Globorotalia truncatulinoides* à la station N° 10 de l'Atlantis, mais qu'elle n'est plus pêchée à l'E de 22° E. La présence de *Globorotalia menardii,* à la station 6, est une énigme, cette espèce est généralement réputée disparue de Méditerranée au Messinien. S'agit-il d'une relicte, d'une forme géante (polyploïde?) de *Globorotalia bermudezi?* Ou d'un émigrant?

Tenant compte des premières observations de PARKER, en 1955 et 1958, et de ses propres études, THUNELL (1978) a dressé des cartes de répartition des espèces dans les sédiments du fond pour toute la Méditerranée orientale. Bien qu'il n'ait pas disposé de prélèvements dans les zones I et II (fig. I-1), ses résultats concordent partiellement à ceux des pêches. *Globigerinoides ruber* est bien l'espèce dominante (40 à 60 % des individus), *Globorotalia truncatulinoides* aurait disparu de la région étudiée mais reparaîtrait à l'W de 22° E. Selon ses observations, *Globigerina quinqueloba egelida,* pêchée par CIFELLI, ne se retrouve pas dans les sédiments de Méditerranée orientale, à l'exception de ceux de la mer Egée. En fait, dans les sédiments étudiés, nous trouvons une petite forme abondante rappelant l'espèce caraïbe *Globigerina clarkei* Rögl et Bolli, mais qui n'est peut-être que la forme *"pachytheca"* de *G. quinqueloba?* THUNELL signale les espèces suivantes, connues seulement au sommet des carottes : *Globorotalia inflata* (1-9 %) occuperait une aire restreinte au SE de la Crète. On trouverait aussi, plus généralement : *Globigerina bulloides* (10-19 %), *G. falconensis* (1-10 %), *Globoquadrina dutertrei* et *pachyderma* (1-9 %) et de rares *Globigerina calida* (moins de 1 %). Pour le moment, il n'est pas possible de conclure que ce sont des fossiles récents tant que l'on n'aura pas eu la possibilité d'effectuer dans les diverses masses d'eau, aux différentes saisons, des pêches à la traîne, en filet ouvrant-fermant. A la suite de la campagne de pêche en mer Ligure, menée plusieurs années de suite avec VERGNAUD GRAZZINI, à bord des "N/O Korotnef" et "Catherine Laurence", nous savons par exemple que, dans cette région de Méditerranée occidentale, on pêche *G. inflata* de décembre à mai, de 100 m à 400 m. R. CIFELLI n'a eu qu'une campagne de pêche en juin et seulement de − 217 à − 76 m, les pêches que nous avons faites ont eu lieu en octobre-novembre. Nous avions peu de chance de capturer *G. inflata* en admettant, ce qui reste aussi à vérifier, que les périodes d'épanouissement de l'espèce soient les mêmes en deux régions si différentes de la Méditerranée. Au cours de la mission "Egion 80", avec GOT et MONACO, nous avons pu constater, à maintes reprises, que le sommet des carottes à piston ne contenait pas la pellicule superficielle de sédiments du fond, dont on trouvait traces sur les "galettes"* par exemple.

* **Galettes : poids ajoutés au sommet du carottier et qui présentent des cavités dans lesquelles on peut "échantillonner".**

Thécosomes : dans sa thèse sur les ptéropodes thécosomes de Méditerranée (Marseille, 1975), RAMPAL résume les résultats de pêches au filet, tout en indiquant que les filets n'étaient pas adéquats; les thécosomes nagent vigoureusement et ne se laissent pas attraper aussi facilement que les foraminifères. Dans son tableau 70 (p. 348), elle signale, comme espèces abondantes en mer Ionienne : *Limacina inflata, L. trochiformis, Creseis virgula, C. acicula, Styliola subula, Hyalocylix stiata* et *Cavolinia gibbosa.* Au sommet de carottes voisines de la région étudiée, PASTOURET, 1970 (24-MO-67), FROGET in MÜLLER *et al.*, 1975 (3-MO-67) et CHIN CHEN, 1968 (V-10-54) ne retrouvent plus *H. striata* ni *C. gibbosa. H. striata* a une coquille mince, facilement brisée, mais on la connaît cependant à l'état fossile. *C. gibbosa,* par contre, n'est pas citée dans ces carottes. Peut-être s'écrase-t-elle trop facilement? Pourtant, nous l'avons trouvée, à plusieurs reprises, dans des boues que nous sommes dès lors tentés de considérer comme très récentes. Peut-être avons-nous encore là une preuve que les premiers centimètres du fond manquent généralement au sommet des carottes.

Cette préservation, par des fonds de 3.000 m, des tests de ptéropodes, originellement en aragonite, est remarquable. Mais lors de la campagne de plongée du bathyscaphe Archimède, un peu plus à l'W vers 36° N- 21° E, DRACH (1968) cite des ptéropodes dans des sédiments prélevés par 5.000 m de fond et, en tête de liste, *Cavolinia gibbosa.* Si l'on se reporte à la carte schématique de BERGER (1978), on constate que cet auteur n'a pas eu connaissance du travail de DRACH sinon, au SW de l'île de Crète, il porterait – 5 au lieu de – 3.

Existe-t-il actuellement une profondeur de compensation de l'aragonite en Méditerranée?

En fait, le problème est mal posé. En quoi sont les coquilles conservées au fond : en aragonite ou déjà en calcite? Il y a là un sujet d'étude que nous n'avons pas eu encore le temps de poursuivre. Nous avons toutefois cherché à savoir comment se comportent les différents types de parois de thécosomes lors des processus de diagenèse. Nous avons besoin de mieux connaître les phénomènes actuels avant de pouvoir expliquer les raisons qui font que dans les carottes de la région étudiée, on trouve des horizons riches en ptéropodes et d'autres totalement dépourvus : vannage? Manque de production primaire? Remontée de l'A.C.D.? Et, dans ce cas, ces remontées peuvent-elles être mises en parallèle d'une carotte à l'autre, lorsque les sites sont à des profondeurs voisines? On connaît la descente spectaculaire de la profondeur de compensation de l'aragonite vers 14.000 ans dans l'Atlantique et dans le Pacifique (BERGER, 1977), qui se traduit par un horizon repère à coquilles de ptéropodes très bien conservées. Nous venons d'ouvrir les carottes de la mission 1980 et nous avons pu constater que de tels horizons existent. Se correspondent-ils? Il va falloir s'en assurer. Nous ne nous attendons pas à trouver cet horizon de 14.000 ans, car la chimie de la Méditerranée orientale est différente de celle des océans mais nous espérons trouver quelque chose d'utile.

2b) FLuctuations des associations de foraminifères et de thécosomes durant l'Holocène, au S de l'île de Crète

L'un des avantages des plongées "Cyana" est de permettre de voir les fonds, d'observer la sédimentation hémipélagique en train de se faire. A l'aide des cartes bathymétriques "Seabeam" et des profils sismiques, nous sommes bien armés pour choisir les lieux de carottage les plus adéquats pour le but poursuivi. Il s'agirait de la recherche, pour chaque région de plongée, d'une coupe de référence que l'on étudierait à fond : lithologie (horizons repères, laminites, turbidites, sapropels, pyroclastites...) minéralogie, dénombrement des organismes, dénombrement des nannofossiles sur frottis, dosages isotopiques, datations absolues de trois points judicieusement choisis de la carotte. Ce serait un bon travail d'équipe qui équivaudrait à la description d'une coupe type sur la terre ferme. L'ensemble des préparations fauniques pourrait d'ailleurs être conservé dans un musée, pour que chacun puisse aisément s'y reporter.

Pour le moment, il faut se contenter des données bibliographiques et choisir, parmi les carottes décrites, celles qui conviennent. En fait, nous ne sommes pas parvenue à trouver une seule carotte où les opérations énoncées ci-dessus aient été menées **conjointement.** Donc, beaucoup sont inutilisables pour le but poursuivi. Nous avons conservé, finalement, la carotte 3-MO-67 (1) qui nous mène au Würm II et même plus bas (C.MÜLLER *et al.*, 1975), car elle donne une très bonne image des fluctuations des associations de foraminifères planctoniques (BLANC VERNET, 1972) et de thécosomes (FROGET in C. MÜLLER op. cit.). La partie supérieure semble bien datée par le sapropel SA1 et nous avons la pyroclastite de 25.000 ans (ou peut-être 35.000 ans? si l'on en croit THUNELL, 1979). Cette carotte (34°25'5" N - 24°50'0" E) de la région des montagnes de Ptolémée, EMERY *et al.*, 1966, très proche des plongées de la zone II, bien étudiée quant aux foraminifères et thécosomes, conviendrait parfaitement si nous avions quelques datations supplémentaires. En particulier, quel âge attribuer à l'épais sapropel situé à 3 m? Pour BLANC VERNET, op. cit., il date de Würm II/III, soit environ 38.000 - 39.000 ans. Mais, compte tenu de son épaisseur,

si c'était le SA5, il aurait environ 125.000 ans et il faudrait admettre que SA2 manque — c'est fréquent. HIEKE (1976, fig. I-9) proposait une autre correspondance, puisqu'il attribuait au sapropel vers 3,80 m un âge de 76.000 ans, ce qui rendrait l'hypothèse précédente invraisemblable. C. MÜLLER (1975), étudiant des nannofossiles de 3-MO-67, se demandait si, vers 3,87 m, on n'était pas dans la zone à *Gephyrocapsa oceanica* et regrettait, comme nous, le manque de datations absolues. Et si c'était vrai? La carotte dépasserait les 200.000 ans! Et il faudrait savoir où placer les discontinuités de sédimentation. Comme on le voit, dans l'état actuel, impossible de conclure, de là l'intérêt d'entreprendre l'étude pluridisciplinaire d'un standard.

Pour le moment, bornons-nous (tab. IV-3) à schématiser les étapes de l'histoire des associations de foraminifères et de thécosomes telles que BLANC VERNET (1972) et FROGET, in C. MÜLLER (1975), nous les indiquent et nous n'utilisons que la partie allant jusqu'à la pyroclastite de 25.000 (ou de 35.000?) ans. Il était intéressant de comparer l'histoire des thécosomes, telle que FROGET nous la présente pour la carotte 3-MO-67, à celle de la carotte V-10-54, étudiée par CHIN CHEN en 1968. Ces carottes sont voisines : V-10-54 est située 34°23, 3' N - 24°06, 15' E et leur profondeur de départ comparables (1.950 m pour 3-MO-67 et 2.049 m pour V-10-54). Malheureusement, CHIN CHEN n'indique ni sapropel, ni pyroclastite et il ne nous reste plus qu'à nous fier à la courbe climatique, c'est bien risqué. Nous gardons toutefois l'impression qu'il y a, dans les deux carottes, des passées sans thécosomes. Correspondent-elles à une remontée de la profondeur de compensation de l'aragonite ou marquent-elles des moments de diagenèse accentuée dans une sédimentation plus restreinte? L'état de conservation des tests de foraminifères associés permettrait peut-être de choisir l'une des hypothèses.

Plutôt par gageure, nous avons utilisé la succession d'étapes microfauniques supposées (tab. IV-3), pour tenter de classer chronologiquement les sédiments de la zone NN21 et, en particulier, ceux que C. MÜLLER supposait holocènes; ce qui permettait de tester la méthode.

D'après ce que "l'on sait" (tab. IV-3), mais qui sera à vérifier sur les carottes et reineck à venir, la présence de *Cavolinia gibbosa* indiquerait un sédiment très récent, de moins de 2.000 ans pour tenir compte du sommet qui peut manquer. Dans le haut des carottes de la région : 3-MO-67, V-10-54, comme dans celle étudiée par PASTOURET (1970) : 24-MO-67 (34° 58' N - 26°26'E), *Limacina inflata* est l'espèce dominante. On peut ensuite utiliser *Styliola subula* qui indiquerait un âge inférieur à 4.000 ans. Pour les échantillons de la zone I et II, la présence de *Globorotalia inflata* daterait de plus de 5.000 ans, mais nous ignorons si *G. inflata* vit en zone III. Ce critère est donc douteux. Vers 7.000 ans, par contre, nous aurions une abondance remarquable de *Globigerinoides sacculifer* aux dépens de *G. ruber.* Il vient tout de suite à l'esprit qu'il pourrait s'agir d'un changement de salinité puisque *G. sacculifer* est la forme atlantique. On connaît les hypothèses de nombreux auteurs quant à la formation du sapropel tout proche, D.F. WILLIAMS *et al.,* 1978. Dans la carotte 3-MO-67, on constate une recrudescence de *Globigerinoides sacculifer* à l'époque des sapropels et une régression de *G. ruber.* L'échantillon H4-39-10 A, riche en *G. sacculifer,* contiendrait peut-être des horizons voisins de 7.000 ans.

Globorotalia truncatulinoides, d'après ce que l'on sait de la carotte 3-MO-67, indiquerait un âge supérieur à 10.000 ans, nous avons ensuite les associations de "paléoclimat frais", comme celles que nous avons rencontrées en remplissage dans les éponges fossiles ou dans le sédiment adhérant à l'axe de gorgonaire. Toutefois, ce faciès peut être itératif, et, jusqu'à présent, les associations des diverses pulsations froides n'ont pas été suffisamment étudiées ou ne présentent réellement pas de caractères permettant de les distinguer les uns des autres, de les identifier. Dans ce cas, apparaît la nécessité des datations absolues nous dirigeant vers la "bonne" pulsation.

2c) **Résultats de la tentative de classement chronologique des échantillons rapportés à NN21**

Facilement applicable aux sédiments meubles, indépendamment de sa valeur réelle, la méthode que nous avons essayé de mettre sur pied est difficile à appliquer aux sédiments indurés, d'une part, parce que plusieurs des espèces "index" énumérées sont difficiles à reconnaître en sections et, d'autre part, à cause de la diagenèse dont résultent des processus de lithification. Il faut beaucoup de chance pour trouver une section reconnaissable de *Cavolinia gibbosa* et des sections bien orientées pour distinguer *Styliola subula* de *Creseis.* Par contre, les *Limacina* sont plus faciles à identifier.

C1 - ***Boues hémipélagiques.*** En utilisant conjointement le tab. IV-2 présentant le contenu faunistique des échantillons et le tab. IV-3 résumant les étapes supposées de l'histoire, telles qu'elles ressortent de l'étude de la carotte 3-MO-67, nous sommes amenées à faire une première constatation : si la méthode est valable, les échantillons contiennent plusieurs horizons reconnaissables mais mêlés. C'est d'ailleurs vraisemblable pour diverses raisons. Cela peut provenir de l'épaisseur de l'échantillon prélevé par la pince de Cyana. A 20 cm de la surface, on atteint déjà 5 à

6.000 ans, soit l'Holocène moyen. La bioturbation peut également être incriminée. Un des mérites de "Cyana" a été de nous permettre d'observer les fonds et de constater qu'il existait des régions où la boue était activement bioturbée. Un plongeur nous a raconté avoir vu un petit poisson s'enfoncer de 10 cm dans la vase. Dans les échantillons en cours de lithification des taraudages de 15-20 cm sont fréquents, BERGER *et al.*, 1977, en connaissent de 40 cm dans l'océan Pacifique équatorial et proposent une méthode pour tenir compte de la distorsion que les bioturbations apportent aux courbes isotopiques. Enfin, il faut tenir compte de la position de l'échantillon et du glissement des sédiments sur les pentes raides, surtout dans une zone à sismiscité importante. Une cause de pollution peut encore provenir de la promiscuité des échantillons dans le panier de stockage de "Cyana". Nous en avons eu une preuve pour l'échantillon H5-40-8, holocène de moins de 4.000 ans (à *Styliola subula)* qui contenait de rares fossiles pliocènes : *Globorotalia crassacrotonensis* Conato et Follador, *Sphaeroidinellopsis* sp. provenant sans doute de la boue pliocène H5-40-2A adhérant à la plaquette H5-40-2.

H1-36-4 (zone I, fig. I-2) : mélange de deux prélèvements "voisins". Les gastéropodes pélagiques indiquent une association récente (moins de 2.000 ans — *Cavolinia gibbosa,* de nombreuses *Limacina inflata).* L'association de foraminifères est bien du type A = analogue à l'actuel mais dénonce un mélange de divers horizons du quaternaire que l'on décèle aisément sur le tableau IV-2 en se reportant à la rubrique : espèces vivant "ailleurs" de la région étudiée. Il s'y ajoute des formes pliocènes classées : "espèces fossiles". Les foraminifères benthiques soulignent avec *Rectuvigerina cylindrica* (d'Orbigny), la présence d'éléments pliocènes tandis que ceux classés, tab. II sous la rubrique néritique, s'accordent avec l'observation de CHAMLEY : *"la composition est typique des sédiments hémipélagiques récents sous influence prépondérante des apports détritiques grecs".*

H1-36-5B et B' (zone I, fig. I-2) : deux horizons d'une boue hémipélagique remplissant une sorte de "boîte" parallélépipédique de sédiments lithifiés H1-36-5A revêtus extérieurement de l'enduit noir habituel. La présence de *Globorotalia truncatulinoides* permet d'attribuer à ce remplissage un âge quaternaire, sans doute plus ancien que 10.000 ans. Il n'y a pas (ou plus ?) de ptéropodes. Par contre, un *Clio* se trouvait à moitié piégé dans la partie lithifiée. Les rares foraminifères benthiques correspondent bien au mésobathyal de la région tel que l'ont défini CITA et ZOCCHI, 1978. Si l'on admet que la zone NN21 commence vers 200.000 ans, on peut conclure que l'âge de ce remplissage peut avoir de 10.000 à 200.000 ans. Le climat indiqué serait plus frais ou plus confiné (?) que l'actuel puisqu'il y a des *Neogloboquadria eggeri.*

H2-37-1 (zone II, fig. I-3) : seul échantillon du panier et pourtant, il y a mélange, car, à une association de moins de 4.000 ans à *Styliola subula* (mais sans *Cavolinia gibbosa),* s'ajoute *Globorotalia truncatulinoides.* Notons que cet échantillon a été prélevé sur une pente.

H3-38-2B (zone II, fig. I-3) : raisonnant comme précédemment, on caractérise un Holocène de moins de 2.000 ans pollué par des horizons holocènes un peu plus anciens dont un plus froid à *Limacina retroversa.*

H4-39-10A (zone II, fig. I-3) : mélange d'horizons holocènes. De fréquentes *Globigerinoides sacculifer,* moins de *G. ruber,* cela rappelle l'association vers 7.000 ans. Les ptéropodes comprennent à la fois *Styliola subula* (moins de 4.000 ans) et *Limacina retroversa* (plus de 12.000 ans).

H5-40-8 (zone II, fig. I-3) : Holocène de moins de 4.000 ans *(Styliola subula)* mais pollué par du pléistocène frais à *Limacina retroversa* et contenant quelques foraminifères pliocènes provenant certainement de la boue H5-40-2A à la base de la plaquette Pliocène supérieur H5-40-2 qui s'est trouvée mêlée au moment du stockage dans le panier de Cyana.

H6-41-3 (zone II, fig. I-3) : Holocène à *Cavolinia gibbosa* (moins de 2.000 ans) avec *G. truncatulinoides* et *Limacina retroversa* donc pollué par des horizons plus anciens avec des éléments de paléoclimat plus frais.

H11-46-3B (zone II, fig. I-3) : boue adhérant à la base de la plaquette H11-46-3. Nous n'avons disposé que de peu de sédiments. C. MÜLLER détermine NN21 et j'y ajoute la présence de *Globorotalia truncatulinoides* = Pléistocène supérieur à Holocène ancien de plus de 10.000 ans. Les ptéropodes sont rares et il me semble que de nombreuses *G. truncatulinoides* ont une forme archaïque, de mêmes certaines *G. inflata.* Bien que C. MÜLLER ne le décèle pas, il y a, je crois, des horizons de Plio-Pléistocène ancien.

H11-46-5 (zone II, fig. I-3) : Holocène chaud de moins de 2.000 ans *(Cavolinia gibbosa),* mais avec des horizons plus anciens que 10.000 ans *(Globorotalia truncatulinoides).*

H12-47-8 (zone III, fig. I-4) : boue de plus de 10.000 ans *(G. truncatulinoides)* à éléments de climat frais *(Limacina retroversa)* et contenant du Messinien et du Pliocène inférieur. Le Messinien est décelé par une association de la zone à *Globorotalia mediterranea,* le Pliocène par des *Globorotalia margaritae.* Cette boue a été recueillie parmi les éboulis à la base d'un escarpement. Elle peut donc être polluée par tout ce qui tombe de l'escarpement.

H13-48-1 (zone III, fig. I-4) : prélevée dans un petit thalweg, elle n'est plus tout à fait récente. *G. truncatulinoides* est présente (âge supérieur à 10.000 ans). C. MÜLLER en fait du Pléistocène, sans plus de précisions. Les ptéropodes sont peu nombreux et peu variés et on note *Limacina retroversa.*

H15-50-2 (zone III, fig. I-4) : cette vase, récoltée sur une pente de 40°, datée de la zone NN21, par C. MÜLLER, contient *G truncatulinoides,* mais aussi une association du Pliocène inférieur de la zone à *Globorotalia margaritae.* La présence d'un *Peraclis* suggère des apports de la mer Egée.

C2 - ***Sédiments indurés holocènes.*** Les échantillons signalés d'un astérisque dans les tableaux 1, 4 et 5, de morphologie complexe, sont étudiés en détail par BUREAU (Ch. III). Nous avons tenté de dater la roche proprement dite et non les sédiments plus récents, généralement moins lithifiés qui remplissent les taraudages périphériques.

En fait, nous datons le sédiment mais non sa lithification. En général, cette lithification est graduelle et les associations du sédiment tamisable, sous-jacent aux plaquettes, tout à fait comparables à celles des zones dures. On note seulement, en lames minces, l'accroissement de phénomènes de diagenèse, la disparition des contours des coquilles de ptéropodes, plus ou moins rapide suivant les espèces. Une étude très détaillée des remplissages, des taraudages, devrait nous renseigner sur l'âge de l'induration, mais, pour le moment, nous ne possédons pas une échelle biostratigraphique suffisamment fine. Il faut aussi se rendre compte qu'un remplissage de taraudage n'est généralement pas représentatif du sédiment, car les perforations de la roche agissent comme les trous d'une passoire pour le sédiment encore meuble.

La présence de thécosomes comme *Cavolinia gibbosa* ou *Styliola subula,* associés à de nombreuses *Limacina inflata* et *Globigerinoides ruber,* permettrait de déceler, dans l'état actuel de nos connaissances, l'Holocène récent de moins de 4.000 ans. Jusqu'à présent, nous n'avons pas trouvé de sédiments indurés répondant à ce signalement.

H4-39-7 dans lequel C. MÜLLER trouve une nannoflore chaude *"probablement holocène"* est caractérisé par une association du type A + i, c'est-à-dire qu'à une association de type récent, riche en *Globigerinoides ruber,* s'ajoute *Globorotalia inflata,* s.l. Il y a bien des ptéropodes mais brisés.

En consultant le tableau IV-4, résumant le contenu microbiologique des lames minces, on constate que deux autres échantillons sont classés comme possédant une association de type actuel : A. Ce sont : le "biscuit", plaquette tendre, sans enduit, toute taraudée : H1-36-4B et la plaquette H12-47-3.

H1-36-4B (zone I) : est daté pléistocène par C. MÜLLER.

H12-47-3 (zone III) : est daté de NN21 par C. MÜLLER.

Ces deux échantillons renferment une association assez pauvre de foraminifères de type actuel à laquelle s'ajoute *Globigerinoides "conglobatus".* Les ptéropodes sont brisés dans H1-36-4B, mieux conservés dans H12-47-3.

Pour le moment, nous mentionnons seulement une ressemblance de faciès car nous ignorons si l'on retrouve, durant le Pléistocène, des faciès identiques à ceux de l'Holocène mais plus anciens. La présence de *Globigerinoides "conglobatus"* pourrait indiquer un âge supérieur à 5.000 ans.

Nous suivons CITA, qui identifie *Globigerinoides conglobatus* (Brady) dans le Quaternaire de Méditerranée. Compte tenu de l'épaisseur de la paroi des individus étudiés, ne s'agit-il pas, en fait, d'une forme *pachytheca* de *Globigerinoides ruber,* comme semblent le révéler des dissections. Ce n'est qu'une suggestion car il faudrait, pour conclure, connaître l'histoire de cette forme, savoir quand et comment elle est apparue en Méditerranée.

C3 - ***Sédiments indurés de la nannozone NN21.*** Ils renferment tous *Globorotalia inflata.*

H1-36-5A (zone I, voir Ch. III). L'association est comparable à celle du remplissage meuble H1-36-5B (10.000 à 200.000 ans). Toutefois, dans les lames minces dont nous disposons, nous n'avons pas pu déterminer *Globorotalia truncatulinoides*, n'ayant trouvé aucune section équatoriale permettant de reconnaître la forme caractéristique des septes.

H11-46-2 (zone II) : il s'agit d'un bloc de sédiment brunâtre, très taraudé, qui rappelle un sapropel mais ne se trouvait pas dans un horizon sapropélique, ALLOUC le décrit Ch. VII. L'échantillon renferme de nombreux foraminifères très petits, quelques *Globorotalia inflata* et de rares sections de gastéropodes, sans doute des *Limacina*. Les taraudages, étudiés par ALLOUC, sont remplis par une boue hémipélagique à *Emiliania huxleyi*.

H11-46-3A présente le même faciès que H1-36-4B ou H12-47-3 mais sans *Globigerinoides "conglobatus"*. Il y a quelques truncatulines dont nous n'avons pas de sections équatoriales.

H11-46-4 est remarquable par l'abondance de *Limacina inflata* associée à *Globigerinoides "conglobatus"*. Vers 5.000 ans, on connaît un faciès analogue.

Comme on le voit, il n'y a pas qu'un faciès holocène ni qu'un faciès de la nannozone NN21 lithifié, mais plusieurs. Lorsque l'histoire locale sera plus complètement connue, au moins celle de la zone NN21, on peut espérer parvenir à les mettre en parallèle avec les horizons d'une carotte standard.

3. Sédiments indurés de la nannozone NN20.

Ils sont localisés à la plongée H7-42 et contiennent de fréquentes *Globorotalia truncatulinoides*, espèce rare ou absente des sédiments indurés holocènes et de la zone NN21. Les otolithes de poisson y sont bien conservés. Suivant l'importance relative des tests de gastéropodes, on distingue actuellement deux faciès peut-être artificiellement.

H7-42-1, 2, 3 sont très comparables. Pratiquement pas ou plus de ptéropodes ou seulement fragmentés. Dans les lames minces, les "grandes formes" sont les foraminifères planctoniques : *Globorotalia truncatulinoides* et des *Globigerinella* avec, peut-être, *Globigerina calida* puis *Globorotalia inflata*, de petites *Globigerinoides ruber*, de rares *G. sacculifer*, quelques *G. "conglobatus"* et de petites formes difficiles à identifier.

Notons dans H7-42-2 des galets d'ancrage d'éponges.

H7-42-4B se distingue par des fantômes de grandes coquilles de gastéropodes droits, nous croyons que ce sont des *Clio*, associés à des formes enroulées (Pl. IV-2, fig. I-5).

Dans ces quatre échantillons, C. MÜLLER indique l'abondance d'un *Gephyrocapsa* de petite taille. GARTNER, CHEN et STANTON (1980) ont trouvé une forme naine durant des périodes de haute productivité des océans liées à une accélération de la circulation. Ces auteurs pensent qu'une acmézone à *Gephyrocapsa* nains existe dans les océans et stoppe brutalement à la fin de l'époque paléomagnétique Jaramillo, c'est-à-dire vers 900.000 ans. Il faudra s'assurer de ce qu'il en est réellement en Méditerranée.

4. Sédiments indurés du Pléistocène

Parmi les seize échantillons datés par C. MÜLLER du Pléistocène, nous pouvons rappeler que H1-36-4B renfermait une association de type "actuel" et que H6-41-1 contenait peut-être des éléments de Pléistocène ancien. THIÉBAULT et CADET, à bord, décrivent la section : "formée de petits galets arrondis de calcaire micritique soit brun, soit gris clair, emballés dans le calcaire micritique gris qui constitue l'essentiel de l'échantillon". En fait, les associations de foraminifères sont les mêmes dans toutes les parties, à l'exception des *Sphaeroidinella* qui semblent localisées plutôt dans les "éléments". Ces éléments n'ont pas de limite nette, il y a seulement des variations de coloration. ALLOUC (Ch. VII) signale l'hétérogénéité. Peut-être faut-il interpréter cet échantillon comme Pléistocène plus récent reprenant du Pléistocène plus ancien ? Nous ne le savons pas.

a) ***Les échantillons de la plongée*** H7-42 (zone II) ont un "air de parenté".

H7-42-4A ressemble à H7-42-1, 2, 3. C'est relativement le plus riche en *Globorotalia truncatulinoides*. Par contre : H7-42-5, qui ne semble pas contenir cette espèce, se rapproche de H7-42-4B par sa richesse en ptéropodes, *Limacina retroversa ;* H7-42-6 présente la juxtaposition de zones riches en *G. truncatulinoides* et de zones d'accumulation de coquilles de *Limacina retroversa* et de *Clio ;* il renferme aussi des *lithoclastes* décrits par ALLOUC (Ch. VII).

Au cours de cette plongée, H7-42, ANGELIER aurait donc échantillonné divers horizons de Pléistocène de faciès frais à très frais, dont certains correspondraient à des périodes de circulation des eaux véhiculant un plancton permettant aux *Globorotalia truncatulinoides* de prospérer.

L'échantillon H7-42-4 est très intéressant puisque sur une plaque calcaire à *Clio* (H7-42-4B) est venu choir un morceau du faciès à *Globorotalia truncatulinoides* abondantes, résumant ainsi les deux faciès que l'on distingue schématiquement dans cette région.

b) ***Les échantillons de la plongée*** H5-40 (zone II).

H5-40-1 rappelle H7-42-4B par ses grands *Clio* mais contient des fragments moyennement anguleux d'une brèche azoïque.

H5-40-3 est complexe. Il y a juxtaposition de faciès peu différents les uns des autres. Leurs limites, nettes par places, s'estompent parfois, ne correspondant plus qu'à la limite floue de taches de couleurs légèrement différentes. On reconnaît les trois faciès (?) suivants :

— grands fantômes de *Clio* avec *Globorotalia inflata;*

— absence (?) de ptéropodes mais de nombreuses *G. inflata* et quelques *G. truncatulinoides;*

— *Limacina inflata* avec de petits *Globigerinoides* dont *G. "conglobatus"*, des orbulines et des otolithes de poissons; ce dernier faciès est connu vers 5.000 ans mais nous ne savons pas comment classer les deux autres, certainement plus anciens (?).

c) ***L'échantillon de la plongée*** H11-46 (zone III).

H11-46-1 est constitué de la juxtaposition de deux faciès. Une partie de l'échantillon rappelle le faciès "holocène" à nombreuses *Limacina inflata* et *Globigerinoides ruber,* tandis que l'autre, assez riche en *Globorotalia truncatulinoides,* pourrait être plus ancien. Il ne contient plus de *Limacina.*

d) ***Les échantillons du fossé de Strabon.***

ALLOUC s'accorde avec CHAMLEY, BERNOULLI, MC KENZIE pour distinguer les sédiments hémipélagiques récoltés lors des plongées H12-47 et H13-48. Pour chacune, nous pouvons distinguer les échantillons dans lesquels il n'a pas été trouvé de *Globorotalia truncatulinoides* des autres qui la contiennent.

e) ***Les échantillons de la plongée*** H12-47 (zone III).

H12-47-4 présente la juxtaposition d'une association relativement pauvre qui rappelle celle des échantillons de la zone NN21 et d'un faciès très riche en *Globigerinoides ruber*, rappelant le remplissage des taraudages dans certaines éponges (H14-49-2, Pl. IV-2, fig. 7).

H12-47-6 est très pauvre, détritique et plus fortement touché que les précédents par la diagenèse, nous sommes tentés de le rapprocher de H12-47-3.

H12-47-7 est un peu moins pauvre, son faciès à *Globorotalia inflata, Globigerinoides ruber* et quelques *Orbulina universa* est peu caractéristique.

H12-47-5 est complexe, toutefois, dans les parties indurées, comme dans les zones centrales plus tendres, on trouve la même association à *Globorotalia truncatulinoides* et *Globigerinoides ruber.* Quelques *Limacina* subsistent malgré la diagenèse intense, nous n'en avons que des sections transversales indéterminables.

f) ***Les échantillons de la plongée*** H13-48 : ALLOUC (Ch. VII) décrit la diagenèse plus intense qui affecte tous les échantillons de cette plongée.

H13-48-2 est riche de *Limacina inflata* dont on connaît la résistance.

H13-48-3 et **H13-48-4** s'apparentent aux faciès de NN21 avec, dans H13-48-4 des *Globorotalia truncatulinoides* brisées et remaniées.

Pour conclure cette étude des sédiments lithifiés, étudiés en lames minces, le tableau IV-6 résume les hypothèses quant à la parenté des échantillons, en espérant que les datations obtenues par d'autres méthodes permettront d'en tester la valeur.

VII. - CONCLUSION

L'observation des sédiments hémipélagiques des fosses de Poséidon et de Strabon a mis en lumière la complexité des sédiments meubles, où se mêlent des fossiles d'horizons divers du Quaternaire et même, assez souvent, du Pliocène*. On incrimine la bioturbation, mais il faut aussi tenir compte de la position topographique des échantillons d'autant que l'on se trouve dans une zone sismique où glissements, éboulements risquent d'être fréquents. Il serait intéressant aussi de rechercher comment les courants de surface et de fond ont évolué au cours du plio-quaternaire. Les sédiments lithifiés montrent un "micro-régionalisme". Les plaquettes de Strabon diffèrent de celles de Poséidon : il y a davantage d'apports détritiques et une diagenèse particulière et plus poussée à Strabon. Mais, ces plaquettes ont-elles le même âge que celles de Poséidon ? En fait, il semble bien que les sédiments indurés soient d'âges variés. Le processus de lithification s'est-il produit à une date précise ou toutes les fois que les conditions requises étaient réalisées ? Dans l'état des observations, on ne peut répondre clairement.

La méthode biostratigraphique, même si on utilise les échelles standard de biozones adaptées à la Méditerranée, s'avère insuffisante pour satisfaire les demandes des minéralogistes et pétrographes qui étudient ces phénomènes de lithification, par exemple. Il faudrait que nous soyons au moins capables de classer les échantillons dans une chronologie relative. C'est ce qui a été tenté ici, mais sur les bases bien fragiles d'une histoire locale des thanatocoenoses du Pléistocène supérieur et de l'Holocène, qui demande à être mieux connue. Pour cela, il nous faut quelques carottes judicieusement choisies et les étudier le plus complètement possible en une étude pluridisciplinaire. Des carottages reineck complémentaires nous permettraient de faire réellement le lien avec les résultats de pêches qui, elles aussi, demandent à être complétées par des prises aux diverses saisons et dans les différentes masses d'eau. Tant que ce programme n'aura pas été accompli, les biostratigraphes se sentiront mal armés. Toutefois, ne nous leurrons pas, une fois la biostratigraphie locale éclaircie, il faudra encore tenir compte de cette diagenèse qui fait disparaître bien des informations biologiques des plaquettes en cours de lithification. Nous aurons à faire la part des mélanges et pollutions des sédiments meubles, mais nous aurons alors plus d'arguments pour le faire.

(1) Campagne MEDOR 1 du N.O. Jean-Charcot. BLANC VERNET (1972), MÜLLER *et al.* (1974).

* Je remercie le docteur Stanley, océanographe de la Smithsonian Institution, qui m'a permis d'examiner, à titre de comparaison, des carottes de mer Ionienne et m'a fait participer aux discussions qu'il soutenait avec ses élèves, en particulier sur la complexité des sédiments et les différents types de boues qu'ils observaient dans les carottages de Méditerranée orientale (G. GLAÇON).

TABLEAU IV-1 : datation des échantillons par la méthode biostratigraphique

Numéro des échantillons (numéro souligné=roche étudiée en lames minces	Résultats biostratigraphiques biozonation par : Nannofossiles (C.MULLER)	Foraminifères planctoniques (G.GLAÇON)	Implications chronostratigraphiques et géochronologiques déduites des biozones identifiées ou de l'ensemble des espèces quand les fossiles de zones manquent	Essai d'utilisation de l'Histoire des Thanatocoenoses locales (Tableau IV.3) tirée de L. BLANC-VERNET, C. FROGET et L. PASTOURET (G.GLAÇON)	Données obtenues par d'autres méthodes ou remarques complémentaires
H1-36-1			Oligocène sup. à Miocène inf. (C. MULLER) et pollens (J. MEDUS)		
H1-36-3	azoïque				
H1-36-4 mélange de deux boues		G.truncatul. G.margaritae G.crassaformis	Pléistocène (C.M.) Quaternaire pollué par divers horizons de Pliocène (G.C.)	Holocène de moins de 2 000 ans pollué par du Quaternaire et du Pliocène.	
H1-36-4A	azoïque				
H1-36-4B			Pléistocène (C.M.)	Holocène ? de plus de 5 000 ans?	scories et spicules
H1-36-5A	NN21		Pléistocène sup. - Holocène	5 000 à 200 000 ans	
H1-36-5B B'	NN21	G.truncatul.	Pléistocène sup. - Holocène	10 000 à 200 000 ans	
H2-37-1	NN21	G.truncatul.	Pléistocène sup. - Holocène	2 000 à 200 000 ans	
H3-38-2B	NN21	G.truncatul.	probablement Holocène (C.M.)	moins de 2 000 ans pollué par divers horizons plus anciens dont un froid	
H4-39-5 dans Spong.	diagenèse	paléoclimat frais	Plio-Quaternaire	exposé à l'Holocène	
H4-39-7		G.inflata ou G.truncatul.	probablement Holocène (C.M.)	Holocène de plus de 5 000 ans	
H4-39-8 dans Spong.		paléoclimat frais			C14 plus de 35 000 ans (G.DELIBRIAS)
H4-39-10A			probablement Holocène (C.M.)	plusieurs horizons : moins de 4 000 ans, vers 7 000 ans et plus de 12 000 ans	
H4-39-10C			probablement Holocène (C.M.)	échantillon trop petit	
H5-40-1	diagenèse	G.truncatul.	Pléistocène à Holocène	10 000 à 1 800 000 ans	fragments azoïques
* H5-40-2	NN16	G.inflata M PL 6 (H.CITA)	Pliocène supérieur	vers 2 000 000 ans	15 % palygorskite (H.CHAMLEY)
H5-40-2A	NN16	G.truncatul. + M Pl 6	Quaternaire polluant du Pliocène supérieur	vers 2 000 000 ans remaniant plus de 3 000 000 ans et Quat. polluant	
H5-40-3	diagenèse	G.truncatul.	Pléistocène (C.M.)		
H5-40-6		benthiques	âge inconnu: Second - Quatern.?	taraudages remplis de Plio-Quaternaire ancien	
H5-40-7 dans Spong.	diagenèse	paléoclimat frais	Plio-Quaternaire		
H5-40-8	NN16	G.truncatul. + M PL 6	Holocène pollué par du Pléist. frais et du Pliocène sup. de H5-40-2A	Moins de 4 000 ans pollué par du Pléistocène frais	
H6-41-1		G.truncatul.	Pléistocène - Holocène	Pléistocène plus de 400 000 ans	
H6-41-3		G.truncatul.	probablement Holocène (C.M.)	moins de 2 000 ans pollué par plus de 10 000 ans avec indices paléoclim. frais	
H7-42-1 * H7-42-2 H7-42-3	base NN20 ?	G.truncatul.	vers 400 000 ans (C.M.)		

* L'astérisque signale les échantillons décrits par BUREAU (ch. III).

TABLEAU IV-1 (fin) : datation des échantillons Cyanheat par la méthode biostratigraphique

Numéro des échantillons (numéro souligné=roche étudiée en lames minces	Résultats biostratigraphiques biozonation par : Nanno-fossiles (C.MULLER)	Foraminifères planctoniques (G.GLAÇON)	→ Implications chronostratigraphiques et géochronologiques déduites des biozones identifiées ou de l'ensemble des espèces quand les fossiles de zones manquent	Essai d'utilisation de l'Histoire des Thanatocoenoses locales (Tableau IV.3) tirée de L. BLANC-VERNET, C. FROGET et L. PASTOURET (G.GLAÇON)	Données obtenues par d'autres méthodes ou remarques complémentaires
*H7-42-4A	diagenèse	G.truncatul.	Pléistocène à Holocène		
H7-42-4B	base NN 20 (?)	G.truncatul.	vers 400 000 ans (C.M.)		
H7-42-5 galet	diagenèse	G.truncatul.	Pléistocène à Holocène	le galet était peut-être conglomératique comme H7-42-7 ? faciès à Limacina retroversa	70% smectite H.CHAMLEY Messinien ?
*H7-42-6	diagenèse croissante blanc à gris	paléoclimat frais	Plio-Quaternaire	Pléistocène de plus de 400 000 ans	
H7-42-7 conglomérat			galets probablement messiniens ciment Pliocène inf. (C.M.)	galets Miocène sup. à Pliocène inf. ciment Pliocène · taraudages : horizons Pléistocène et Holocène	attapulgite H.CHAMLEY
H10-45-1 autour axe Gorgonaire		paléoclimat froid	Plio-Quaternaire		C14 à plus de 35 000 ans G. DELIBRIAS
H11-46-1		G.truncatul.	Pléistocène (C.M.)	deux horizons	
H11-46-2 Sapropel (?)	NN21		Pléistocène sup. - Holocène	plus de 5 000 ans	
H11-46-3A	NN21		Pléistocène sup. - Holocène		
H11-46-3B	NN21	G.truncatul.	Pléistocène sup. - Holocène	plus de 10 000 ans	
H11-46-4	NN21		Pléistocène sup. - Holocène	5 000 ans ou plus ancien	faciès analogue à 5 000 ans
H11-46-5	NN21	G.truncatul.	Pléistocène sup. - Holocène	moins de 2 000 ans pollué par 10 000 ans à 200 000 ans	
H12-47-1	azoïque				
H12-47-2			Pléistocène (C.M.)	zone 3 : on ne peut utiliser G.inflata	
H12-47-3	NN21		Pléistocène sup. - Holocène		
H12-47-4			Pléistocène (C.M.)	deux horizons	
*H12-47-5		G.truncatul.	Pléistocène (C.M.)	plus de 10 000 ans	
H12-47-6			Pléistocène (C.M.)		
*H12-47-7			Pléistocène (C.M.)		
H12-47-8	NN21	G.truncatul. G.margaritae G.mediterranea	Pléistocène sup. à Holocène pollué par du Messinien et du Pliocène inférieur	de 10 000 à 200 000 ans et horizons de 3,3 à 5,3 .10^6 ans 5,3 à 6,5 .10^6 ans	
H13-48-1		G.truncatul.	Pléistocène (C.M.)	plus de 10 000 ans	
H13-48-2			Pléistocène (C.M.)		
*H13-48-3		G.truncatul.	Pléistocène (C.M.)		
*H13-48-4		G.truncatul.	Pléistocène (C.M.)		
H14-49-2 D.cristagalli	Scléractiniaire récolté et déterminé par H. ZYBROWIUS				C14 → 18 200 ans G.DELIBRIAS
H14-49-3 dans Spong.		paléoclimat frais	Pléistocène frais (C.M.)		
H15-50-1	azoïque				
H15-50-2	NN21	G.truncatul. et G.margaritae	Pléistocène sup. - Holocène pollué de Pliocène inférieur		
H15-50-3	pollens		(J.MEDUS)		

* L'astérisque signale les échantillons décrits par BUREAU (ch. III).

TABLEAU IV-2 : répartition des espèces dans les boues hémipélagiques

Boues hémipélagiques

Indication de fréquence des espèces
a=abondante=au moins 1 individu sur 3 Foram.planct, benth.ou Ptéropo. une cellule de tri de 9 x 5cm
f=fréquente=plus de 20 individus sur pour les Foraminifères
+=présente =de 5 à 20 trois cellules pour Ptéropo.
.=rare =moins de 5

			H1-36-4	H1-36-5B	H1-36-5B'	H2-37-1	H3-38-2B	H4-39-10A	H5-40-2A	H5-40-8	H6-41-3	H11-46-3B	H11-46-5	H12-47-8	H13-48-1	H15-50-2
Foraminifères planctoniques	Association régionale pêchés R.CIFELLI, 74 G.GLACON sédiments du fond THUNELL, 78	*Globigerinoides ruber s.str.* (d'Orbigny) 40-68 %	f	f	f	a	a	+		f	f	f	f	a	f	+
		Globigerinoides ruber forma alba	+			.	.	+	.	+	f			+		+
		Globigerinoides trilobus s.str. (Reuss) 11 %	+			+	f	f		f	f	+	f	+	+	+
		Orbulina universa d'Orbigny 19 %	f	+	+	f	f	f	+	f	f	+	f	+	f	.
		Hastigerina pelagica (d'Orbigny) 16 %	+			f	f	+			+		+	+	+	+
		Globigerina glutinata (Egger) 10 %	.			.	.	.		.	.		.	.	.	.
		Globigerinoides tenellus Parker 10 %	+			.	+	.			.					
		Globigerinella aequilateralis (Brady)	.			+	+	+		+	+		.	+	+	.
		Globigerina quinqueloba egelida C. et S. (+clarkei)	a			a	a	a		a	a		a	a	a	a
		Globigerina bulloides d'Orbigny 10-19 %	.	f	f		+	+		+	+		+	+	+	+
		Globigerina falconensis Blow 1-10 %	.					.			.					
		Globorotalia inflata (d'Orbigny) 1-9 %	.			+	.		a	f	+	a	+	a	f	+
		Neogloboquadrina eggeri (Rhumbler) 1-9 %		f		+	f				.		.	+	+	.
		Neogloboquadrina pachyderma Ehrenberg d. 1-9 %	.				f	f		+	+		.	.	+	.
		Globigerina calida Parker	+				+	+			+				+	
	"vivant ailleurs"	*Globigerinoides sacculifer s.str.* (Brady)	+				+	f		f	+		f	+		
		Globigerinoides conglobatus (Brady) *fide* M.B. CITA	f				.								f	.
		Sphaeroidinella dehiscens (Parker et Jones)	+													
		Globorotalia truncatulinoides (d'Orbigny)	+	.	.	f			.	f	+	+	f	+	f	.
		Globorotalia pachytheca Blow	.			f				.		f	f	+	f	.
		Globorotalia bermudezi R. et B. et *"scituliformes"*	.	f		+	+	+			.		.		.	
		"Globigerina" incompta Cifelli	+			+	.			+				+		
		Bella digitata (Brady)	+				+				+		.	+		+
	fossiles	*Globorotalia crassacrotonensis* Conallo et Follador								+						
		Globorotalia crassiformis (Galloway et Wissler)	+						.							
		Globorotalia bononiensis Dondi							a							
		Globorotalia puncticulata (Deshayes)	+													
		Globorotalia margaritae Bolli et Bermudez	+											+		+
		Globorotalia mediterranea Catalano et Sprovieri												.		
		Sphaeroidinella dehiscens immatura (Cushman)	+						.					.		
		Sphaeroidinellopsis Sp.							.	+						.
		Globigerinoides obliquus Bolli							.							.
		Globigerinoides elongatus (d'Orbigny)	+						.						.	
Gastéropodes pélagiques	Assoc. régionale J.RAMPAL, 75 fréquents	*Limacina inflata* (d'Orbigny)	a	.		f	+			f	f		f	f	+	+
		Limacina trochiformis d'Orbigny)	+			+	f			f	f	.	f	f		
		Creseis virgula (Rang)	+				+	+			+		f		.	+
		Creseis acicula (Rang)	+			+	a	+			+		f		+	
		Styliola subula (Quoy et Gaimard)	a			f	.	a		a	f		f			
		Hyalocylix striata (Rang)	.				+	.			+		+			
		Cavolinia gibbosa (d'Orbigny)	+								f		+			
	rares	*Clio pyramidata* Linne	f			f		f		f	f		f	+	+	
		Cavolinia inflexa (Lesueur)	+			+	f	+		+	+		+	f		+
		Clio cuspidata (Bose)					.	.		.						
	M. Egée foss.froid Heterop.	*Limacina buliminoides* (d'Orbigny)	+			+	+			+	+					
		Diacria trispinosa (Lesueur)	.			.				.	+		+			
		Peraclis reticulata (d'Orbigny)										.				.
		Limacina retroversa Fleming		.			.			.	.			.	.	
		Atlanta peroni	+			.	+	+		.	+		+			
Foraminifères benthiques	méso-bathyal profond	*Cyroidina altiformis* Stewart et Stewart		.										.		
		Cyroidina umbonata (Silvestri)												.		
		Rhabdammina abyssorum Sars													.	
		Karreriella bradyi (Cushman)		.										.		
		Uvigerina mediterranea Hofker	.													
		Quinqueloculina lamarckiana d'Orbigny				+						.				
		Cibicides floridanus (Cushman)	.									.		.	.	
		"Anomalina" ornata (Costa)	.													
		Planulina ariminensis d'Orbigny												.		
		Robulus sp.	.													
		Cancris auricula (Fichtel et Moll)	.													
		Siphonina reticulata (Czjzek)	.													
		Spirillina vivipara Ehrenberg	.			.										
		Fissurina sp.												.		
	néritiques	*Elphidiidae*	+													
		Cibicides lobatulus (Walker et Jacob)	+													
		Rosalina sp.sp.	+													
	"froid" fossile	*Hoeglundina elegans* (d'Orbigny)		.								+	.			
		Hyalinea balthica (Schroeter)												.		
		Rectuvigerina cylindrica (d'Orbigny)	.													
		Ostracodes	+										+			
		otolithes de poissons	+			f	f			f	f		+			

TABLEAU IV-3 : l'Holocène et le Pléistocène supérieur froid.
Essai d'histoire locale des thanatocoenoses de :

		Foraminifères	Théocosomes
0 an	HOLOCENE	A=50% de Globigerinoides ruber	A = 50% de Limacina inflata avec Cavolinia gibbosa et Hyalocylix striata ; avec Styliola subula qui n'apparaît
1.000			
2.000		Peut-être Globorotalia inflata en zone 3 ?	A'=A-Cavolinia gibbosa -Hyalocylix striata moment ; dans cette région
3.000			
4.000			que vers 4.000 ans
5.000		A+ Globorotalia inflata et Globigerinoides "conglobatus" (vers 26°E)	fluctuations dans la fréquence de Limacina inflata
6.000			
7.000		Globigerinoides sacculifer remplace G. ruber	présence de Clio pyramidata avec Cavolinia inflexa
8.000			Diacria trispinosa
9.000	SA 1		Limacina inflata 50%
10.000		disparition locale de Globorotalia truncatulinoides	
11.000			
12.000		A+i+t = Globigerinoides ruber domine de nouveau associée à Globorotalia inflata et G. truncatulinoides	
13.000			disparition de Limacina retroversa
14.000		plus que quatre espèces	plus que deux espèces :
15.000		Neogloboquadrina pachyderma	Clio pyramidata et
16.000		Globigerina glutinata	Limacina retroversa
17.000		Globigerina quinqueloba et	
18.000	PLEISTOCENE SUP.	Globorotalia "scitula" qui constituent l'association du Pléistocène supérieur froid = F	une seule espèce mais c'est tour à tour
19.000		Desmophyllum (DELIBRIAS)	Clio pyramidata
20.000			ou
21.000			Limacina inflata
22.000			
23.000		s'y ajoute F+i = Globorotalia inflata	horizon sans aucun Théocosome : vannés ? cause ? diagenèse ? sedimentation réduite pas de production primaire ? vvv? remontée de l'A.C.D.
24.000			
25.000		VVV 50% G. inflata + Orbulina + Globigerinella (sans G. truncatulinoides)	Limacina retroversa et Clio pyramidata

TABLEAU IV-4 : étude des sédiments hémipélagiques en lames minces

Sédiments hémipélagiques plus ou moins lithifiés étudiés en lames minces

Evaluation des surfaces par J. ALLOUC en % (1)
Microfaunes G. GLACON

"ext"=du côté portant l'enduit de manganèse
"int"=vers le coeur de l'échantillon

aspect macroscopique	numéro d'échantillon	Composants principaux de la microfaune : % de la surface de la lame mince occupée par l'association à : Globigerinoides ruber=50% des Foraminif. Thécosomes récents associés = Association analogue à l'actuelle =A	A mais sans Thécosomes =A-P	A + Globorotalia inflata s.l. puncticulata + bononiensis A+i	A + G.inflata s.l.+G.truncatulinoides A+i+t	différente de l'association récente D	présence des espèces : G.truncatulinoides pachytheca Globigerinoides "conglobatus" in Cita Sphaeroidinella Sphaeroidinellopsis Globorotalia truncatuliforme sans carène Limacina retroversa	Modalités d'enfouissement des coquilles : (2) % de Thécosomes fragmentés dimension max. des fragments dimension moy. 1 division=10	remplissage incomplet - critère polarité	Intensité de la diagenèse : coquilles de Thécosomes : intactes / cristallisation commencée / cristallisation poussée / cristallisation totale / fantôme : 0 1 2 3 4	test de Globiger. des : pores visibles / pores partiellement obstrués / pores invisibles / fantôme de test : 0 1 2 3	Nannofossiles indéterminables
"biscuit" (pas d'enduit)	H1-36-4B	20					+	2-57-25	+	1 2	1 2	
"boîte"	H1-36-5A ext.			10	?							
	H1-36-5A int.			10	?			1-30-12		1 2	1 2	
plaquette glissée	H4-39-7			5				1-60-20		1 2 3	1 2	
"poupée"	H4-39-10C	fragment trop petit										
plaquette portant des galets en surface et contenant des galets	H5-40-1B ext.				40			2				
	H5-40-1B int.				25		+	1		1		
	H5-40-1C ext.				15			grands. 40		1	1 2	
	H5-40-1C int.				fant.			fantômes		4	3	
	$H5-40-1D_1$				15			1-10-7		2 3	1	
	$H5-40-1D_2$				fant.			£		4	3	
plaquette	H5-40-2 ext.					i		Foram. (gros)		1 2	1 2	
	H5-40-2 int.					i	+	1-40-13		2	1 2	
plaquette	H5-40-3 ext.				10		+ +	1 gros		1	2	
	H5-40-3 int.				10			1 gros		1	2	
plaquette d'aspect conglomératique	H6-41-1 élém.				10		+	< 0,5 gros		1 2	0 1	+
	H6-41-1 cim.				10			1,5 gros	+	1 2	1 2	+
en forme de lentilles plan-convexes	H7-42-1				15		+	< 1-10-5	+	1 2	1 2	
	H7-42-2				15		+	< 1-10-5	+	1 2	1 2	
	H7-42-3				15		+	< 1-30-15	+	1 2	1 2	
plaquette soudée sur plaquette	H7-42-4A				10			< 1 10	(+)	1	1	+
	H7-42-4B				7			entiers	(+)	2 3	1 2	

(1) Estimation quantitative faite d'après les chartes visuelles.
(2) Pourcentage de la surface, donné à titre indicatif et d'autant moins précis que la valeur est plus faible.

TABLEAU IV-4 (fin) : étude des sédiments hémipélagiques en lames minces

Sédiments hémipélagiques plus ou moins lithifiés étudiés en lames minces Evaluation des surfaces par J. ALLOUC en % (1) Microfaunes G. GLACON "ext"=vers la partie externe "int"=vers le coeur de l'échantillon		Composants principaux de la microfaune % de la surface de la lame mince occupée par l'association à					présence des espèces	Modalités d'enfouissement des coquilles		Intensité de la diagenèse		
aspect macroscopique	numéro d'échantillon	Globigerinoides ruber = 50 % des Foraminif. Thécosomes récents associés Association Analogue à l'actuelle =A	A mais sans Thécosomes =A-P	A + Globorotalia inflata s.l. puncticulata + bononiensis A+i	A + G.inflata s.l. + G.truncatulinoides A+i+t	différente de l'association récente D	G.truncatulinoides pachytheca Globigerinoides "conglobatus" in Cita Sphaeroidinella Sphaeroidinellopsis Globorotalia truncatuliforme sans carène Limacina retroversa	(2) % de Thécosomes fragmentés dimension max. des fragments dimension moy. 1 division = 10	remplissage incomplet - critère polarité	coquilles de Thécosomes intactes cristallisation commencée cristallisation poussée cristallisation totale fantôme 0 1 2 3 4	test de Globiger.des pores visibles pores partiellement obstrués pores invisibles fantôme de test 0 1 2 3	Nannofossiles indéterminables
galet	H7-42-5			5			+	entiers	+	0 1 2 3	1 2	+
plaquette glissée	H7-42-6				25		+	entiers	+	1 2 3	1 2	
conglomérat	H7-47-7élem.					35	+			1 2		
	H7-42-7cim.					i				1 2		
plaquettes en sandwich	H11-46-1ext.				10			< 1-75-		2 3	1 2	
	H11-46-1int.				5			2-20-8		1 2	2	
sapropel	H11-46-2			+								
plaquette	H11-46-3A			4	?			< 1		2 3	1 2	
plaquette	H11-46-4			4			+	< 1		1 2(3)	2	
galets noirs	H12-47-2ext.			10				1-7-5		2 3	1 2	
	H12-47-2int.			10				1-7-5		2 3	1 2	
plaquette	H12-47-3ext.	< 5						. 10-5		2	1 2	
	H12-47-3int.	5					+	1-40- < 1-40-10	+	(1)2 3	1 2	
plaquette	H12-47-4					i						
plaquettes en sandwich	H12-47-5ext.			7				1-10-7		1 2 3	2	
	H12-47-5int.			10				1-10-7		1 2 3	2	
	H12-47-6											
plaquette glissée	H12-47-7		10					< 1-25-10		1 2 3	2	
plaquette glissée	H13-48-2ext.			5				1-40-15		1 2 3	1 2	
	H13-48-2int.			20				# entiers		1 2 3	1 2	
plaquette ployée	H13-48-3			7			+	1-40-12		2(3)	1 2	
plaquette tordue	H13-48-4ext.			5				< 1-5			2	
	H13-48-4int.			15				< 1-5-2		1 2	3	

TABLEAU IV-5

Sédiments hémipélagiques quaternaires - Essai de datation

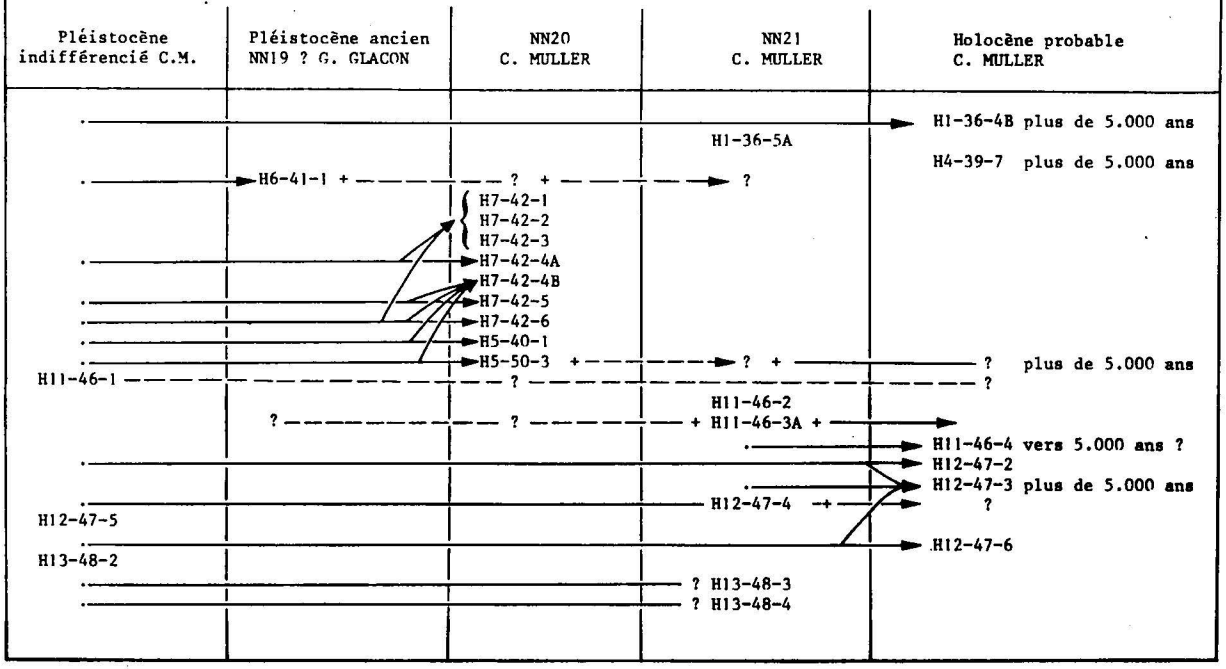
t = Présence de *Globorotalia truncatulinoides*
S = *Sphaeroidinella* (S) = *Sphaeroidinella* remaniée
r = *Limacina retroversa* (r) = *Limacina retroversa* remaniée
Echantillons étudiés en lames minces = leur numéro est souligné
Echantillons étudiés après tamisage = leur numéro n'est pas souligné

C. MULLER trouve des Nannofossiles du Pléistocène	climat frais ← → chaud	Biozonation standard par les Nannofossiles C. MULLER — base (?) de NN20	climat frais ← → chaud	NN21	climat frais ← → chaud	C. MULLER trouve des Nannofossiles de l'Holocène "probable"	climat frais ← → chaud
H1-36-4, tS	+	H7-42-1, t	+	H1-36-5A,t(?)		H3-38-2B,t	(r) +
H1-36-4B		H7-42-2, t	+	H1-36-5B,t	(r)	H4-39-7	+
H5-40-1, t		H7-42-3, t	+	H2-37-1 ,t		H4-39-10A	+
H5-40-3, t		H7-42-4B,t	+	H11-42-2(sapr.)		H6-41-3,t	(r) +
H5-40-8, t	+			H11-46-3A			
H6-41-1, tS				H11-46-3B,t			
H7-42-4A, t				H11-46-4			
H7-42-5, t	r			H11-46-5,t	+		
H7-42-6, t	r			H12-47-3			
H11-46-1, t				H12-47-8,t	(r)		
H12-47-2				H15-50-2,t			
H12-47-4							
H12-47-5, t							
H12-47-6	+						
H12-47-7	+						
H13-48-1, t	(r)						
H13-48-2	+						
H13-48-3, t	+						
H13-48-4, t	+						

TABLEAU IV-6

Essai de groupement des sédiments étudiés en lames minces d'après leurs microfaciès

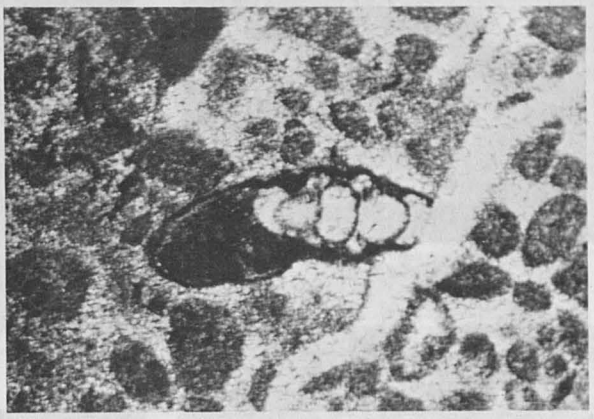
(On se reportera aussi aux chapitres III, VII, IX).
Les échantillons dont les numéros ne sont pas flèchés, sont restés classés d'après les déterminations de C.MULLER
Les origines des flèches renseignent sur la détermination de C. MULLER et conduit au faciès le plus comparable
Attention ! = une homéomorphie de faciès ne signifie pas forcément isochronie.



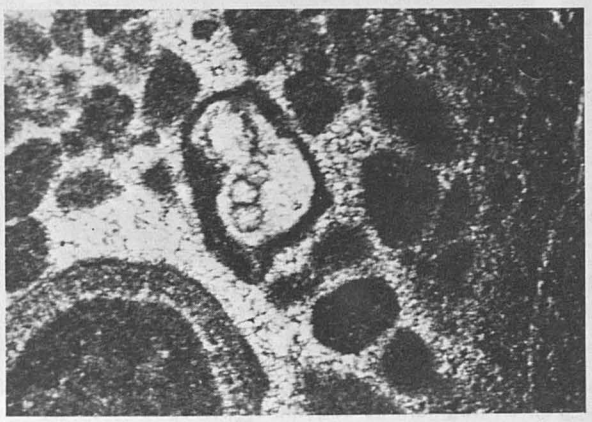
1

2

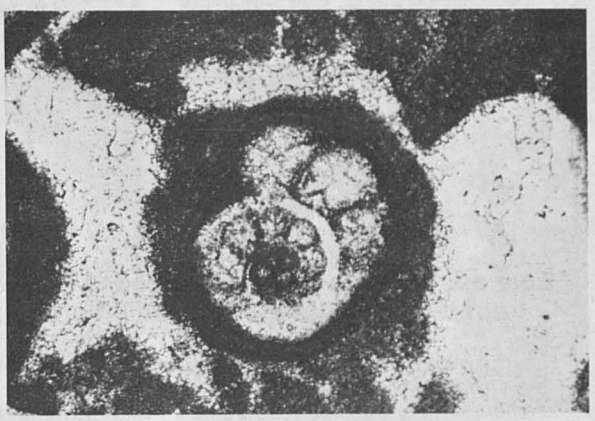
3



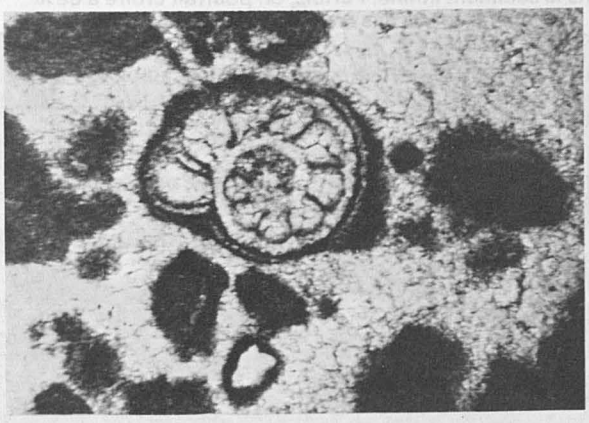
4



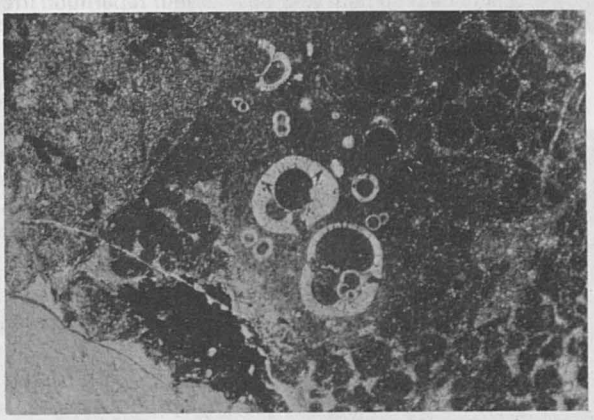
5



6



7



8

PLANCHE IV-1

Foraminifères de la brèche de "dolomite oolithique" (Mc KENZIE) H5-40-6 (voir aussi Ch. VIII)

Fig. 1-7 : Foraminifères benthiques indéterminés spécifiquement du ciment sparitique (x 100).
Il n'a pas été possible de trouver une seconde section de l'organisme de la fig. 1 dans les lames dont nous disposions. La figure 2 montre l'espèce la plus fréquente.

Fig. 8 : Exemple du remplissage d'un taraudage par une boue hémipélagique à *Sphaeroidinella*, genre connu du Pliocène inférieur au Pléistocène ancien (plus de 400.000 ans) en Méditerranée orientale.

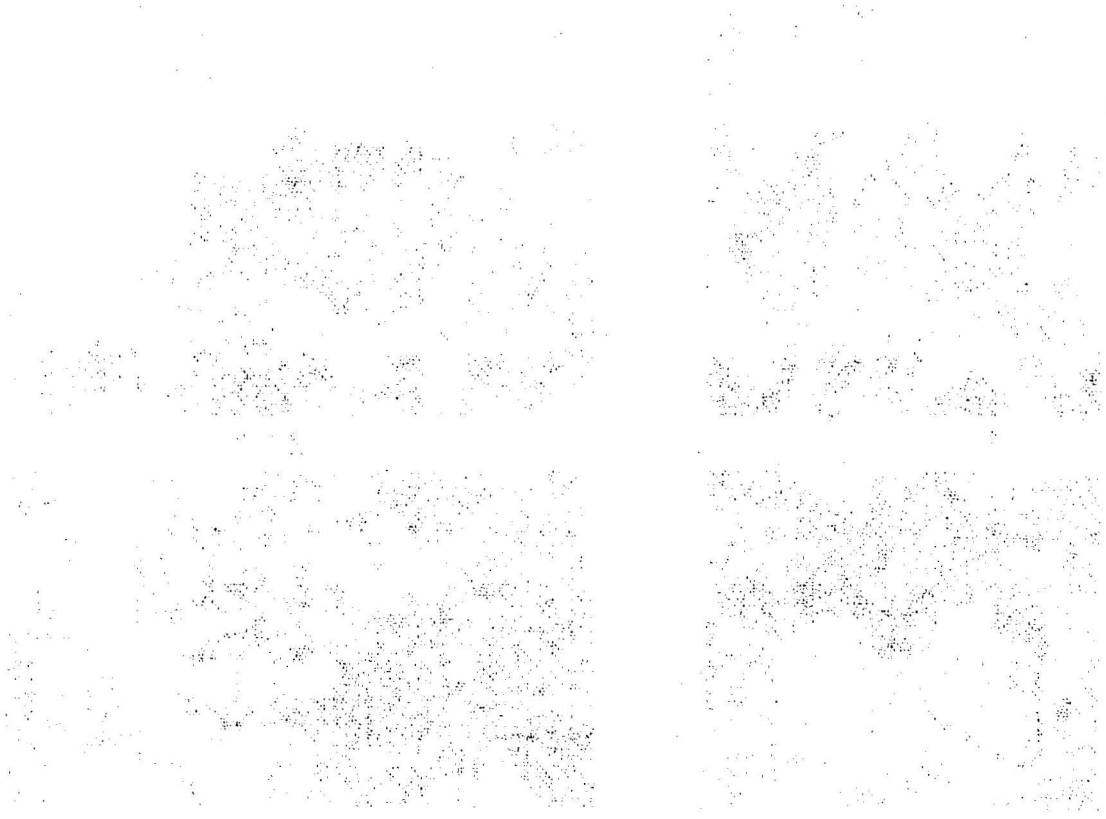


PLANCHE IV-2

Rôle des coquilles de gastéropodes et des squelettes de spongiaires dans une certaine répartition des tests de foraminifères dans les craies et calcaires hémipélagiques.

Il n'est que de comparer les figures 2 et 3 pour constater que lorsque, fortuitement, dans le sédiment encore meuble, une *Orbulina* bloque l'entrée d'une *Limacina* (fig. 2), seule la partie fine du sédiment peut pénétrer et venir remplir, d'ailleurs imparfaitement, la coquille. Par contre, nous voyons (fig. 3), un fragment de coquille de ptéropode plein de fossiles. Par diagenèse, les coquilles de gastéropodes disparaissent (fig. 5), les tests de foraminifères, plus résistants, subsistent et l'on peut s'étonner de leur répartition irrégulière dans le sédiment lithifié. Parfois, on pourrait croire à de la bioturbation, mais si l'on observe le contour de certains amas, on reconnaît la forme des coquilles qui les ont contenus et dont on retrouve souvent quelques vestiges (fig. 6).

Les squelettes de spongiaires jouent un rôle analogue (fig. 4). Seuls des tests de foraminifères de taille suffisamment petite peuvent glisser entre les mailles du réseau, tandis que des formes plus grandes et des ptéropodes trouvent place dans le calice. Là encore, la diagenèse fait disparaître le réseau de spicules dont il ne subsiste souvent que quelques "nœuds" permettant de retrouver la forme des mailles (fig. 7).

Il est donc nécessaire d'examiner un nombre suffisant de lames minces pour tenter de retrouver les caractéristiques des thanatocoenoses, surtout si l'on veut en tirer des conclusions paléoécologiques et ne pas se laisser "piéger" par des amas de tests de petite taille ou par une rareté "toute locale" des tests.

Fig. 1-2 : H7-42-5, Pléistocène frais.

Fig. 3-6 : H7-42-6, autre faciès du Pléistocène de la plongée H7.

Fig. 4 : H4-39-5, réseau de spicules d'une éponge.

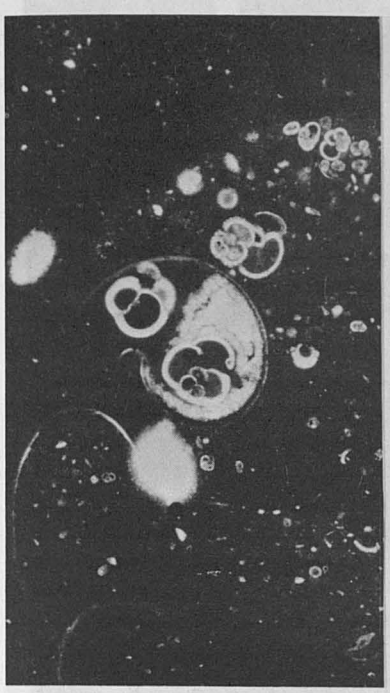
Fig. 5 : H7-42-4B, coquilles de gastéropodes disparaissant par diagenèse (NN20, C. MÜLLER).

Fig. 7-8 : H14-49-2, éponge fossile remplie de sédiment hémipélagique.

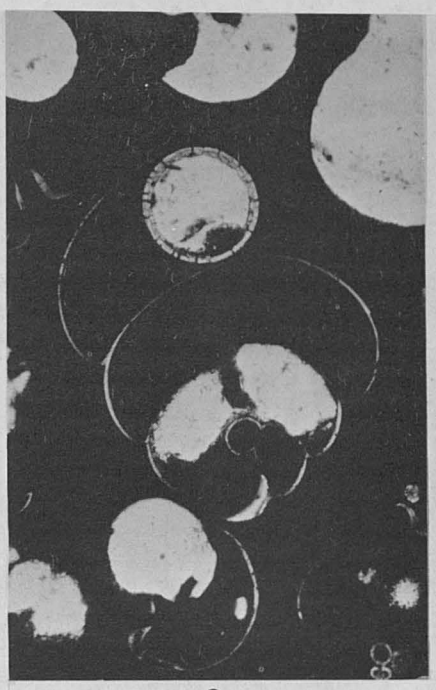
Fig. 7 : En bande verticale sur la photo, on voit le remplissage d'un taraudage par un sédiment riche en *Globigerinoides ruber*.

Fig. 8 : *Limacina retroversa* (individus jeunes) dans une éponge (voir aussi Pl. IV, fig. 7).

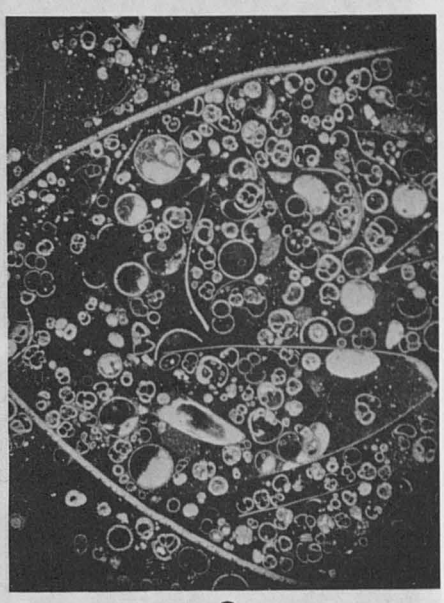
Grossissement × 25



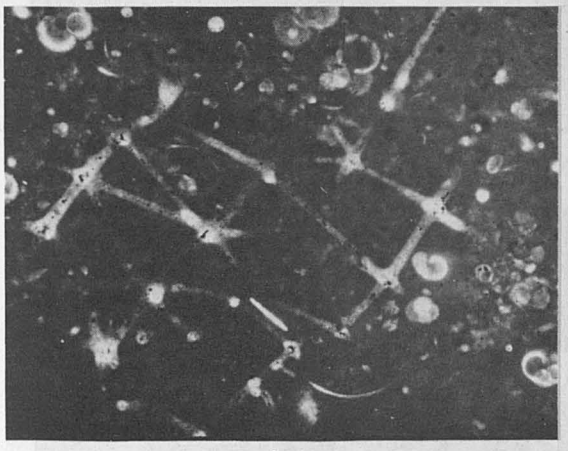
1



2

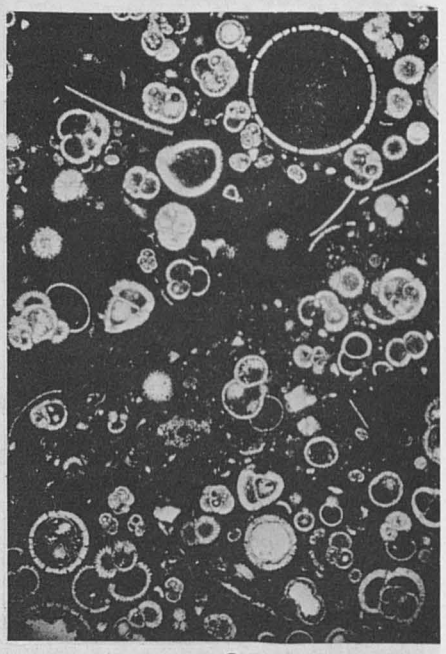


3

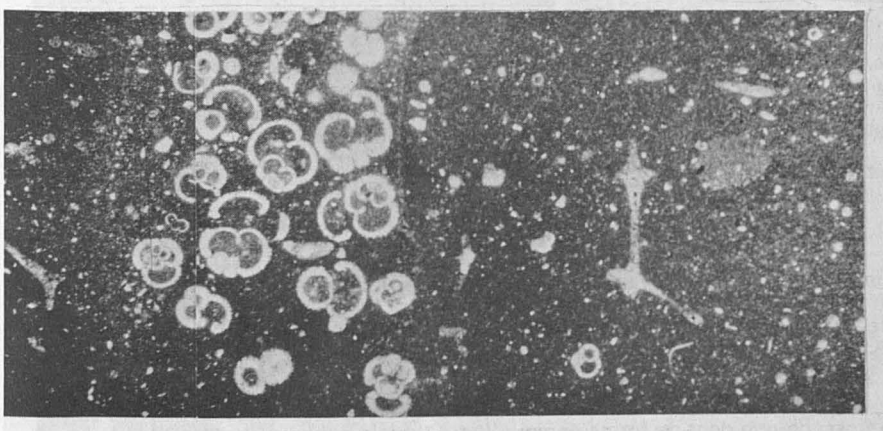


4

5



6



7

8

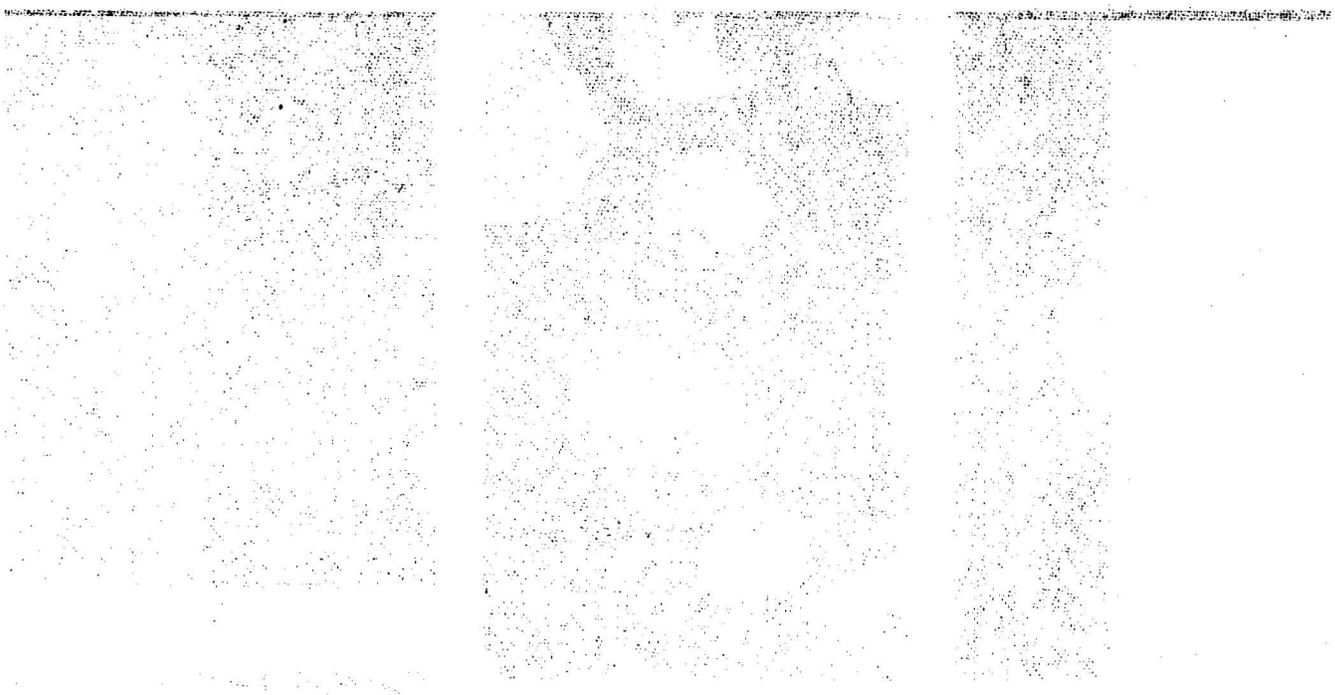


PLANCHE IV-3

Foraminifères planctoniques fossiles récoltés dans les boues hémipélagiques récentes.

Fig. 1-4 : *Globorotalia mediterranea* Catalano et Sproviero *s.l.* dans H12-47-8 (NN21, C. MÜLLER).

Fig. 1-2 : × 90; fig. 3-4 : × 125.

Fig. 5-6 : *Sphaeroidinella* dans H1-36-4 (holocène récent) × 125.

Fig. 7-8 : *Globorotalia margaritae* Bolli et Bermudez dans H12-47-8 (NN21) × 90.

Fig. 9-10 : *Globigerinoides "conglobatus"* fide CITA dans H1-36-4 (holocène récent) × 100.

Fig. 11-12 : *Globorotalia puncticulata* (Deshayes) dans H1-36-4 (holocène récent) × 125.

Fig. 13-15 : *Globorotalia crassacrotonensis* Conat s.l. dans H5-40-8 (holocène à *Styliola subula)* × 100.
Examinée parallèlement à l'axe d'enroulement, fig. 14, la dernière loge de cet individu présente, au-dessus de l'ombilic, un épaulement aigu annoncant peut-être celui de *Globorotalia crassula viola* Blow. La plupart des individus associés possèdent un épaulement plus arrondi correspondant mieux à l'holotype.

Fig. 16-18 : *"Quinqueloculina lamarckiana d'Orbigny" sensu,* F. PARKER dans H11-46-3B (NN21).
Fig. 16 : × 600.
Fig. 17 : × 60.
Fig. 18 : × 12.000.

PARKER, 1958, p. 256, explique que l'espèce de d'Orbigny serait plus aiguë que les individus qu'elle trouve dans les carottes de Méditerranée orientale et vivrait vers 300 m. COLOM, 1974, dans son manuel : "Foraminiferos ibéricos" (*Invest. Pesq.*, t. 38, n° 1, Barcelona), figure une forme aiguë (fig. 54 g-i) vivant de − 200 à − 1.000 m. CITA, 1974, retrouve cette forme en carottage au site 132 en mer Tyrrhénienne par − 2.825 m (Rev. espań. Micropal, vol. 6, n° 2, pl. 4, fig. 4). Avant de décider s'il s'agit ou non de l'espèce de d'Orbigny, il faudrait étudier la variabilité possible de cette espèce avec la profondeur.

Remarquer que l'individu figuré possède une dent de forme conique (fig. 16) mais qui peut paraître en V à des grossissements plus faibles (fig. 17). Il y a là un curieux phénomène d'inversion de relief.

Clichés réalisés sur CAMECA par Mmes GUILLAUMIN et ANDRÉE, du laboratoire d'Évolution des Êtres Organisés (Université Paris VI).

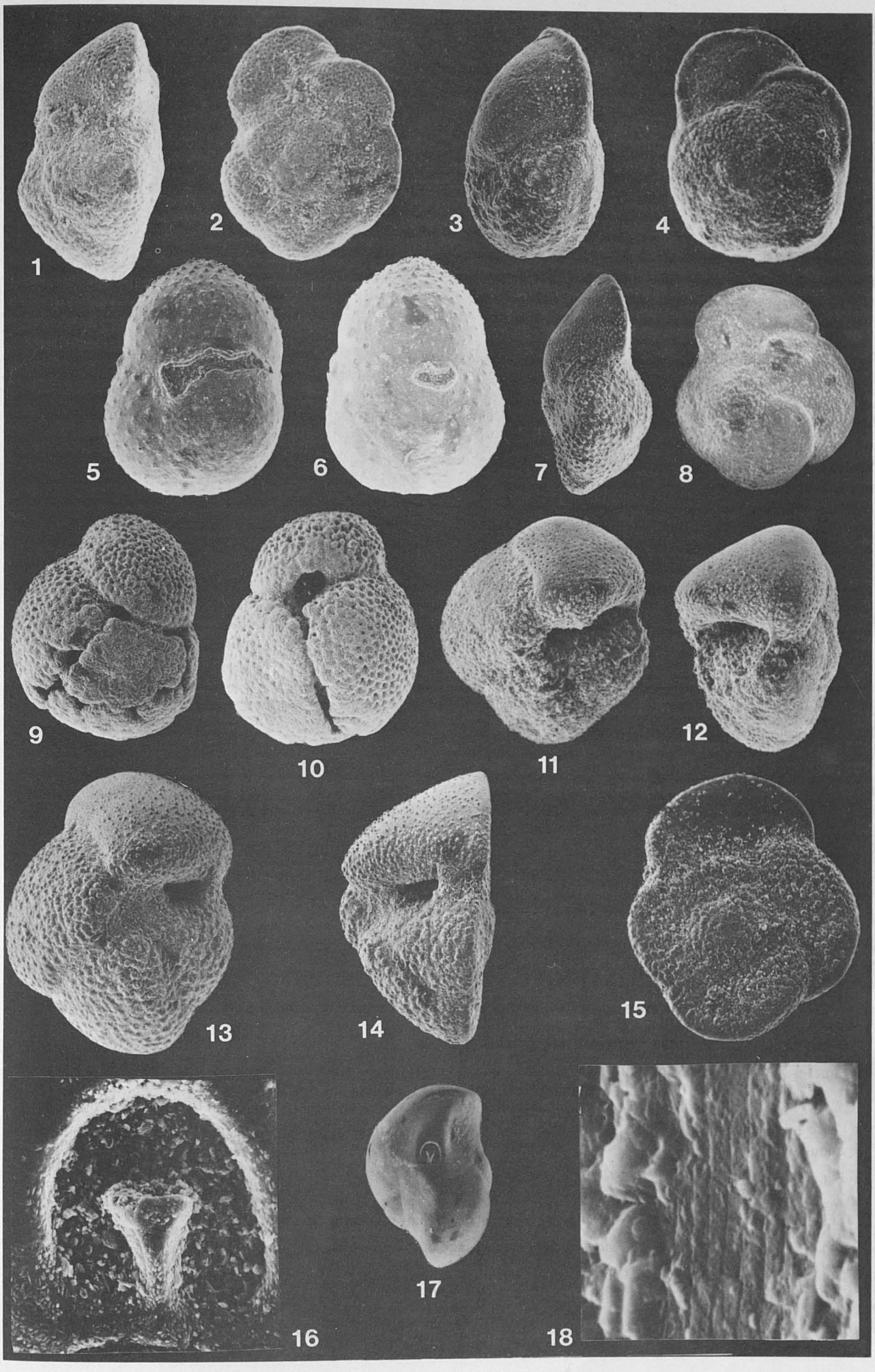

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18

PLANCHE IV-4

Quelques microfaciès de sédiments hémipélagiques quaternaires lithifiés (× 25).

Fig. 1 : H12-47-3, microfaciès de NN21 (C. MÜLLER). Exemple d'un *Globigerinoides "conglobatus" sensu,* CITA.

Fig. 2-4 : H7-42-4A, microfaciès du Pléistocène (C. MÜLLER) qui rappelle le faciès de H7-42-1, 2, 3 de la base de NN20 (C. MÜLLER).

Fig. 2 : Section latérale grossièrement perpendiculaire à l'axe d'enroulement d'une *Globigerinella aequilateralis.*

Fig. 4 : *Globorotalia truncatulinoides* "en abondance".

Fig. 3-5 : H7-42-6, microfaciès du Pléistocène (C. MÜLLER) montrant la juxtaposition de deux faciès.

Fig. 3 : faciès riche en *Globorotalia truncatulinoides* rappelant ceux de NN20.

Fig. 4 : faciès à *Limacina retroversa* (en d'autres points ce sont des *Clio)* rappelant H7-42-5 (Pl. II, fig. 1-2).

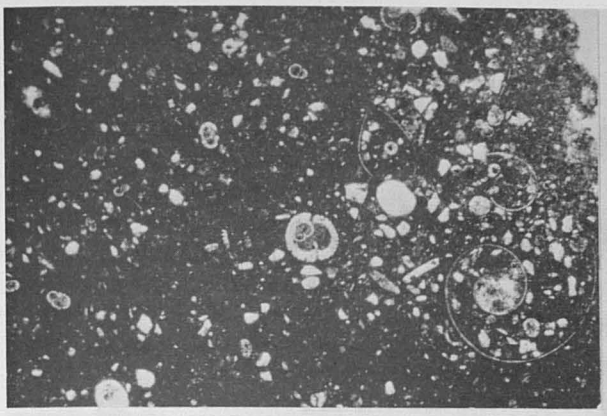
En fait, ces faciès ne correspondent peut-être qu'à un tri, une accumulation différentielle, purement mécanique, des coquilles.

Fig. 6 : H5-40-1, microfaciès du Pléistocène C. MÜLLER.

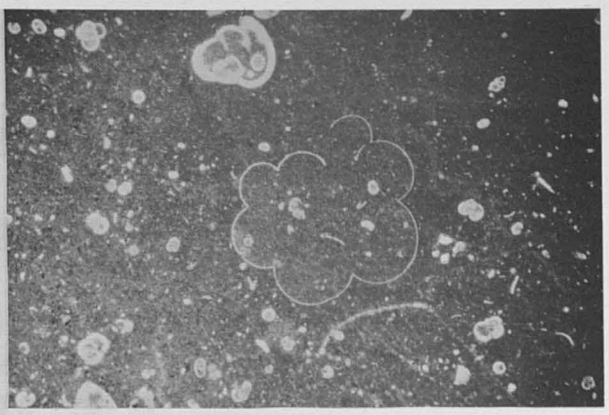
Exemple d'une section axiale de *Limacina inflata* ayant bien résisté à la diagenèse. La "truncatuline" est beaucoup plus touchée et il n'est plus possible de savoir si c'était un individu caréné ou non.

Fig. 7 : H14-49-3, *Limacina retroversa* dans le remplissage du calice d'un spongiaire.

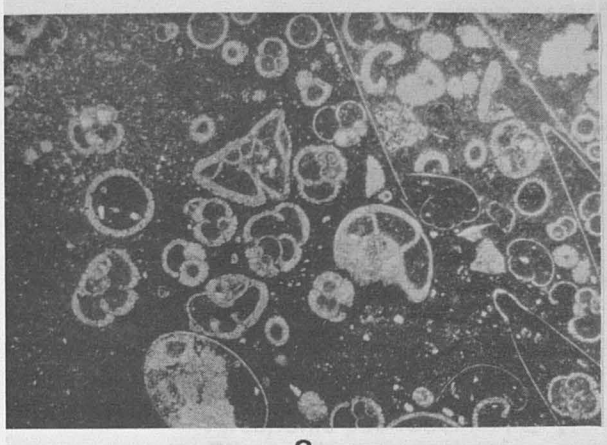
Fig. 8 : H11-46-2, gastéropode, *Globorotalia inflata s.l.* et autres foraminifères planctoniques de plus petite taille dans le "sapropel" de NN21 (C. MÜLLER). Les zones plus claires correspondent au remplissage des "chondrites" décrites par ALLOUC, ch. VII.



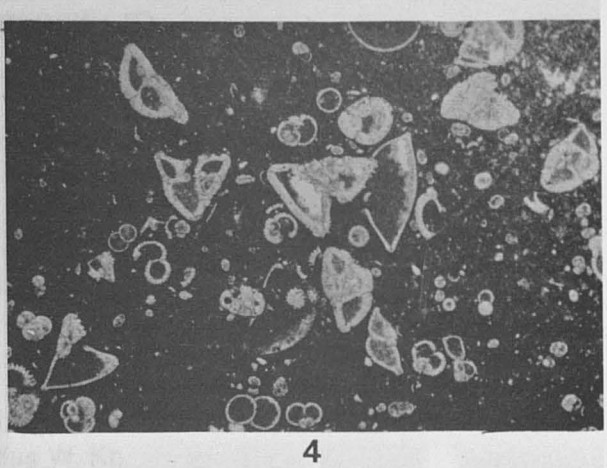
1



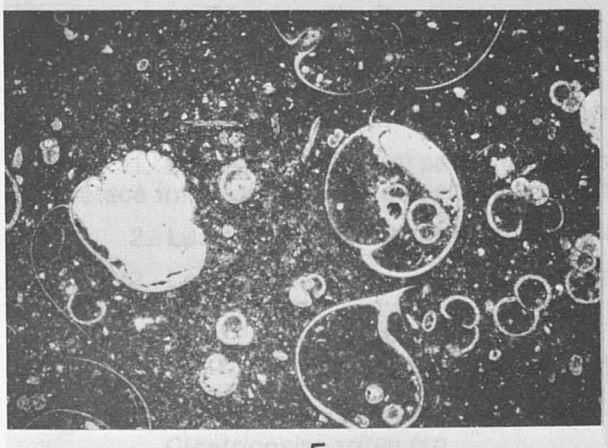
2



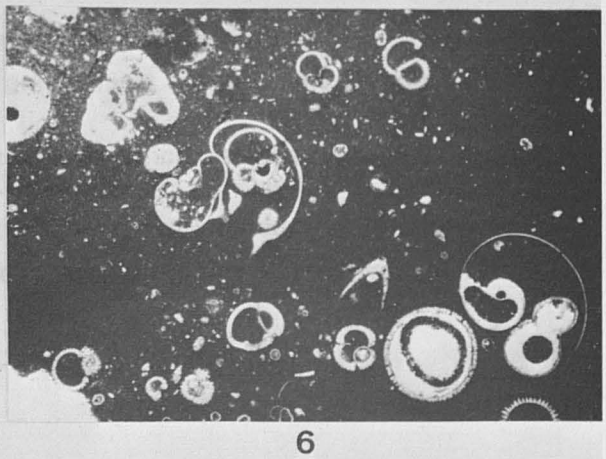
3



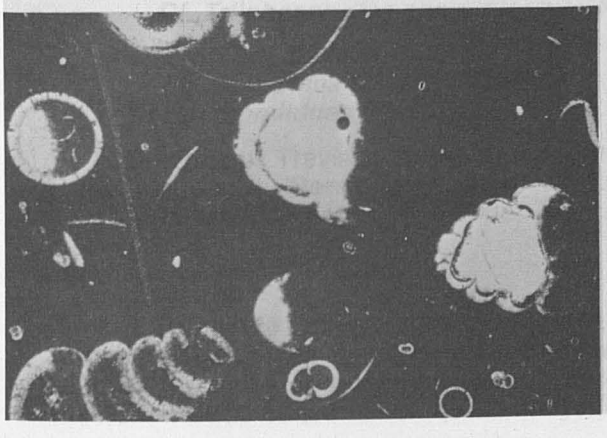
4



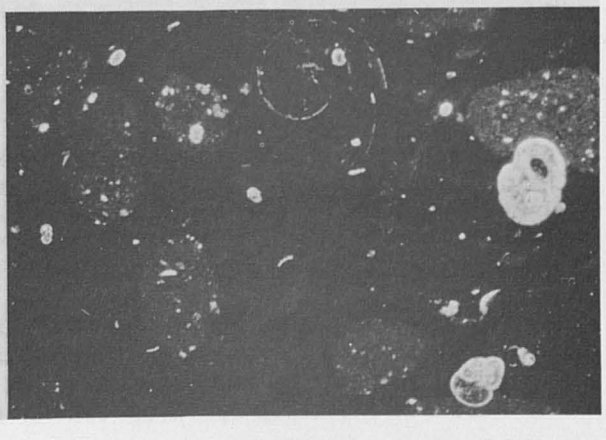
5



6



7 8



CHAPITRE V

Biostratigraphie : pollens

Jacques MEDUS
Université de Droit, d'Économie et des Sciences d'Aix-Marseille II
Faculté des Sciences et Techniques de Saint-Jérôme
Laboratoire de Botanique Historique et Palynologie
Rue Henri-Poincaré
13397 MARSEILLE CEDEX 4 (F)

ÉCHANTILLON H1-36-1 (zone I, fig. I-2)

Spores : Cf. *Dictyophyllidites harrisii* Couper
Cicatricosisporites *fsp.*

Pollens : 1. *Callialasporites fsp.*
2. Normapolles : *Extratriporopollenites fsp.*
3. *Caryapollenites fsp.*
Minorpollis fsp.
Monocolpopollenites fsp.
Pityosporites fsp.
Plicapollis pseudoexcelsus (W. Kr.) W. Kr.
Plicapollis pseudoexcelsus ssp. turgidus W. Kr.
Cf. *Subtriporopollenites fsp.*
Triatriopollenites aroboratus Pf.
Triatriopollenites fspp.
"Triporopollenites"? palaeocarpinoides W. Kr et Vanhoorne.

Les spores identifiées n'apportent aucune précision et l'on pourrait dire de même des genres : *Pityosporites* et *Monocolpopollenites.*

1. *Callialasporites,* par son extension stratigraphique principalement jurassique mais aussi Crétacé inférieur, évoque des apports à partir de tels niveaux.

2. Les Normapolles trouvés sont ceux habituellement courants dans le Sénonien.

3. Les éléments de 3. sont généralement des composants des palynoflores du Tertiaire inférieur (Paléogène).

ÉCHANTILLON H15-50-3 (zone III, fig. I-4)

Spores : *Biretisporites fsp.*
Cicatricosisporites fsp.
Cyathidites australis Couper
Gleicheniidites fsp.
Cf. Trilobosporites apiverrucatus Couper

Pollens : *Classopollis fspp.*
Dicheiropollis etruscus Trevisan
Eucommiidites fsp.

D. etruscus Trevisan (trois à quatre exemplaires ont permis de vérifier la détermination) est caractéristique du Berriasien-Néocomien de l'Italie. A l'exception de *T. apiverrucatus* Couper, dont la détermination est incertaine, les autres formes n'infirment pas cette origine pour le matériel cité.

Remarque :

La pauvreté extrême des préparations (approximativement trois grains par lame), le caractère hétérogène des spectres et la technique de préparation (concassage, notamment) ont conduit, pour les deux échantillons, à attribuer aux contaminations les quelques grains (en meilleur état de conservation que la moyenne) de familles modernes qui furent trouvés.

CHAPITRE VI

Datations absolues (C_{14})

Georgette DELIBRIAS

Centre des Faibles Radioactivités
Laboratoire du Radiocarbone
Laboratoire mixte CNRS-CEA
Domaine CNRS
Place de l'Église
91190 GIF-SUR-YVETTE (F)

ÉCHANTILLON H4-39-8 (zone II, fig. I-3)

(N° ÉCHANTILLON LABORATOIRE C.F.R. : GIF 5270)

Nature de l'échantillon : "remplissage de Spongiaires".

Résultat de la mesure d'âge : > 35.000 ans.

Observation :

L'échantillon H4-39-8 était très massif et essentiellement constitué d'un remplissage très dense; le remplissage, très riche en carbonates, a été daté, la partie externe ayant été éliminée.

Mme JEHANNO, du C.F.R., a procédé à un examen rapide de ce "ciment" pour tenter d'en connaître la nature. Par diffractométrie X, elle a reconnu 95 % de calcite, un peu de quartz; après attaque ménagée à HCl, il reste des quartz teintés en bleu, des feldspaths et des argiles (illite, kaolinite, smectite).

Le fort pourcentage de recristallisation (95 % de calcite) est une donnée importante en ce qui concerne la datation par le C_{14} : au moment de la recristallisation, il a pu y avoir incorporation de carbone plus ancien (?). La mesure GIF-5270 est donc peu significative.

ÉCHANTILLON H10-45-1 (zone II, fig. I-3)

(N° d'ÉCHANTILLON LABORATOIRE C.F.R. : GIF 5271)

Nature de l'échantillon : axe de Gorgonaire.

Résultat de la mesure d'âge : > 35.000 ans.

ÉCHANTILLON H14-49-2 (zone II, fig. I-3)

(N° D'ÉCHANTILLON LABORATOIRE C.F.R. : GIF 5269)

Nature de l'échantillon : Polypiers Desmophyllum.

Résultat de la mesure d'âge : 18.200 ± 500 ans.

Observations :

Par diffraction X, on trouve 100 % d'aragonite, il n'y a donc pas eu de recristallisation et l'on peut considérer ce résultat comme valable.

MÉTHODE UTILISÉE

1. Après traitement de nettoyage préliminaire qui varie suivant la nature de l'échantillon (par exemple, un échantillon de charbon de bois est lavé à l'acide chlorydrique 0,5 N entre 1 et 20 heures pour éliminer les carbonates alcalino-terreux), le carbone de l'échantillon est transformé en CO_2 par combustion dans l'oxygène pur; le CO_2 est purifié par distillation fractionnée puis absorption sur alumine à − 190 °C suivie de désorption à 20 °C.

L'activité spécifique du CO_2 est mesurée dans des compteurs proportionnels de volume différent (utilisant de 1,2 à 4,8 litres) suivant la quantité d'échantillon disponible. Ils sont protégés du rayonnement cosmique, soit par un anneau de 36 compteurs Geiger, soit par un scintillateur plastique en coïncidence et des rayonnements gamma ambiants par 15 cm de plomb, 5 cm de fer et 1 cm de bismuth ou de mercure.

2. Calcul de l'âge

L'activité du gaz provenant de l'échantillon est comparée à celle d'un étalon contemporain (carbone de l'année 1950)*.

L'activité spécifique décroît exponentiellement avec le temps, la période de demi-croissance utilisée est T = 5.570 ans. **

3. Définition de l'âge

Temps écoulé entre l'année 1950 et le moment où l'échantillon a cessé d'assimiler le carbone atmosphérique (ce moment est, en général, celui de la mort de l'organisme d'où provient l'échantillon).

4. "Erreur" sur l'âge

Cette erreur provient essentiellement du fait que la radioactivité n'est connue que par sa valeur moyenne, qui se rapproche d'autant plus de la valeur réelle (inconnue) que le nombre d'impulsions observées par le compteur est plus grand. Le comptage est effectué pendant 2.000 minutes et donne, par exemple, 4,41 ± 0,047 impulsions par minute, ce qui se traduit sous la forme 5.000 ± 120 ans et signifie que l'âge est compris entre 4.880 et 5.120 ans.***

5. Exemples de valeurs typiques d'activité et d'erreurs obtenues sur une installation utilisant la méthode décrite ci-dessus

Activité brute pour 1,2 l de CO_2	Age (ans)	Erreur calculée (ans)	Erreur relative %
7,21	0	± 80	
7,14	100	± 80	80
7,07	200	± 80	40
6,85	500	± 80	16
6,51	1.000	± 86	8,6
4,41	5.000	± 110	2,2
2,89	10.000	± 180	1,2
2,08	15.000	± 410	2,7
1,65	20.000	± 580	2,9
1,29	30.000	+ 1.240 − 1.460	4,9
1,20	38.500		
1,15	infini		

A 38.500 ans, l'activité de l'échantillon, sur ce type d'installation, diffère très peu du mouvement propre (activité donnée par un échantillon d'âge infini) et à partir de cet âge, les mesures n'ont plus de signification.

- A p = 74 cm Hg - T = 20 °C, dans un compteur du modèle standard de 1,2 l.
- Dans le tableau on a indiqué l'activité mesurée par un compteur de 1,2 l avec l'âge déduit de cette mesure et les erreurs corrélatives.

* Étalon international délivré par le National Bureau of Standards, sous forme d'acide oxalique.

** Adoptée internationalement à la Conférence de Groningen (1959).

*** Cette erreur de ± 120 ans est calculée comme on le fait dans la plupart des laboratoires de datage depuis 1959; l'erreur est définie comme étant la racine carrée du nombre brut d'impulsions enregistrées pendant lecomptage. On exprime cela en disant que l'on a pris comme erreur "1 σ".

SECTION II

PÉTROGRAPHIE SÉDIMENTAIRE

CHAPITRE VII

Macroscopie et microscopie

Jacques ALLOUC

Institut National Polytechnique de Lorraine
École Nationale Supérieure de Géologie Appliquée
et de Prospection Minière de Nancy
B.P. 452
94, avenue de Lattre-de-Tassigny
54001 NANCY CEDEX (F)

INTRODUCTION 146

I. - EXAMEN MACROSCOPIQUE 147

II. - EXAMEN MICROSCOPIQUE 149

A - L'enduit ferromanganeux 149
B - Concrétions et croûtes carbonatées 150

1. Plaquettes, polyèdres aplatis ou "poupées" peu indurés des boues et vases ... 150
2. Croûtes simples de forme régulière ou irrégulière 150
3. Croûtes complexes de forme régulière ou irrégulière 151
4. Squelettes de spongiaires à remplissage micritique 151
5. Dolomies 152
6. Grès 152
7. Microfaciès et figures sédimentaires particuliers 153

III. - COMMENTAIRE 155

IV. - CONCLUSION 156

V. - TABLEAU 148

VI. - PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES 158

Les "boues" carbonatées indurées en surface ou "croûtes" sont encore considérées comme des sédiments inhabituels liés à des sites ou à des conditions physico-chimiques particuliers. Pourtant, ainsi que le font remarquer THOMPSON *et al.* (1968) à propos de sédiments apparentés d'Atlantique, il se peut que leur relative rareté résulte davantage d'un manque d'information plutôt que d'une réelle indigence. En effet, des boues carbonatées plus ou moins lithifiées ont été reconnues en Méditerranée occidentale depuis le S des Baléares jusqu'au N de la Corse (DESFORGES, 1973), en mer Tyrrhénienne sur les sommets de certains monts ou collines sous-marines (SARTORI, 1974), sur de larges aires de Méditerranée orientale, en particulier en mer Ionienne (J. MÜLLER et FABRICIUS, 1970, 1974) en mer Egée et mer de Libye (FISCHER et GARRISON, 1967), (EMELYANOV, 1972), (MILLIMAN et J. MÜLLER, 1973), en mer Rouge (GEVIRTZ et FRIEDMAN, 1966), (MILLIMAN, ROSS et KU, 1969), (MILLIMAN, 1971), (FRIEDMAN, SCHNEIDERMAN, GEVIRTZ, 1971).

Il s'agit, somme toute, d'un phénomène à large répartition géographique, au moins en Méditerranée, mais effectivement, d'après la bibliographie, si l'on excepte peut-être la mer Rouge, leur présence semble liée à une morphologie sous-marine accidentée : bas de marge continentale, murs de fosses, sommets ou flancs de collines ou monts sous-marins, etc.

Les échantillons, examinés macroscopiquement (36) et microscopiquement (84 lames minces pour 38 échantillons), proviennent des prélèvements effectués en plongées entre 2.000 et 3.000 m sur les zones (I, II et III). Le tableau VII-1 en indique la nature pétrographique générale, le lieu d'origine et la position par rapport à la structure : mur interne ou externe, lorsque celle-ci est précisée dans le rapport de plongée.

D'une manière synthétique, il est possible de classer les prélèvements dans l'un des groupes suivants :

- **boues ou vases non lithifiées** sans concrétion ou avec concrétions nombreuses et de petite taille (quelques mm) ;
- **plaquettes,** polyèdres aplatis ou "poupées", carbonatés, peu indurés, provenant de boues ou de vases ;
- "**croûtes**" ou "**carapaces**" carbonatées nettement indurées ("boues à globigérines" lithifiées).
  - — simples : non "déformées", "déformées", c'est-à-dire présentant un aspect tordu, ployé, etc. ;
  - — complexes : non "déformées", "déformées".

Le terme déformé s'applique uniquement à la morphologie générale des échantillons qui possèdent des surfaces gauches à rayons de courbures plus ou moins marqués, souvent variables au sein du même prélèvement ; il n'a pas, a priori, d'implication tectonique.

- **squelettes de spongiaires** à remplissage micritique avec ou sans polypiers ahermatypiques associés ;
- **dolomie ;**
- **grès.**

Seules les concrétions carbonatées des boues et vases et les "boues à globigérines" lithifiées en surface ("croûtes") ont donné lieu à un examen complet. Toutefois, les observations effectuées sur les squelettes de spongiaires à remplissage micritique et sur l'enduit brun noirâtre qui les affecte sont intégrées à l'étude microscopique, car elles fournissent quelques points de comparaison, tant avec les microfaciès des fonds durcis de cette zone qu'avec ceux des carapaces ou nodules ferromanganeux largement décrits par ailleurs. Les dolomies (plongée H15-50) et les grès (plongées H1-36 et H15-50) sont étudiés plus succinctement.

I. - EXAMEN MACROSCOPIQUE

(voir aussi Ch. III)

Malgré une diversité d'aspect certaine, tenant surtout à leur morphologie souvent irrégulière, les encroûtements possèdent, à des degrés divers, un certain nombre de points communs dont les principaux avaient déjà été reconnus dès 1894 par FUCHS, à la suite de la croisière du Pola en Méditerranée (FISCHER et GARRISON, 1967).

Les "plaquettes" carbonatées, encore relativement meubles, des boues et vases présentent avec les croûtes de grandes analogies car on y retrouve les mêmes caractères pétrographiques, seuls leur intensité ou leur développement peut en différer.

Le trait dominant est la présence, à la partie sommitale de la "boue à globigérines", d'une zone lithifiée épaisse en moyenne de 5 mm, laquelle peut se réduire à 1 mm dans les fragments peu consolidés issus des boues ou vases ou, au contraire, atteindre 20 mm et plus dans le cas des encroûtements complexes, en particulier lorsqu'ils sont de forme irrégulière. L'induration, très importante au voisinage du sommet (difficilement rayable avec une pointe), décroît progressivement vers l'intérieur du sédiment (plus ou moins facilement rayable à l'ongle).

Le "front" de lithification est souvent grossièrement parallèle à la surface des échantillons. Mais il peut en être indépendant et présenter alors une disposition très irrégulière lorsque l'échantillon est bioturbé. Dans ce cas, en outre, la disparition de l'induration peut être brutale au lieu d'être progressive.

Par ailleurs, presque tous les prélèvements présentent en surface un mince enduit brun noirâtre. Toutefois, il faut noter une gradation dans l'importance de cet enduit entre :

— les échantillons peu ou pas lithifiés, où il est mince voire inexistant;
— les croûtes carbonatées, où il est en principe moyennement développé; curieusement, il est quelquefois moins abondant lorsque celles-ci paraissent avoir été "déformées";
— les squelettes de spongiaires et polypiers ahermatypiques où il est nettement plus abondant.

Les études géochimiques et radiocristallographiques (Ch. IX et X) ont montré qu'il s'agit d'oxyhydroxydes ferromanganeux amorphes. Ceci est confirmé par l'élimination au réactif de TAMM (tampon oxalique à pH 3, 2) de la quasi-totalité de l'enduit.

Bien que pour des sédiments très semblables de la mer d'Alboran et de la mer Ligure, DESFORGES (1973) considère l'action de l'endofaune comme une donnée constante et susceptible d'intervenir dans la diagenèse, l'abondance exacte des traces de fouissage (burrows), c'est-à-dire formées dans un sédiment encore meuble, est souvent difficile à apprécier. Il semble toutefois que leur présence soit vraisemblable dans la plupart des prélèvements.

Si la présence des traces endogènes antérieures à la lithification ("preomission suite" de KENNEDY *in* FREY, 1975) n'est pas évidente, celles qui lui sont péné-contemporaines ou postérieures ("omission et post-omission suite", *ibid.*) sont ubiquistes. Il en est ainsi des perforations de lithophages (bores) à diamètre d'ordre millimétrique.

Dans les échantillons de la zone II (fig. I-3) : H4-39-7, H5-40-3, H11-46-3 et dans ceux de la zone III (fig. I-4) : H12-47-3 et 4, les perforations voisinent avec une bioturbation endogène mais de taille centimétrique. Sans que l'on puisse parler de parois construites, il se développe autour de ces grandes traces une auréole de lithification de 1 à 3 mm, fréquemment recouverte par le même enduit ferromanganeux que la surface.

TABLEAU VII-1

Référence	Zone de plongée	Position structurale	Examen M. macroscopique m. microscopique
LITHIFICATION ABSENTE OU PEU PRONONCÉE			
Boues ou vases			
Sans concrétions			
H 1-36-5 Aa	I	Partie moyenne du mur interne	M.
H 2-37-1	II	Flanc NW de la ride SW-NE	M.
H 4-39-10	II	Partie inférieure du mur interne	
H 4-39-10 B	II	id.	M.
H 5-40-8	II	Diapir Castor	M.
H 6-41-3	II	Mur interne	M.
Avec concrétions			
H 3-38-2 B	II	Partie inférieure du mur interne	M.
H 7-42-6	II	Mur externe assez loin de la fosse	M.
H 11-46-5	II	Partie inférieure du mur interne	M.
H 12-47-5	III	Mur interne	M.
H 12-47-8	III	id.	M.
H 13-48-1	III	Base du mur externe	M.
H 15-50-2 B	III	Flanc S de l'arête interfosse	M.
Plaquettes ou "poupées"			
H 1-36-4	I	Partie moyenne du mur interne	M. m.
H 12-47-6	III	Mur interne	M. m.
AVEC LITHIFICATION			
"Croûtes" simples			
Non "déformées"			
H 5-40-3	II	Base du mur externe	M. m.
H 7-42-5	II	Base du Diapir Castor	m.
H 11-46-3	II	Partie inférieure du mur interne	M. m.
H 12-47-3	III	Mur externe	M. m.
H 12-47-4	III	Mur interne	M.
"Déformées"			
H 1-36-5	I	Partie moyenne du mur interne	
H 1-36-5 A	I	id.	M. m.
H 4-39-7	II	Partie inférieure du mur interne	M. m.
H 5-40-2	II	Base du mur externe	M. m.
H 6-41-1	II	Mur interne	m.
H 7-42-1	II	Fond fossé rebord externe	m.
H 7-42-3	II	id.	m.
H 11-46-1	II	Base du mur interne	M. m.
H 11-46-4	II	Partie inférieure du mur interne	M. m.
H 12-47-7	III	Mur interne	m.
"Croûtes" complexes			
Non "déformées"			
H 7-42-4	II	Base du Diapir Castor	M. m.
H 7-42-7	II	id.	M. m.
H 11-46-2*	II	Base du mur interne	m.
H 12-47-2	III	Mur externe	M. m.
H 12-47-5	III	Mur interne	M.
"Déformées"			
H 5-40-1	II	Base du mur externe	M. m.
H 7-42-2	II	id.	M. m.
H 7-42-5	II	Base du Diapir Castor	M. m.
H 7-42-6	II	Mur externe assez loin de la fosse	m.
H 13-48-2	III	Flanc S de l'arête interfosse	M. m.
H 13-48-3	III	id.	m.
H 13-48-4	III	Flanc N de l'arête interfosse	M.

TABLEAU VII-1 (fin)

SQUELETTES DE SPONGIAIRES A REMPLISSAGE MICRITIQUE			
H 4-39-5	II	Partie inférieure du mur interne	M. m.
H 4-39-8	II	id.	M. m.
H 4-39-9 A et B	II	id.	M. m.
H 5-40-7	II	Diapir Castor	m.
H 14-49-2	II	Flanc W du Diapir Pollux	M.
H 14-49-3	II	id.	M. m.
DOLOMIES			
H 15-50-1-1	III	Flanc S de l'arête interfosse	m.
H 15-50-1-2	III	id.	m.
GRÈS			
H 1-36-1	I	Partie moyenne du mur interne	m.
H 1-36-3	I	id.	m.
H 15-50-3	III	Base du mur interne	m.

II. - EXAMEN MICROSCOPIQUE

A) L'enduit ferromanganeux

Lorsque l'exécution de la lame mince a respecté l'intégralité de l'échantillon, le bord sommital de celui-ci est souligné par un mince liseré d'épaisseur voisine de 10 μ, brun foncé, opaque en lumière transmise; il correspond à l'enduit d'oxyhydroxydes de fer et de manganèse observé lors de l'examen macroscopique. La limite externe peut être légèrement festonnée, le contact avec le sédiment hôte est en général relativement net. Il est souvent difficile de déterminer avec certitude si ce liseré se substitue au matériau carbonaté ou, au contraire, est simplement superposé. Cependant, dans quelques cas, l'assimilation et le remplacement superficiel des carbonates préexistants est possible (photo VII-1).

Sur les squelettes de spongiaires à remplissage micritique, l'enduit ferromanganeux devient plus important et acquiert une épaisseur de 15 à 20 μ.

Par ailleurs, dans les parties où il a pu se développer (zones déprimées, "vacuoles"), ce liseré comporte des diverticules en forme de pelotes oblongues plus ou moins turbinées, de mamelons botryoïdiaux ou de petites sphérules de 80 à 100 μ, soit isolés, soit coalescents. L'axe d'allongement, lorsqu'il est discernable, est grossièrement perpendiculaire au substrat (photo VII-2).

Dans certains cas, la disparition du pigment brun foncé révèle une superposition de lamines de 1 à 2 μ à développement centrifuge (photo VII-3).

Cette disposition évoque la microstructuration interne des nodules polymétalliques (SOREM et FORSTER, 1972), (MARGOLIS et GLASBY, 1973) et en particulier celle pour laquelle il n'y a pas de direction unique de croissance ("non directional growth", de HEYE, 1978); ce qui indiquerait une croissance relativement rapide (*ibid.*). Néanmoins, il se peut que la disposition du support impose au départ un développement plus ou moins orthogonal à celui du sédiment hôte.

Il faut noter qu'un enduit de même nature et de même morphologie peut se développer sur la thèque à structure fasciculée des polypiers ahermatypiques fixés sur les spongiaires (lames H-4-39-9B, H14-49-3). En revanche, il tend à disparaître dans le fond des microcavités les plus profondes et/ou les plus petites ($< 400\,\mu$), lesquelles sont pourtant comblées de micrite ou de sparite.

B) **Concrétions et croûtes carbonatées**

A chaque subdivision définie lors de l'examen macroscopique correspond un microfaciès propre autour duquel, si l'on excepte quelques échantillons particuliers qui seront décrits *in fine*, les variations d'un prélèvement à l'autre restent généralement mineures.

Les dénominations pétrographiques sont données en suivant la nomenclature utilisée pour les roches carbonatées par le Centre de Recherches de Boussens et de Pau, bases FOLK et DUNHAM, (Elf-Aquitaine, 1975), mais la limite entre micrite et microsparite est placé à 5μ au lieu de 10μ.

1. Plaquettes, polyèdres aplatis ou "poupées" peu indurés des boues et vases

Zone I : H1-36-4B, H1-36-4B-4 ; zone II, H4-39-10C.

Il s'agit d'une micrite à globigérines à texture mudstone (H1-36-4B, H4-39-10C) passant à une biomicrite à texture mudstone-wackestone par augmentation du pourcentage d'éléments figurés pour H1-36-4B (15 %) (photo VII-4). Les globigérines constituent la presque totalité des allochèmes. Les ptéropodes, bien que toujours présents, soit entiers, soit le plus souvent sous forme de bioclastes de grande taille (ordre du millimètre), sont peu abondants. Des fragments d'algues calcaires difficilement identifiables, ainsi que quelques milioles sont observables dans H1-36-4B et H1-36-4B-4.

Les éléments figurés non carbonatés, en particulier les quartz (dimension maximum 100μ, dimension moyenne 30-40μ), constituent 1 % environ du sédiment.

Les loges des globigérines sont totalement (de manière dominante) ou partiellement remplies de micrite identique à celle qui constitue le fond de la lame. Les loges vides sont indemnes ou pratiquement indemnes de cimentation secondaire sous forme de microsparite ou de sparite.

Les limites internes et externes des tests ainsi que les pores sont encore bien visibles ou ne sont que partiellement oblitérés par la diagenèse. De même, la microstructure des fragments de coquilles de ptéropodes est bien ou assez bien conservée.

La matrice micritique brun clair en lumière naturelle prend une couleur brun foncé doré (bronze) en lumière polarisée analysée. Elle ne présente aucune tendance visible à la recristallisation.

2. Croûtes simples de forme régulière ou irrégulière

Zone I : H1-36-5A ; zone II : H4-39-7, H5-40 2 et 3, H6-41-1, H7-42-1 et 3, H11-46-1, 3 et 4 ; zone III : H12-47-3, 4 et 7.

Leur microfaciès est peu dissemblable de celui des accidents carbonatés des vases qui viennent d'être examinés. Il s'agit encore de micrite à globigérines de texture mudstone (photo VII-5), passant par augmentation du pourcentage d'éléments figurés (principalement des foraminifères planctoniques) à une biomicrite de texture mudstone-wackestone (photo VII-6), voire franchement wackestone comme dans l'échantillon H7-42-1. L'occurence de quelques structures de néogenèse associées aux foraminifères et aux ptéropodes (H5-40-3, H11-46-3 par exemple) distingue ces microfaciès des précédents. Elles sont caractérisées par un éclaircissement de la micrite qui tend alors vers la microsparite ou par l'apparition (rare) de minces franges finement granulaires, parfois à tendance drusique, à l'intérieur des loges.

Ainsi que l'a noté PURDY (1968), les transformations diagénétiques, qui affectent les tests des différentes espèces, sont fonction de leur susceptibilité à la recristallisation ; elles peuvent également varier dans une même roche au sein de la même espèce (CHAVE, 1964). Ceci s'observe dans ces sédiments et les ptéropodes notamment, constitués d'aragonite, sont davantage affectés par des phénomènes de néomorphisme (au sens FOLK, 1965) que les foraminifères planctoniques formés de calcite (BLACKMON et TODD, 1959 ; MILLIMAN, 1974) (photo VII-7). A l'inverse, les milioles (calcite hautement magnésienne, *ibid.* et PURDY, 1968) sont remarquablement conservées. Malgré cette disparité, on peut avancer que, statistiquement, les phénomènes de dissolution, de recristallisation, voire d'oblitération des microstructures par cimentation (pores des tests de globigérines) sont ici plus développés que dans les faciès moins indurés décrits au paragraphe précédent.

Comme la conservation des microstructures d'origine organique, le remplissage micritique des loges est fonction de l'espèce ; ainsi, les grandes orbulines et les grandes globigérines à test épais ne sont souvent que partiellement remplies, voire vides.

D'après l'ensemble des observations, il semble ne pas y avoir de relation entre l'importance de l'induration et le pourcentage de loges envahies par la micrite. Les variations seraient plutôt en corrélation avec les effets de l'endofaune, car les microfaciès les plus affectés par la bioturbation, très modérée à moyennement abondante selon les lames, sont ceux où le remplissage paraît le plus complet. Dans ce cas, il n'est pas rare de noter soit dans les tests de foraminifères, soit plus fréquemment dans les coquilles de ptéropodes, des sortes de caries ou de filaments qui pourraient correspondre à une infestation d'origine organique (BATHURST, 1964, 1966; PURDY, 1968).

Le quartz (dimension maximum 100 μ, dimension moyenne 30-40 μ) constitue toujours un pourcentage très faible (< 1 %). De manière erratique, il s'y associe sporadiquement quelques feldspaths de même taille.

La matrice micritique peut présenter, par plages diffuses de quelques centaines de microns, une légère tendance à la recristallisation, sans pour autant, sauf exception, dépasser 5 μ. Dans les zones bioturbées, ce phénomène est le plus net et, dans ce cas, la recristallisation peut également affecter quelques petits éléments carbonatés que l'on ne reconnaît plus que sous forme de reliques ou fantômes (H11-46-3, H12-47-3). Le fond de la lame est alors fréquemment parsemé de minuscules sphérules brun foncé, bien calibrées, comprises entre 5 et 10 μ, se disposant parfois en chapelet (1).

Les microfaciès des croûtes, qui apparaissent "déformées" à l'examen macroscopique, sont en fait semblables. Tout au plus, peut-on noter dans les lames H5-40-2, H7-42-1, H7-42-3, une légère déformation de quelques loges de globigérines ou d'orbulines (photo VII-8), parfois accompagnée d'une obstruction un peu plus sensible des pores. Cependant, il n'est pas certain qu'il y ait réellement une relation de cause à effet, car une allure non géométrique de l'échantillon (compte tenu des bioturbations éventuelles) ne s'accompagne pas nécessairement d'une pélomorphose de loges et en tout cas, jamais d'un grand nombre de loges.

Les déformations avec cassure sont rares et généralement localisées aux zones les plus bioturbées.

3. Croûtes complexes de forme régulière ou irrégulière

Zone II : H5-40-1, H6-41-1, H7-42-2, 4, 5, 6 et 7. Zone III : H12-47-2, H13-48-2 et 4.

Au microscope comme à l'œil nu, le caractère le plus notable est leur hétérogénéité à l'échelle mésoscopique, le plus souvent induite par une association de microfaciès différents par leur pourcentage en éléments figurés et par leur texture (au sens de DUNHAM), (H5-40-1, H7-42-7, H12-47-2, H13-48-2 et 4) ou par la présence de grands lithoclastes enrichis en détritique terrigène (H7-42-6).

En dehors de ces cas, on y discerne parfois des figures sédimentaires particulières : filonnets et auréoles de recristallisation (H6-41-1) (photo VII-9), grands terriers avec enduit ferromanganeux interne et remplissage biomicritique postérieur contenant des granules d'oxyhydroxydes brunâtres de 5 à 10 μ (H7-42-7) (photo VII-10), ou développement de microsparite dans les méats notamment entre les pellets et "peloïds" (au sens de Mc KEE et GUTSCHICK, 1969) (H13-48-4).

Pour autant, chaque "entité pétrographique" prise individuellement ne diffère pas notablement du type moyen décrit à propos des croûtes simples, quoique la pélomorphose de certains éléments figurés puisse y être plus sensible. Les différents aspects que peut prendre la phase de liaison carbonatée lorsqu'elle recristallise dans les espaces libres intergranulaires ou vacuolaires seront décrits dans le paragraphe : microfaciès et figures sédimentaires particuliers.

En remarque, signalons que dans les échantillons de la série H7-42, les otolithes de poissons sont fréquents.

4. Squelettes de spongiaires à remplissage micritique

Zone II : H4-39-5, 8 et 9B, H14-49-2 et 3 (H5-40-7?).

En lame mince, ils sont immédiatement reconnaissables par le réseau de spicules actuellement calcaires (photo VII-11), sauf si la section se trouve dans une cavité pseudogastrique ou s'il y a disparition complète du réseau (cas de la lame H5-40-7?). De plus, la micrite à globigérines qui en constitue la gangue est également caractéristique par sa teinte brune plus soutenue que celle observée ordinairement dans les "croûtes", par le faible pourcentage

(1) Ces granules adoptent fréquemment une disposition en chapelets ou en arborescences dendroïdes qui évoque une possible intervention de microrganismes (C. BILLY et A. CAILLEUX, 1968).

d'éléments figurés autres que les spicules (pas plus de 5 % de foraminifères, quartz très peu représenté, ptéropodes de l'ordre de 1 % sauf en H14-49-3), par la grande homogénéité texturale d'ensemble due à un très faible taux de bioturbation, sauf localement, en particulier sur les bordures, sous forme de terriers de lithophages.

Les mégasclères visibles sont toujours recristallisés ou en voie de recristallisation sous forme d'un assemblage hétérogranulaire constitué de microsparite en bordure et de sparite dans la partie interne des spicules. Il n'est pas rare que des taches brunâtres, rondes ou ovoïdes, de 5 à 10 μ, parsèment, ici et là, la zone affectée par des phénomènes de néomorphisme.

D'une manière générale, les carbonates de néogenèse sont beaucoup plus abondants dans ces faciès que dans les roches précédemment décrites.

Foraminifères et ptéropodes arborent, à des degrés variables, des limites extérieures floues, ou irrégulières, aux forts grossissements et ils présentent une nette oblitération des biomicrostructures allant jusqu'à une quasi-disparition; dans ce cas, l'élément se confond plus ou moins avec la matrice micritique. L'intensité de la recristallisation peut être d'ailleurs très variable d'un point à l'autre du même fossile (photo VII-12). Parfois, se développe un mince liseré de 2 à 3 μ de micrite plus claire et un peu plus grossière en bordure externe du test.

A l'inverse, le remplissage de la porosité intra-élément est moins complet que dans les encroûtements décrits plus avant; les structures géotropes sont fréquentes, tout particulièrement à l'intérieur des coquilles de ptéropodes, mais également dans les tests de globigérines.

La partie sommitale du remplissage micritique, lorsqu'il existe, évolue en microsparite. L'intérieur de la loge est :

— soit comblé par une mosaïque plutôt irrégulière de ciment de remplissage illustrant la loi de BATHURST liant la taille des cristaux à leur éloignement par rapport à l'élément support;

— soit bordé par une mince frange finement granulaire, parfois à tendance drusique, de quelques microns (photo VII-13);

— soit dans des cas plus rares bordé par une frange fibreuse, voire aciculaire (ptéropodes), syntaxiale, de quelques dizaines de microns (photo VII-12).

La nature de cette phase de cimentation est délicate à déterminer, mais lorsque le support est lui-même aragonitique (PURDY, 1968) et que l'habitus des cristaux est fibreux, il s'agit vraisemblablement d'aragonite. Toutefois, le contrôle de la minéralogie du ciment secondaire par le support n'est pas une loi générale, car lors d'expériences *in vitro,* CAILLEAU *et al.* (1980) ont pu faire précipiter de la calcite sur des oolithes aragonitiques.

FISCHER et GARRISON (1967); J. MÜLLER et FABRICIUS (1974); GEVIRTZ et FRIEDMAN (1966); MILLIMAN, ROSS, KU (1969); MILLIMAN (1971); FRIEDMAN *et al.* (1971) ont décrit des types de figures diagénétiques identiques dans des sédiments carbonatés indurés de Méditerranée orientale et de mer Rouge.

5. Dolomies

Zone III : H15-50-1 et 2.

Il s'agit pour les cinq lames examinées : H15-50-1-1, 1-2, 1a, 1b, 2, d'une microsparite dolomitique à cristaux isogrenus : ils sont presque tous compris entre 7 et 10 μ (photo VII-14). Ces faciès sont azoïques, toutefois, quelques témoins organogènes non identifiables (à l'exception d'un foraminifère) de 80 à 100 μ subsistent dans la lame H15-50-1a.

La porosité intergranulaire est légèrement variable et fluctue de manière erratique par plages diffuses; lorsqu'elle augmente suffisamment pour passer à des microvacuoles (H15-50-1-1, H15-50-2) quelques cristaux automorphes de taille sensiblement voisine de 10-12 μ sont nettement discernables (photo VII-14).

Les quartz bien calibrés autour de 60 μ sont très peu abondants. Ce sont, avec les rares témoins d'organismes de la lame H15-50-1a, les seuls éléments figurés présents. Certains paraissent avoir subi une légère corrosion.

L'origine possible de ces dolomies sera discutée dans le paragraphe "commentaires".

6. Grès

Zone I : H1-36-1 et 3; zone III : H15-50-3.

Étudiés par ailleurs (Ch. V), ils ne seront que brièvement décrits.

Les grès de prélèvements H1-36-1 et 3 sont des arénites quartzeuses contenant environ 40 à 50 % de quartz (ils sont donc à la limite des grès *s.s.*) et 7 à 10 % de grains détritiques carbonatés. Éléments silicieux et carbonatés ont une taille sensiblement voisine (grain maximum 200 μ, grain moyen 80 μ). S'y associent quelques plagioclases (teneur en anorthite comprise entre 20 et 30 % sur les sections déterminables), quelques micas de 150 à 300 μ (muscovite et chlorite) d'orientation assez constante, quelques amphiboles (?). Les quartz sont subanguleux à surrabondis, moyennement isodiamétriques.

Il n'y a pas de contact étroit entre les grains, la cimentation est assurée par une phase de liaison micritique. Aucune structure sédimentaire n'est nettement discernable sur lames minces.

Les grès du prélèvement H15-50-3, bien que contenant sensiblement les mêmes phases minérales, diffèrent de H1-36-1 et H1-36-3 par :

— la présence de figures sédimentaires, litage souligné par l'alternance de lits millimétriques clairs et brun foncé granoclassés; figures érosives;

— une variation notable des pourcentages en éléments figurés, puisque les teneurs extrêmes oscillent entre 20 % (lits clairs) et 50 à 60 % (lits bruns);

— une plus grande hétérogénéité des tailles du détritique terrigène résultant des granoclassements, dimensions maximales allant de 120 à 180 μ, dimensions moyennes fluctuant de 50 à 80 μ;

— une plus grande disparité dans la morphométrie des quartz, allant d'une sphéricité et d'un indice d'arrondi moyen (lits clairs) à des formes fréquemment en échardes (lits bruns) (photo VII-15).

Les relations intergranulaires montrent que les quartz des lits clairs sont souvent nettement engrenés et, localement, le microfaciès rappelle celui des quartzites à structure en mosaïque.

La teinte des lits bruns est due à une pigmentation ferrugineuse de la phase de liaison carbonatée, il s'y adjoint, en outre, de nombreux sphérules et ovoïdes de 20 à 30 μ ou des amas plus ou moins vermiformes d'oxyhydroxydes de teinte brun foncé.

7. Microfaciès et figures sédimentaires particuliers

Micrite à globigérines et lithoclastes

Zone II : H7-42-6.

La présence de lithoclastes d'ordre centimétrique, disposés grossièrement à plat (H7-42-6) ou de manière quelconque, brunâtres, anguleux, à bords nets, singularise ce faciès. Ce sont des exoclastes inclus dans un fond micritique à texture mudstone-wackestone ou wackestone étroitement apparenté à celui décrit à propos des encroûtements carbonatés; leur examen microscopique révèle une composition hétérogène.

Dans une partie de la lame, ces lithoclastes sont composés des éléments suivants :

— quelques fragments de lave à structure microlithique, dont la taille moyenne est de 200 μ; les déterminations donneraient 50 % environ d'anorthite dans les microlithes feldspathiques;

— 2 % de quartz de dimension moyenne supérieure à celle qu'il a dans la biomicrite (60-70 μ au lieu de 30-40 μ);

— quelques grands plagioclases (100 à 200 μ) à composition de labrador;

— des amphiboles et/ou pyroxènes altérés dont certains à extinction droite avec, éventuellement, un peu d'épidote et de minéraux lourds (zircon?);

— quelques petites plages zéolithiques;

— 1 à 2 % de foraminifères planctoniques plus ou moins intimement mélangés avec le détritique terrigène, uniquement dans les zones les plus claires et les moins riches en détritique terrigène.

La phase carbonatée des lithoclastes n'est pas aussi homogène que celle de l'ensemble micritique encaissant et présente des indices de recristallisation.

Dans une autre partie, le pourcentage total de feldspaths et de fragments de lave augmente

fortement pour atteindre des valeurs nettement supérieures à 50 %. Les fragments ou plages à structure microlithique sont en voie d'altération avancée (développement de calcite et d'oxyhydroxydes de fer). Corrélativement, la teinte brune en lumière naturelle est plus soutenue. Il n'y a pas de globigérines.

Micrite à globigérines et "micropeloïds"

Zone II : H11-46-2.

Ce microfaciès est particulier par deux de ses aspects :

• l'abondante bioturbation de type *chondrites* qui l'affecte, le diamètre des terriers est à peu près constant et voisin de 550 μ (photo VII-16);

• l'occurence sur la plus grande partie de la lame d'innombrables sphérules brunâtres de 6 à 7 μ, plus ou moins coalescentes, bien calibrées, situées entre les terriers mais jamais à l'intérieur (photo VII-16). Ces "micropeloïds" ("peloïds" pris dans le sens d'amas sphériques d'origine inconnue) (Mc KEE et GUTSCHICK, 1969) sont identiques à ceux disséminés à l'intérieur des traces endogènes qui affectent certains échantillons (par exemple, H7-42-7a).

Le fond micritique à globigérines sur lequel les "micropeloïds" paraissent se surimposer n'est pas foncièrement différent de celui des croûtes déjà décrites, si ce n'est par le pourcentage relatif très élevé de foraminifères de petite taille (la grande majorité est inférieure à 80 μ) : en outre, ils sont pratiquement tous en voie de micritisation et fréquemment "infestés". Les ptéropodes (moins de 1 %) sont également presque tous très micritisés.

Le pourcentage de détritique terrigène visible au microscope est faible : il y a moins de 1 % de quartz (dimension maximum 90 μ, dimension moyenne 30-40 μ).

La matrice micritique n'est pas très homogène, on observe de nombreuses et minuscules plages plus claires dont certaines correspondent peut-être à une micritisation totale d'éléments carbonatés préexistants.

Biomicrites à globigérines, phase de liaison partiellement aragonitique

Zone III : H12-47-2, 3, 5 et 6.

Ces sédiments diffèrent du type moyen décrit à propos des croûtes simples par :

• une phase détritique plus importante, sous forme de bioclastes (10 à 20 % selon les lames, dimension moyenne 40 à 50 μ) et de quartz (2 à 3 % selon les lames, dimension maximale 150 μ, dimension moyenne 50 μ);

• une transformation assez avancée des bioclastes en calcite cryptocristalline; ces phénomènes de néomorphisme (FOLK, 1965) affectent également les foraminifères planctoniques et les ptéropodes dont la micro-architecture est mal conservée.

Le prélèvement H12-47-6 est encore plus particulier. On y relève, outre une bioturbation importante et un pourcentage de quartz atteignant 5 % environ avec une taille anormalement élevée (jusqu'à 850 μ, pour une dimension moyenne de 100 à 200 μ), une "fabrique" inhabituelle de la phase de liaison carbonatée dans, ou en bordure, des nombreuses plages à porosité élevée. Dans ces sites, on remarque la présence simultanée de boue micritique et de baguettes allongées (longueur maximum 120 μ, longueur moyenne 30 à 40 μ), (photo VII-17).

Dans certaines plages de la lame, tout le fond carbonaté est constitué par un lacis de cristaux allongés associés à une phase cryptocristalline (photo VII-18). Les "baguettes" ont en général des directions quelconques évoquant les "whisker crystals" mais en bordure des éléments détritiques, elles conforment leur disposition à la morphologie de ces éléments. Suivant les emplacements, les cristaux allongés sont bien ou, au contraire, mal dégagés de la boue micritique.

Cette coexistence de deux formes cristallines correspond vraisemblablement à deux espèces minérales (calcite magnésienne et aragonite, CHAMLEY comm. orale), tandis que la micritisation de certains cristaux fibreux rappellent les observations de TAYLOR et ILLING (1971), sur l'altération de l'aragonite en calcite magnésienne dans le golfe de Salwa (péninsule de Qatar).

Micrites à globigérines, cimentation secondaire dans les espaces poreux

Zone III : H13-48-2, 3 et 4.

Dans les échantillons H13-48-2, 3 et dans la partie sommitale de H13-48-4, les squelettes de spongiaires à remplissage micritique présentent des transformations diagénétiques accusées des éléments carbonatés.

Il s'agit, comme dans les "croûtes" précédemment décrites, d'une micrite à globigérines de texture mudstone ou mudstone-wackestone dont le microfaciès, par la conservation imparfaite de la microstructure des globigérines ainsi que par la taille et le pourcentage du détritique terrigène, s'apparente à celui des échantillons de la plongée H12-47.
A l'intérieur des ptéropodes non fragmentés, les franges fibreuses syntaxiales, signalées comme cas particuliers dans l'ensemble des microfaciès des "croûtes" complexes, deviennent beaucoup plus fréquentes, elles atteignent couramment 40 μ et même 80 μ de long (photo VII-19-20). Les fibres peuvent envahir totalement ou partiellement les chambres qui sont fréquemment obturées ultérieurement par de la micrite. Ce développement de cristaux épitaxiques allongés suivant l'axe C n'affecte jamais les tests de foraminifères et n'apparaît que rarement sur les fragments de ptéropodes sauf s'ils produisent un léger "effet d'ombrelle".

Pourtant, surtout lorsque le bord interne de la coquille de ptéropodes sert lui-même de substrat à ce type de ciment, un développement externe, centrifuge, à partir de l'interface coquille-micrite peut se produire dans quelques cas (photo VII-21), mais alors, les fibres sont généralement plus courtes et elles ne forment jamais une frange continue.

En reprenant les arguments déjà avancés à propos de la similitude généralement observée entre la nature minéralogique des cristaux néoformés et celle de leur support (PURDY, 1968), ainsi que les analyses aux R.X. (Ch. IX), les cristaux sont vraisemblablement aragonitiques.

Des figures extrêmement semblables sont rapportées par plusieurs auteurs dans les sédiments marins (*in* BRICKER, 1971 ; MILLIMAN, 1974) et en particulier par GEVIRTZ et FRIEDMAN (1966), ainsi que par FRIEDMAN, SCHNEIDERMAN et GEVIRTZ (1971), dans les boues lithifiées profondes de mer Rouge.

Dans les parties les plus bioturbées (H13-48-3) au point d'être transformées localement en biopelmicrite (H13-48-4, remplissages de terriers), la porosité de fouissage ou interparticulaire ainsi créée est occluse par un ciment constitué de fibres de 100 à 150 μ, rayonnant en gerbes irrégulières à partir du bord micritique ou en couronne autour de centres d'accrétion constitués soit par des impuretés (argiles, oxyhydroxydes?) soit par des pellets (photo VII-22, 23, 24).

Ce type de ciment aragonitique est également tout à fait semblable à celui décrit dans les "croûtes" carbonatées profondes de mer Rouge (FRIEDMAN, SCHNEIDERMAN et GEVIRTZ, 1971).

Quand la porosité n'est pas totalement fermée par une cimentation de cette forme, la partie résiduelle est parfois occupée par une mosaïque irrégulière de cristaux, eux-mêmes plus ou moins fibreux, ou par des aggrégats sphéro-rayonnés, coalescents, constitués "d'aiguilles" plus petites (20 à 60 μ), brun-jaunâtre en lumière naturelle, très semblables à celles qui frangent les coquilles des ptéropodes.

CONCLUSION

L'examen macroscopique et microscopique des "encroûtements" carbonatés récoltés lors de la campagne submersible Heat 1979 (fossé hellénique) révèlent, en dehors des différences morphologiques extérieures, une nette parenté de nature et d'organisation entre les différents échantillons.

Il s'agit très généralement d'une **micrite à globigérines** et éventuellement ptéropodes de texture mudstone, parfois mudstone-wackestone.

Cette micrite relativement cohérente acquiert fréquemment, de manière progressive mais rapide, une dureté notable au voisinage de l'interface eau-sédiment. Il en est de même autour des terriers de l'endofaune, lesquels peuvent devenir abondants dans certains échantillons.

Le caractère fondamental des matériaux marins analysés est la présence d'une **zone indurée** au sommet de l'échantillon. Cette induration décroît progressivement, mais rapidement, vers le bas. De surcroît, le front de lithification est souvent grossièrement parallèle à l'interface. La disposition de la zone lithifiée, en surface comme autour des traces de l'endofaune, le gradient de l'induration, ainsi que le "blocage" du phénomène immédiatement sous la surface au niveau des hétérogénéités de structure sédimentaire évoquent un processus se faisant essentiellement à partir de l'interface eau-sédiment. Un prélèvement d'une autre campagne effectuée sur la marge sud-crétoise (ARIANE, 1977) induré sur toutes ses faces, mais meuble en sa partie centrale, suggère de même la nature "centripète" du processus.

Il semble exister une gradation voire une filiation dans le développement du phénomène de lithification entre les "accidents" carbonatés de taille modeste et peu indurés des boues carbonatées, et les croûtes *s.s.* dont la partie sommitale a tous les caractères pétrophysiques d'une roche *s.s.*

Si l'on excepte les lithoclastes allogènes, il se pourrait donc que les "poupées" et "plaquettes" peu lithifiées des boues ne soient que les premiers témoins d'une diagenèse encore peu affirmée.

Cependant, en ce qui concerne les vases les plus riches en argiles, il est peu probable que celles-ci deviennent ultérieurement le siège d'encroûtements véritables. Les sédiments argileux ont un effet limitant certain sur les migrations de la phase carbonatée et ne conduisent en général qu'à des concentrations localisées de type nodule (SUJKOWSKI, 1958). Il est même possible que les petites concrétions recueillies à l'intérieur des vases, et non en surface, si elles sont bien formées *in situ,* ne procèdent pas exactement du même mode de genèse que les encroûtements *s.s.*

DESFORGES (1973) remarque, sans vouloir minimiser le rôle des facteurs hydrologiques dans la genèse de ces "encroûtements", que les facteurs purement stationnels, comme l'importance du peuplement endobiotique, interviennent certainement, au moins sur la cinétique du phénomène. En effet, la bioturbation accroît la surface de sédiments en contact direct avec l'eau de mer et provoque un mélange intime entre la matière minérale et les secrétions ou déjections organiques, lesquelles sont susceptibles de modifier les paramètres physico-chimiques à l'échelle du micro-site.

Les "croûtes" complexes se forment vraisemblablement :

— soit par juxtaposition de "croûtes" déjà lithifiées et détachées (par gravité?), de leur lieu d'origine, puis "soudure" par une phase de liaison micritique;

— soit par arrivées successives de sédiments peut-être plus ou moins allopadiques, suivies de phases de vacuité pendant lesquelles la lithification peut prendre naissance et se développer.

Les caractères macroscopiques de ces deux "sous-types" de "croûtes" complexes sont d'ailleurs différents. En général, le premier type offre un aspect très irrégulier et hétérogène où les éléments indurés sont présents sur toute l'épaisseur. Le second type, plus régulier, est composé de "strates" successives à induration sommitale, chacune d'elle correspondant à un dépôt.

L'enduit ferromanganeux formé de sesquioxydes plus ou moins amorphes semble se développer dans quelques cas en assimilant et en remplaçant la partie superficielle de l'encroûtement, peut-être selon un processus par stades apparenté à ceux évoqués par NESTEROFF (1980) et HAGER (1980) ou bien à la faveur de l'activité préliminaire, ou concomitante, de microrganismes. Il est vraisemblablement pénécontemporain ou de peu postérieur à l'apparition de la lithification, car on observe rarement d'organismes fixés, sans liseré ferromanganeux intermédiaire.

Lorsque cet enduit prend de l'importance, en particulier sur les squelettes de spongiaires et polypiers ahermatypiques, les microstructures que l'on y décèle rappellent celles des nodules ou des micronodules polymétalliques. Il n'est pas exclu que le mode de formation soit le même, mais que simplement, ici, les conditions nécessaires à un développement important ne soient pas réunies.

L'importance croissante de l'enduit, depuis les "croûtes" *s.s.* jusqu'au revêtement des spongiaires et des polypiers ahermatytiques, reste difficile à expliquer. Il est certain que l'environnement immédiat est primordial. Il est possible que la nature du support puisse intervenir par sa minéralogie (calcite plus ou moins magnésienne ou aragonite) ou par son action catalytique (MICHARD, 1975) ; il agit, soit directement sur Mn, soit par l'intermédiaire de Fe^3 (BURNS et BROWN 1972 ; STUMM et MORGAN, 1970, *in* CRONAN, 1976 ; NESTEROFF, 1980). L'étude détaillée de certains nodules a montré que le fer pouvait être en anticorrélation avec le manganèse (LALOU, BRICHET, LE GRESSUS, 1973).

Des cristaux d'aragonite se développent dans plusieurs echantillons des plongées H12-47 et H13-48, lesquels montrent de remarquables phénomènes de diagenèse portant sur le ciment (H12-47-6) ou sur la porosité vacuolaire et intraparticulaire où se développent des cristaux d'aragonite disposés soit irrégulièrement (vacuoles), soit en frange syntaxiale (ptéropodes). D'après GEVIRTZ et FRIEDMAN (1969), qui ont observé de telles figures dans des boues lithifiées de la mer Rouge, le développement et la conservation de fibres d'aragonite à partir d'un support lui-même aragonitique seraient favorisés par une température et une salinité élevées. Ces paramètres ne sont pas ici disponibles, mais on peut noter que les prélèvements où ce type de ciment est le plus développé présentent un taux de bioturbation un peu plus élevé que la moyenne (notamment H12-47-6 et H13-48-3). Dans l'échantillon H12-47-6, C^{13} est très négatif (Ch. XI), ce qui peut laisser supposer un enrichissement en carbone organique (HUDSON, 1977). Une corrélation positive entre certains composés organiques et le développement, *ou au moins la conservation* de l'aragonite n'est pas impossible et elle a été envisagée par divers auteurs (KITANO et HOOD, 1964), (KENNEDY et HALL, 1967), (JACKSON et BISCHOFF, 1971).

Des phénomènes de néogénèse, sous forme de franges granulaires ou fibreuses, affectent également la microfaune associée aux squelettes de spongiaires à remplissage micritique.

A propos des **dolomies** de la plongée H15-50, MILLIMAN et J. MÜLLER (1973) ont remarqué que les sédiments dolomitiques représentent généralement moins de 10 % de la fraction carbonatée en Méditerranée orientale et, de plus, qu'il s'agit de façon dominante de dolomite détritique. De même, les dolomies de la marge continentale au large de Minorque, examinées par DESFORGES (1973), sont pour partie détritiques.

Ici, au contraire, plusieurs arguments plaident en faveur d'une origine authigène :

— le microfaciès homogène sur tout l'ensemble de la lame est constitué de cristaux bien à très bien formés et de taille très voisine de 10-12 μ ; ils atteignent fréquemment 15 μ et sont automorphes dans la microporosité vacuolaire (H15-50-1, 1 et 2), MILLIMAN (1973), MILLIMAN et J. MÜLLER (1973) assignent à ce type de "fabrique" une origine authigène ;

— il n'est pas possible de distinguer de fragments lithiques carbonatés à contours encore visible ;

— si la part du détritique augmentait, le pourcentage de quartz et d'éléments lithiques divers augmenterait vraisemblablement, or il n'en est rien.

Cependant, l'origine primaire ou secondaire (pénécontemporaine) des cristaux de dolomite est difficile à préciser.

Le microfaciès des dolomies présente certes une homogénéité élevée de l'agencement structural et textural, sans plages plus grossièrement cristallisées au sein de la phase microsparitique. De plus, on ne distingue aucune "dust-line" qui témoignerait de façon certaine d'une origine

secondaire. Toutefois, quelques rares reliques de microfaune subsistent dans la lame H15-50-1a et de la calcite magnésienne coexisterait avec la dolomite dans la boue H15-50-2b (Ch. X).

Par analogie avec ce qui a été envisagé par FROGET (1972) et DESFORGES (1973), pour des dolomies de Méditerranée occidentale, ou par MARLOWE (1971), pour des sédiments phosphatisés et dolomitisés de l'Atlantique, il est possible de poser l'hypothèse d'une dolomitisation précoce *in situ* d'une boue micritique préalablement déposée (dolomies diagénétiques de FRIEDMAN et SANDERS (1967) et de BADIOZAMANI (1973).

Les **grès** sont sans rapport avec les sédiments précédemment étudiés et de plus, entre ceux de la plongée H1-36 et ceux de la plongée H15-50, il n'y a pas de lien de parenté géochimique (Ch. X); leur localisation est en outre fort différente (zone I et zone III). L'examen microscopique confirme ces résultats.

Le prélèvement H15-50-3 est lité et granoclassé et surtout extrêmement riche en "échardes" de quartz; ce qui évoque un volcanisme rhyolithique important. Il est difficile au vu des seules lames minces de faire la part entre un remaniement de roches volcaniques anciennes et l'existence d'un volcanisme explosif apportant directement des matériaux triés par transport avant leur mise en place. Toutefois, la présence de structures érosives et de granoclassements ainsi que la répartition séquentielle des grains de quartz de type "écharde" plaident en faveur d'un remaniement. De plus, on peut avancer que l'histoire anté-dépôt final de ce matériel, compte tenu de sa fragilité, a dû être relativement courte. Signalons que des grains de quartz ayant cette morphologie ont été décrits dans les sédiments d'âge crétacé supérieur du pourtour de la Méditerranée (Espagne, Algérie, Turquie, Chypre) (MASSON, 1978), mais qu'ils figurent également dans le Tortonien du N de Chypre (BAROZ *et al.*, 1978).

Par ailleurs, FYTIKAS *et al, in* BELLON et LETOUZEY (1977) rapportent un volcanisme rhyolithique en mer Egée au Pléistocène et les éruptions de type explosif ont produit jusqu'à cinq horizons de produits cinéritiques durant les 120.000 dernières années du Quaternaire (FEDERMAN, 1978).

Ph. VII-1 : H7-42-7a - x 300 - LN

Surface de l'échantillon. Infestation et remplacement de la bordure de l'élément figuré calcaire par l'enduit ferromanganeux. La limite interne de l'enduit évoque parfois l'action litholytique de micro-organismes cariants.

Ph. VII-2 : H14-49-3 - x 120 - LN

Morphologie du liseré ferromanganeux développé sur les spongiaires. La croissance des mamelons botryoïdaux se fait à peu près perpendiculairement au sédiment hôte. On peut noter aussi la présence de structures biogènes évoquant des stolons d'Octocoralliaires « encroûtants » (d'après H. ZIBROWIUS).

Ph. VII-3 : H14-49-3 - x 300 - LN

Lamines concentriques et aspect des microstructures de l'enduit ferromanganeux, lorsque celui-ci est translucide en lumière transmise (ici en section tangentielle au substrat).

Ph. VII-4 : H4-39-10c - x 120 - LN

Microfaciès des concrétions des boues et vases carbonatées. La zone sombre, à droite de la photographie, correspond à des concentrations diffuses d'impuretés argileuses.

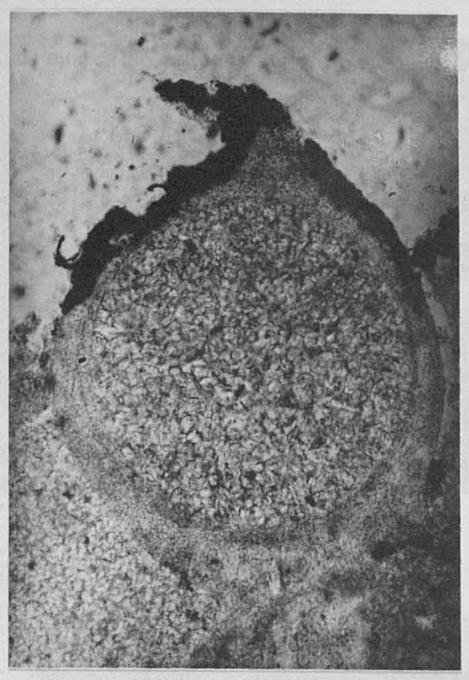
Ph. VII-5 : H12-47-7 - x 120 - LN

Microfaciès des « croûtes » *s.s.* Biomicrite à texture mudstone. Tests de globigérines dans une matrice micritique relativement sombre. La micrite de remplissage intra-élément est plus claire et distribuée de manière plus irrégulière. La netteté du contact élément figuré-matrice est légèrement variable selon les tests, ainsi que d'un point à un autre de ceux-ci.

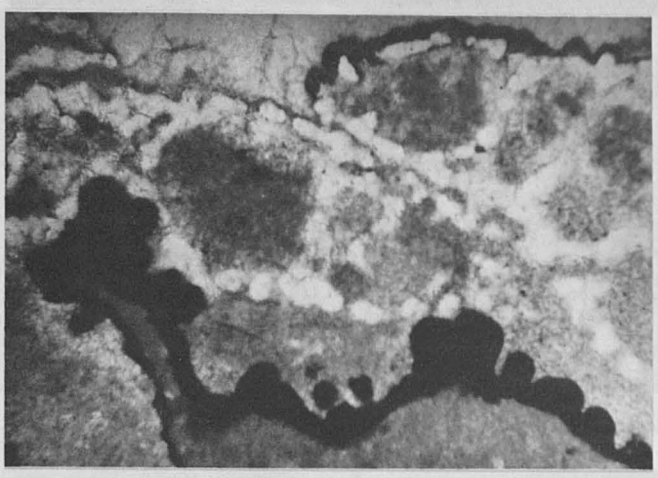
Ph. VII-6 : H12-47-7 - x 120 - LN

Même légende que pour la photographie précédente, mais ici il y a passage à une texture mudstone-wackestone par légère augmentation du nombre d'éléments figurés. Dans cette plage presque tous les éléments figurés commencent à subir un début de micritisation.

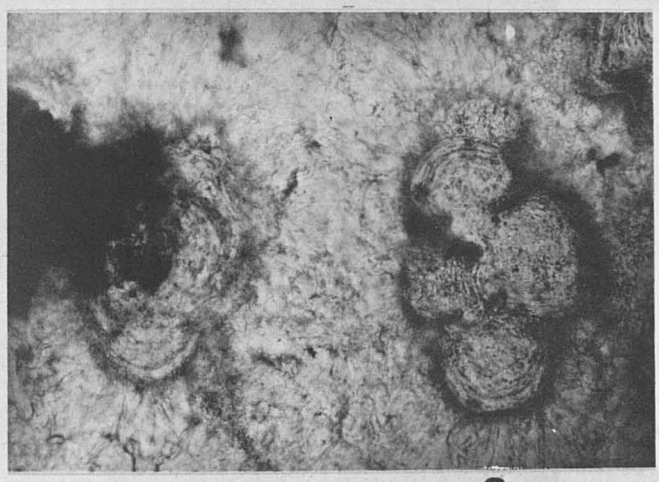
Le trait en bas à droite des photographies représente 50 µ



1

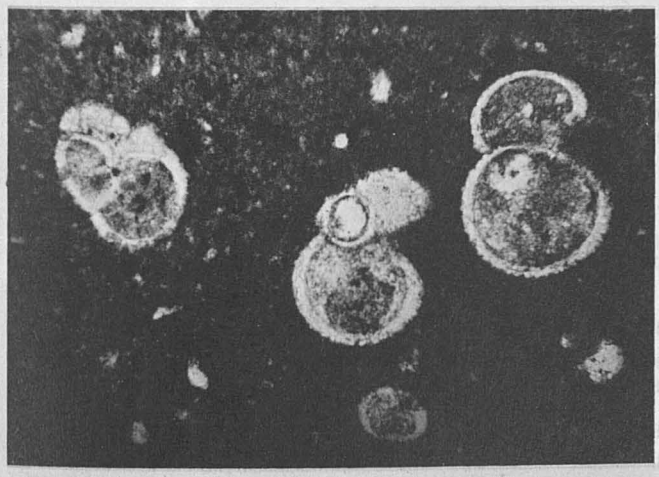


2

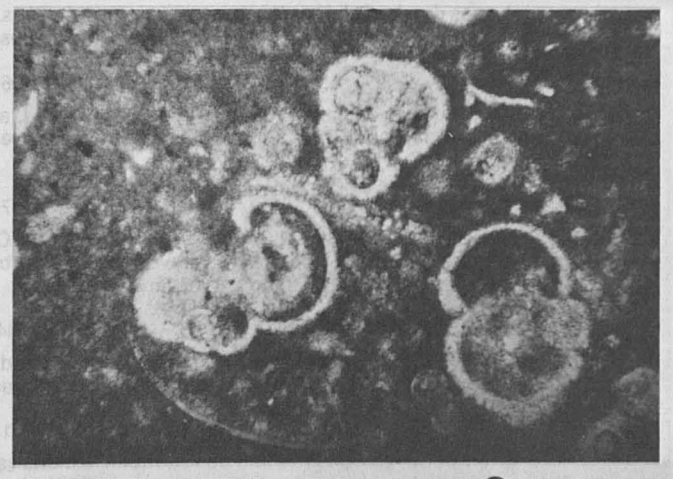


3

4

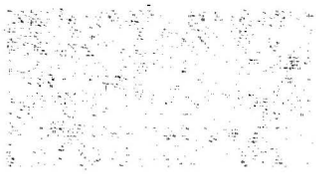


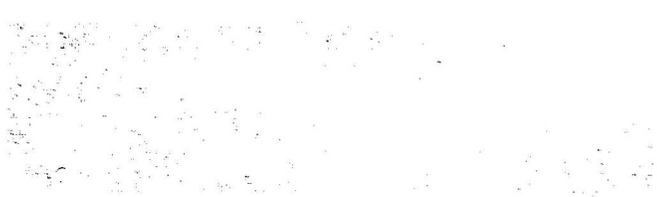
5



6

Le trait en bas à droite des photographies représente 50 µ





Ph. VII-7 : H12-47-7 - x 120 - LN

Coquille de ptéropode. La conservation est très inégale ; certaines parties sont parfaitement préservées (quarts NW et SE), d'autres sont pratiquement réduites à l'état de reliques (quarts SW-NE et centre). Cette conservation différentielle des coquilles de ptéropodes est assez fréquente dans tous les échantillons examinés.

Ph. VII-8 : H5-40-2 - x 120 - LN

Loges de globigérines légèrement pélomorphosées. Même lorsque le sédiment paraît avoir subi des contraintes, les déformations des éléments figurés sont faibles ou nulles.

Ph. VII-9 : H6-41-1 - x 120 - LN

Halo de recristallisation autour d'une orbuline. L'apex et le nadir de la frange recristallisée sont nettement plus larges que sa partie équatoriale. Le test est bien conservé. Le grand axe de l'ovale est conforme à la polarité normale de l'échantillon.

Ph. VII-10 : H7-42-7a - x 300 - LN

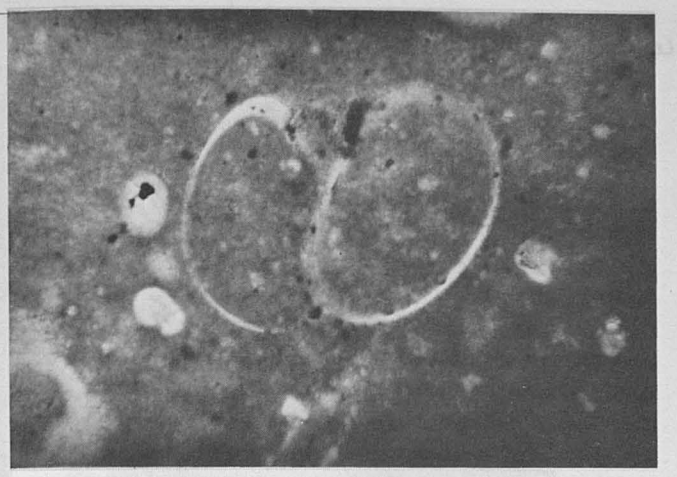
Chapelet de granules d'oxyhydroxydes brunâtres. Ces produits, qui rappellent l'enduit ferromanganeux sommital, pénètrent à l'intérieur du sédiment à la faveur de la bioturbation ; ils prennent, par endroit, une allure dendroïde et ne sont pas sans évoquer l'activité de micro-organismes.

Ph. VII-11 : H4-39-8 - x 120 - LN

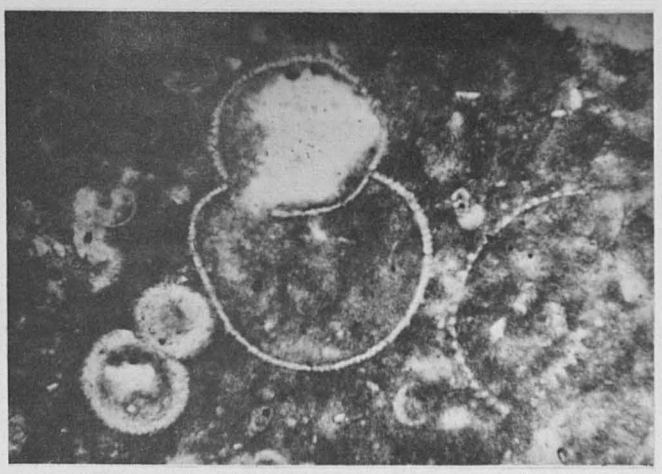
Spongiaire. Réseau de spicules calcaires en voie de recristallisation. Le calcaire micritique de remplissage comporte beaucoup moins d'éléments figurés que les croûtes s.s. et ils sont nettement plus petits.

Ph. VII-12 : H14-49-3 - x 160 - LN

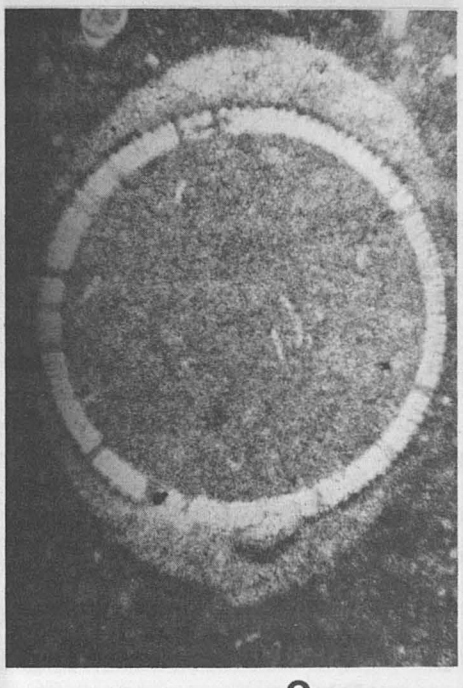
Ptéropode. La conservation de la coquille est très variable selon les emplacements considérés. De plus, une frange fibreuse aciculaire, perpendiculaire au support, oblitère une partie du vide intra-élément consécutif à la fermeture du tour par différents foraminifères.



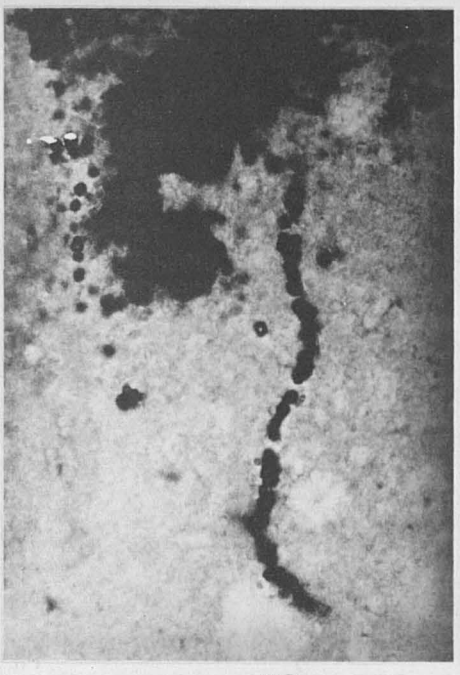
7 ——



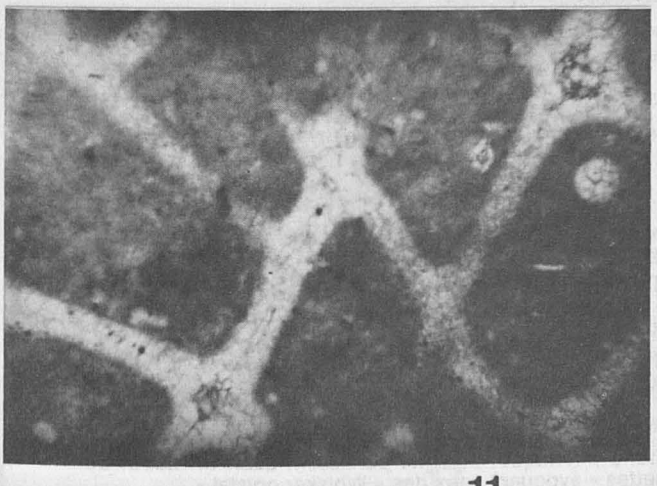
8 ——



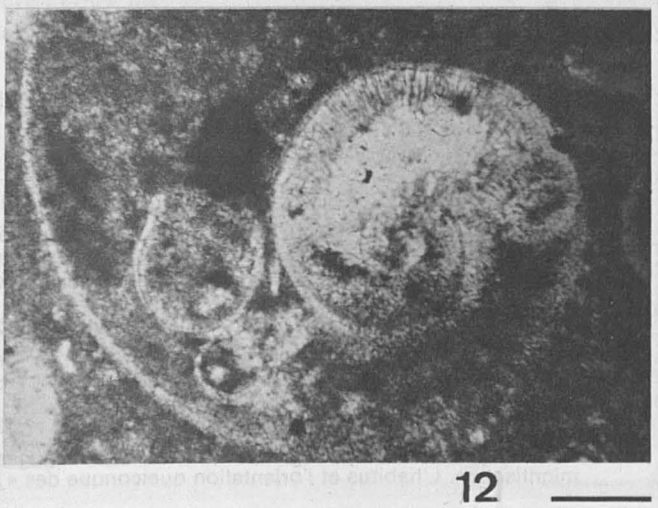
9 ——



10 ——

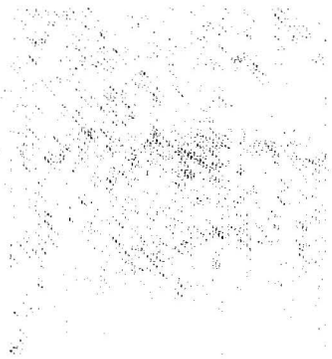


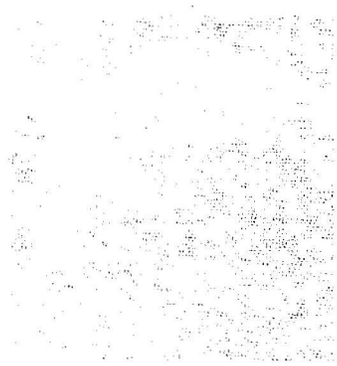
11 ——



12 ——

Le trait en bas à droite des photographies représente 50 µ





Ph. VII-13 : HH14-49-3 – × 75 – LN

Remplissage d'une coquille de ptéropode par des carbonates de néogénèse. Une frange, cette fois à tendance drusique, borde la coquille, tandis qu'une mosaïque plus ou moins irrégulière remplit, soit partiellement, soit totalement le reste de la porosité.

Ph. VII-14 : HH15-50-1-2 – × 800 – LN

Microfaciès des dolomies de la plongée H15. Le classement autour de 7-10 µ est bon. Les cristaux acquièrent des formes automorphes lorsque la porosité augmente suffisamment.

Ph. VII-15 : H15-50-3 – × 120 – LN

Grès de la plongée H15. L'indice d'arrondi, comme l'indice de sphéricité des quartz, est mauvais et plusieurs formes en « écharde » sont visibles dans la partie médiane de la photographie.

Ph. VII-16 : H11-46-2 – × 75 – LN

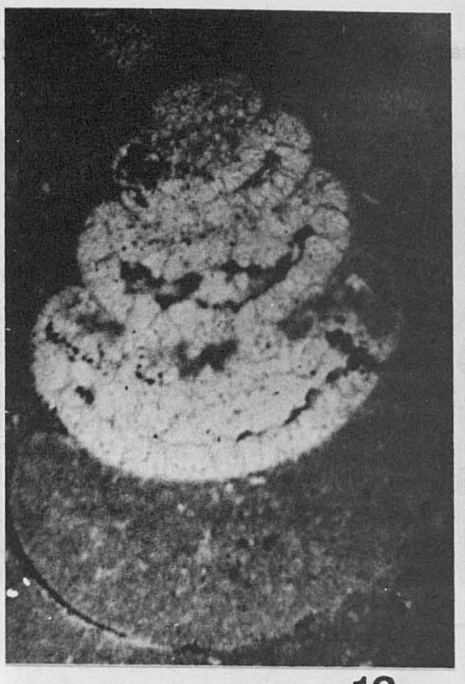
Terriers de type *Chondrites* dans une biomicrite à nombreuses sphérules brunâtres de 6-7 µ (« microperloïdes »). Les limites des traces de bioturbation sont très nettes et pourraient être postérieures au développement des « microperloïdes ». Lorsque les sphérules ne sont pas trop coalescentes, elles apparaissent bien calibrées.

Ph. VII-17 : H12-47-6 – × 600 – LN

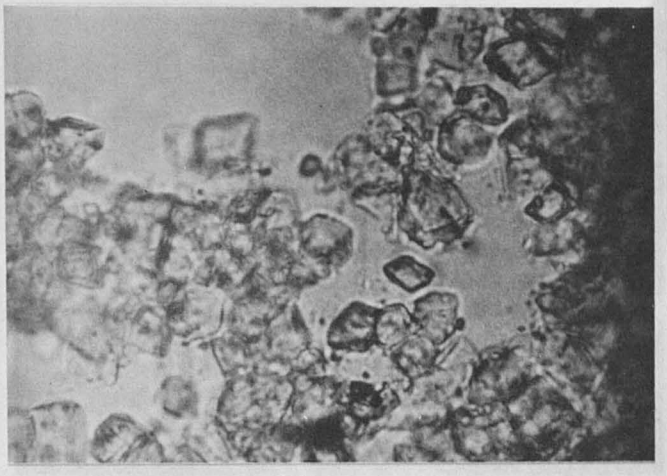
Coexistence de boue micritique (calcite magnésienne) et de cristaux allongés (aragonite ?) disposés en tous sens. Les « baguettes » sont particulièrement nettes près de la microvacuole.

Ph. VII-18 : H12-47-6 – × 300 – LN

Ici les cristaux allongés sont moins bien dégagés du fond micritique ; certains paraissent subir un début de micritisation. L'habitus et l'orientation quelconque des « baguettes » évoquent ceux des « Whisker crystal ».

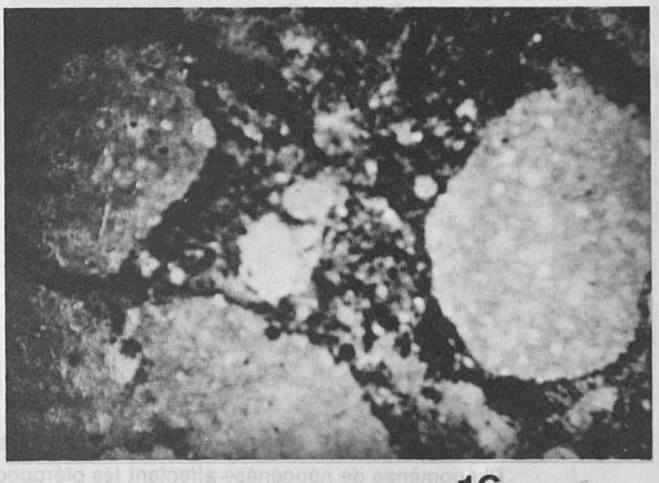


13 —



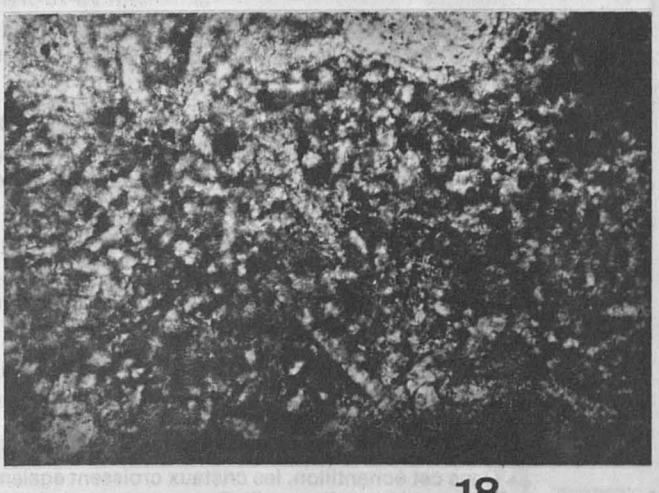
14 ———

15 ——



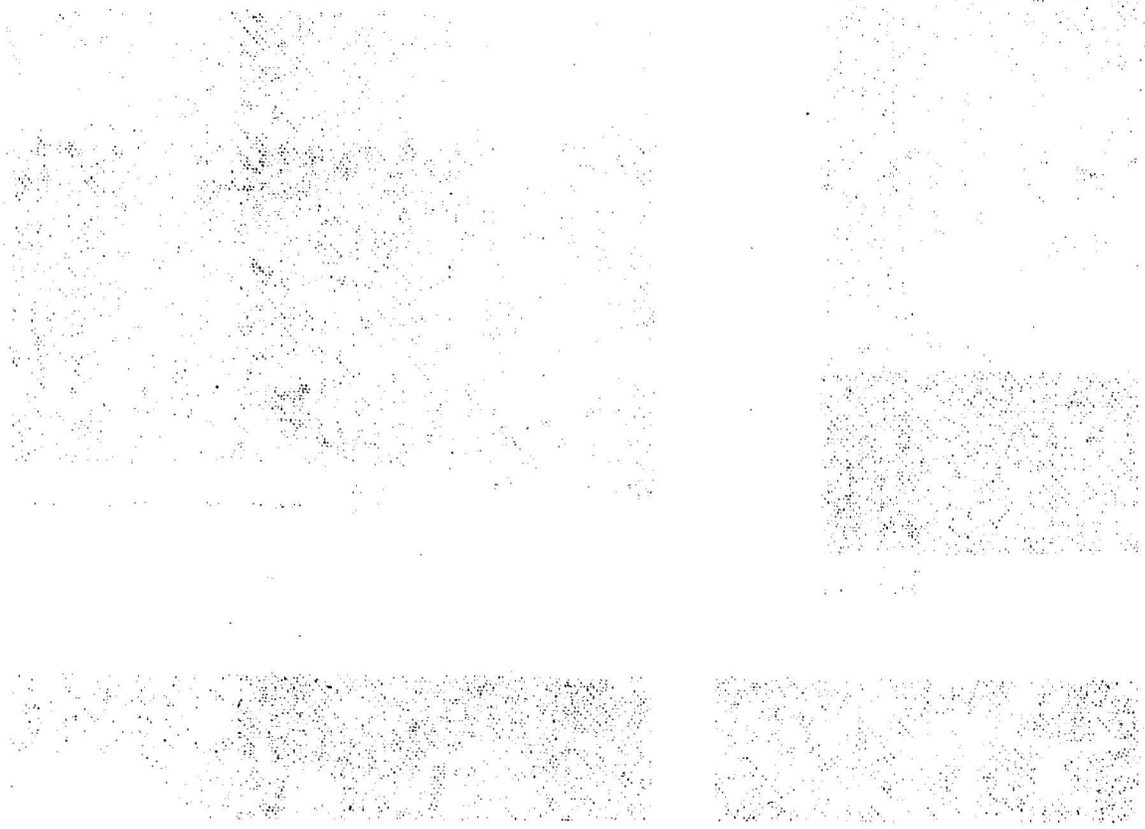
16 —

17 ———



18 ———

Le trait en bas à droite des photographies représente 50 µ



Ph. VII-19 : H13-48-2a - x 300 - LN

Phénomènes de néogénèse affectant les ptéropodes :
- micritisation plus ou moins complète de la coquille,
- développement centripète d'une frange de cristaux aciculaires (aragonite?) dans la partie vide.

Ph.VII-20 : H13-48-2b - x 120 - LN

L'extérieur de la coquille est peu affecté par la micritisation; en revanche, la frange de cristaux aciculaires (aragonite?) est largement étendue, non seulement dans la coquille « hôte », mais également dans celles des individus plus petits qui obturent le dernier tour.

Ph. VII-21 : H13-48-2b - x 300 - LN

Dans cette plage, la frange aciculaire se développe également à l'extérieur du support, de manière centrifuge. Ce cas est toutefois moins fréquent et, en général, la limite externe des accroissements est moins nette que dans le cas d'une croissance à l'intérieur d'un vide.

Ph. VII-22 : H13-48-4 - x 120 - LN

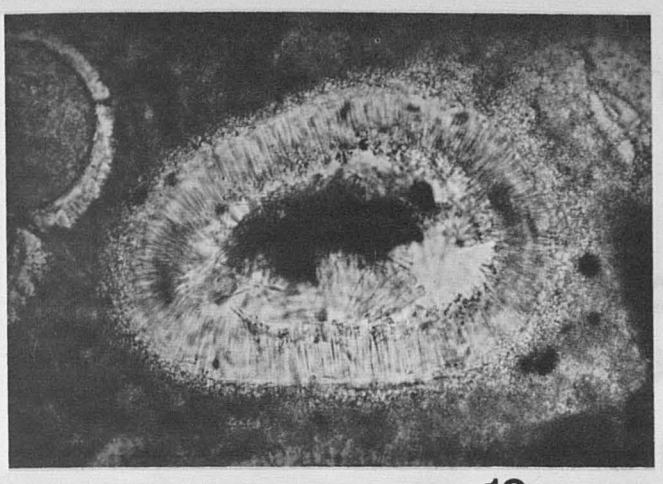
Auréole de cristaux fibreux autour de supports constitués de « pelotes ». Il s'agit vraisemblablement d'aragonite qui occlut une porosité initiale liée à la bioturbation. Des figures assez semblables ont été décrites dans les boues indurées de mer Rouge.

Ph. VII-23 : H13-48-4 - x 120 - LN

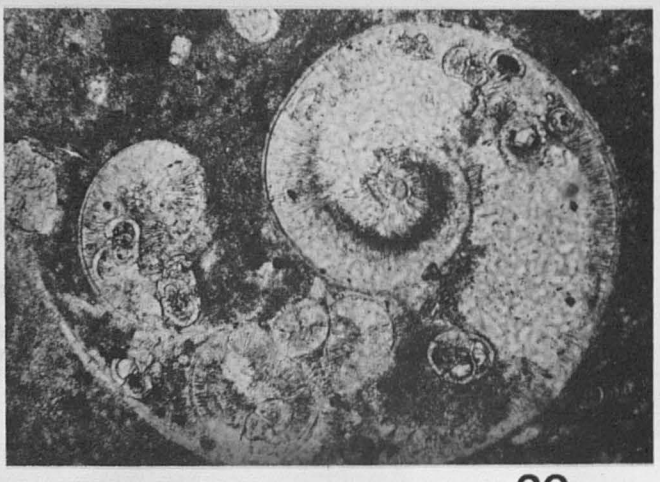
Même légende que pour la photographie précédente. La disposition fibro-radiée apparaît nettement.

Ph. VII-24 : H13-48-4 - x 160 - LN

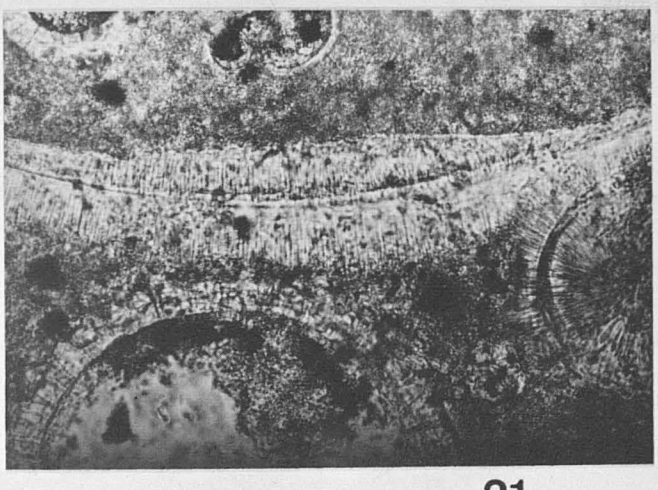
Dans cet échantillon, les cristaux croissent également à partir de centres d'accrétion plus petits et plus irréguliers (amas d'impuretés argileuses?). Des agencements identiques de la phase de liaison ont été décrits en mer Rouge.



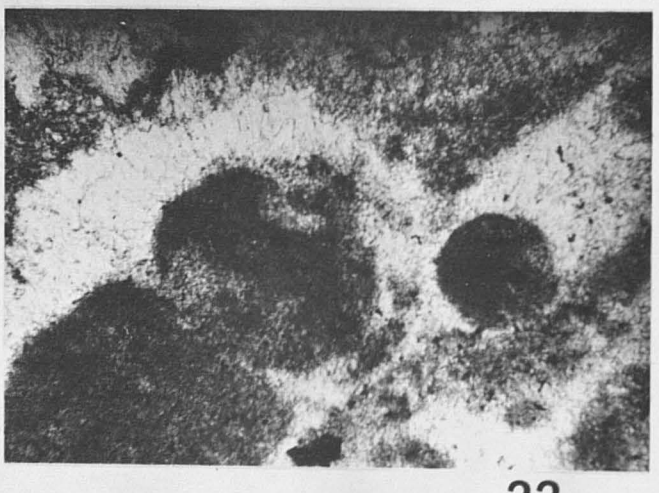
19 ——



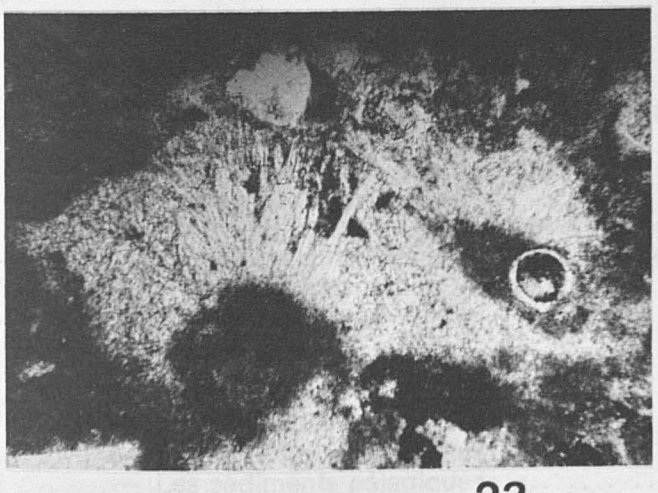
20 ——



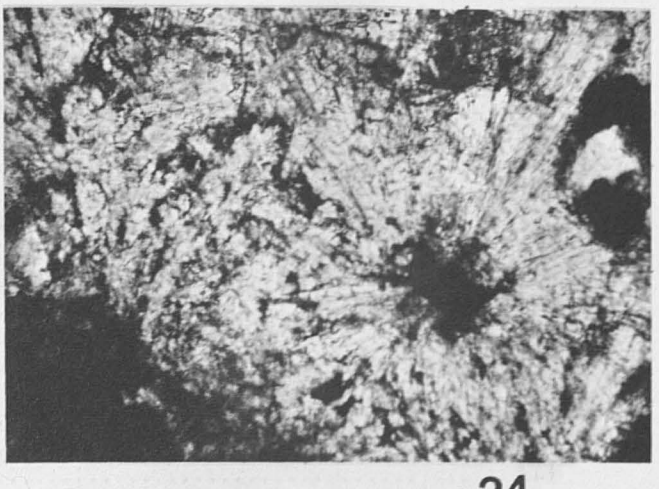
21 ——



22 ——



23 ——



24 ——

CHAPITRE VIII

Pétrographie sédimentaire d'un échantillon prélevé sur le mur interne du fossé de Poséidon : H5-40-6

Bruce PURSER

Université Paris Sud-Orsay (Paris XI)
Département des Sciences de la Terre
Laboratoire de Pétrologie Sédimentaire et Paléontologie
Bâtiment 504
91405 ORSAY (F)

I. - ÉVOLUTION SÉDIMENTAIRE ET DIAGÉNÉTIQUE

1. Sédimentation littorale 169
2. Première phase de cimentation 169
3. Fracturation intense 169
4. Deuxième phase de cimentation sparitique 170
5. Dolomitisation 170
6. Corrosion de la surface de la roche 170
7. Phosphatisation 170
8. Première phase de sédimentation pélagique 170
9. Deuxième phase de sédimentation pélagique 170
10. Phase de cimentation microsparitique 170
11. Sédimentation pélagique 170

II. - DISCUSSION ET CONCLUSIONS

— L'âge du substratum 171
— La fracturation tectonique 171
— Les sédiments pélagiques 171
— L'origine de la stratification horizontale 171

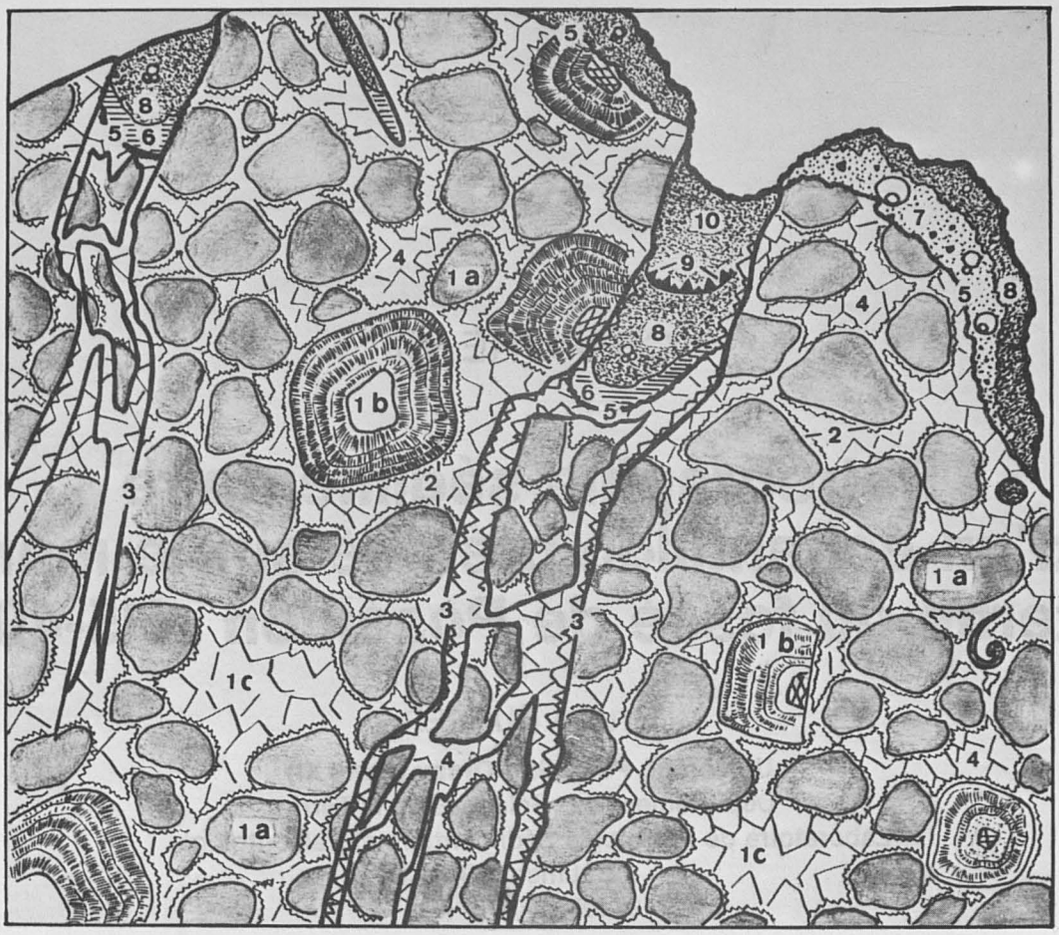


Fig. VIII-1 : Rapports schématiques entre les diverses phases de sédimentation et de diagenèse visibles en lames minces.

1. Substratum ? Jurassique avec :
   a) pellets ;
   b) oolithes à structure fibro-radiaire ;
   c) structure œillée (birds eye).
2. Première phase de cimentation sparitique fine.
3. Fracturation intense.
4. Deuxième phase de cimentation sparitique post-fracturation.
5. Surface de corrosion marine.
6. Pellicule phosphatée.
7. Première couche de sédiment pélagique.
8. Deuxième couche de sédiment pélagique.
9. Phase de cimentation micro-sparitique.
10. Dernière couche de sédiment pélagique.

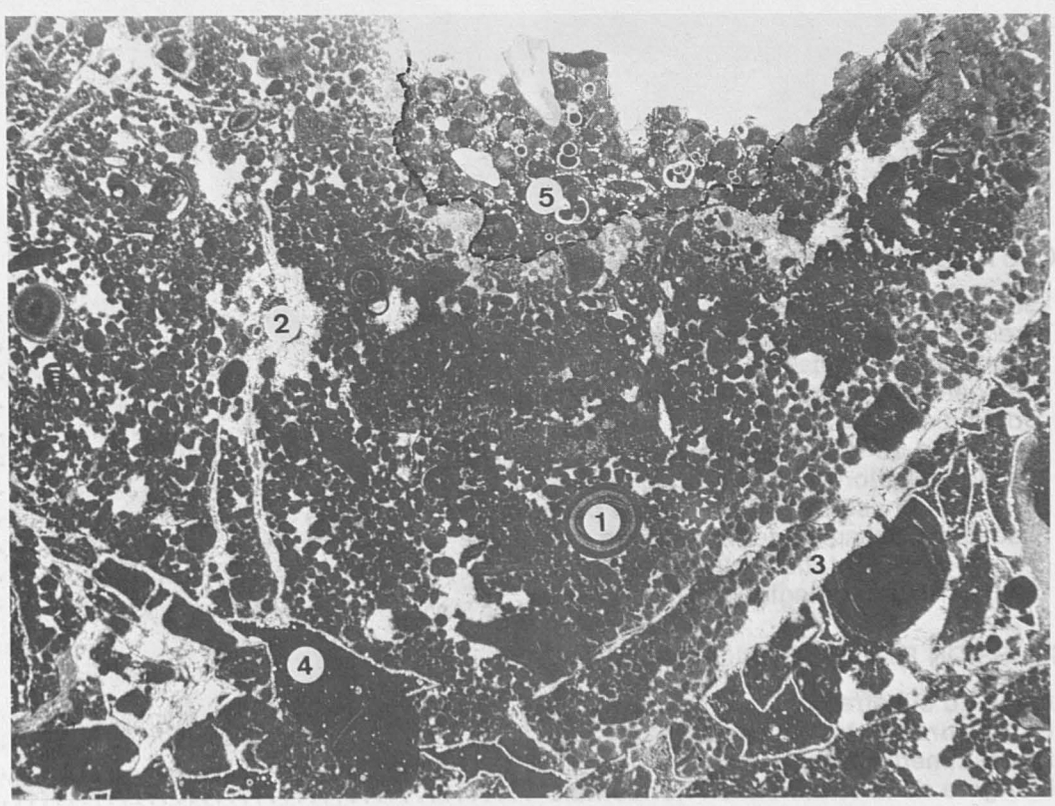


Fig. VIII-2 : Microfaciès typique de l'échantillon H5-40-6 (× 5) montrant :

1. oolithe à structure fibro-radiaire ;
2. structure œillée (birds eye) ;
3. fissure remplie de calcite sparitique (2 phases) ;
4. fissure remplie de sédiment pélagique ;
5. encroûtement de sédiment pélagique (pliocène).

Un fragment de calcaire (environ 500 g) a été dégagé d'une falaise sous-marine au site H5-40-6 (zone II, fig. I-3). Cet échantillon présente un intérêt particulier puisqu'il est le seul recueilli dans l'une des falaises du mur interne, ici à la base du diapir Castor. Il n'est pas certain qu'il soit représentatif de l'ensemble de la formation. Au terme de l'examen, nous ne savons toujours pas s'il s'agit de formation messinienne dont on aurait ici un galet remanié ou s'il s'agit de formation carbonatée (mésozoïque ?) dont on aurait ici un fragment.

Il a été étudié pétrographiquement, afin de déterminer son âge et son évolution post-sédimentaire.

Il s'agit d'un calcaire dur, localement dolomitisé, comportant deux phases distinctes de sédimentation :

— la partie principale de la roche est composée d'un sédiment d'origine littorale;

— la surface de corrosion qui affecte ce substratum est recouverte par une pellicule de marno-calcaire fin, lithifié, à caractère pélagique.

Les deux phases sédimentaires comportent chacune des traces multiples de diagenèse.

I. - ÉVOLUTION SÉDIMENTAIRE ET DIAGÉNÉTIQUE

(fig. VIII-1 et VIII-2)

L'étude d'une dizaine de lames minces a montré de multiples phases.

1. Sédimentation littorale

L'échantillon est composé, en grande partie, d'un sable calcaire (grainstone) à pellets et oolithes avec une faune benthique éparse de foraminifères et de petits mollusques. Les oolithes, bien particulières, ont une forme subovoïde dont le cortex comporte des laminations concentriques bien développées. Chaque lamine corticale montre une microstructure primaire finement radiaire. Cette structure, ainsi que la forme quelque peu irrégulière, est caractéristique des oolithes en voie de formation dans les baies très protégées et sursalées de la côte actuelle d'Abu Dhabi.

Une origine lagunaire, émergée périodiquement, est confirmée par :

— la prédominance de pellets, faciès typiques des milieux protégés actuels;

— des fragments d'algues;

— et, surtout, la présence de nombreuses vacuoles (remplies de calcite sparitique : de structure œillée type "birds eye"), analogues aux structures formées par les bulles d'air sur les plages actuelles. Bien que le milieu de sédimentation laisse peu de doute concernant son caractère littoral, voire confiné, il n'existe aucune trace de minéraux évaporitiques. L'âge de ce substratum pourrait être jurassique (cf. infra).

2. Première phase de cimentation

L'ensemble des particules sédimentaires a été cimenté par une mince couche isopaque de calcite finement sparitique. Ce ciment précoce ne comble qu'une faible partie de la porosité interparticulaire. La fine cristallinité de ce ciment implique une précipitation relativement rapide, probablement au voisinage de la surface. Sa tendance sparitique implique la présence d'une eau interstitielle plutôt douce. Il semblerait donc qu'après une sédimentation littorale, ce matériel ait subi une émersion totale.

3. Fracturation intense

La roche, consolidée par la précipitation de la première phase de ciment, a subi une fracturation intense d'origine tectonique. De nombreuses fissures parallèles sont comblées de brèches.

4. Deuxième phrase de cimentation sparitique

Les vides résiduels interparticulaires, ainsi que les fissures, sont comblés complètement par une calcite sparitique grossière. Sa cristallinité implique une formation lente à partir d'eaux non marines. Ainsi, les quatre premières étapes de l'évolution subie par l'échantillon, y compris la phase de fracturation, se passaient, en toute probabilité, dans un domaine continental.

5. Dolomitisation

Une partie de la roche (environ 30 %) a été affectée par une dolomitisation. Cette dolomite remplace localement le substratum calcaire notamment dans les parties les plus fissurées. La composition essentiellement calcitique du substratum est confirmée par coloration positive avec l'alizarine, et par analyse diffractométrique. L'origine de la dolomite est probablement littorale ou continentale.

6. Corrosion de la surface de la roche

La surface de l'échantillon est fortement modifiée par une microdissolution ou biocorrosion créant de nombreuses encoches et perforations. Cette corrosion est marine.

7. Phosphatisation

Sur cette surface d'érosion se met en place une mince couche de phosphate, localisée surtout dans les microdépressions.

8. Première phase de sédimentation pélagique

La surface de corrosion ainsi que les zones phosphatées sont recouvertes par une mince pellicule de vase, marno-calcaire, à pellets comportant des traces de quartz détritique fin et des foraminifères pélagiques de taille importante indiquant un âge Pliocène inférieur (Ch. IV).

9. Deuxième phase de sédimentation pélagique

Une surface de corrosion, qui affecte le premier faciès pélagique ainsi que de nombreuses perforations tapissées de phosphate, est recouverte par une couche de vase marno-calcaire à foraminifères pélagiques de taille modeste, sans quartz. Les différences lithologiques entre les deux phases pélagiques sont assez nettes. Les deux sont lithifiées et affectées successivement par une corrosion.

10. Phase de cimentation microsparitique

Les sédiments fins pélagiques (deuxième phase) sont localement interrompus par une mince couche de ciment syn-sédimentaire intercalée dans la vase pélagique. Le milieu de diagenèse, malgré la cristallinité du ciment, à tendance sparitique, qui est normalement typique des eaux non salées, est de toute évidence marin.

11. Sédimentation pélagique

La mince couche de ciment microsparitique est recouverte par des vases pélagiques identiques à celles de la deuxième phase.

II. - DISCUSSION ET CONCLUSIONS

L'âge du substratum : le calcaire à pellets et oolithes qui constitue la masse principale de l'échantillon ne semble comporter aucune faune datable (Ch. IV). Notons la similitude entre le microfaciès de l'échantillon et celui du matériel daté comme Jurassique supérieur provenant de Macédonie (localité exacte inconnue; collection personnelle) (fig. 3); en effet, la présence dans ces deux échantillons d'oolithes lagunaires à structure firbo-radiaire, de "birds eye", ainsi qu'un ciment microsparitique précoce, pourrait indiquer un âge identique. Ce type de microfaciès et notamment des oolithes lagunaires, est loin d'être banal.

La fracturation tectonique : elle affecte des phases diagénétiques continentales, ce qui implique une tectonique effectuée en dehors du domaine marin. Les nombreuses fractures présentes dans un substratum qui affleure sur le fond océanique actuel sont complètement cimentées par une calcite non marine; aucune strate de sédiment pélagique n'est affectée par cette fracturation.

Les sédiments pélagiques : d'âge pliocène, ils forment une pellicule lithifiée sur la surface du substratum. Deux interprétations concernant l'accumulation de ce sédiment profond viennent à l'esprit :

— il s'agit d'une accumulation très modeste, piégée dans les anfractuosités du substratum;

— cela représente les traces d'une accumulation importante de vase océanique.

Cette deuxième hypothèse n'est pas à exclure car l'échantillon provient d'une falaise sous-marine dont la disposition subverticale tend à rendre difficile la stabilisation (accumulation) du sédiment pélagique.

Il est donc bien possible que la falaise constitue, en fait, une discordance subverticale entre le substratum (Jurassique?) et la couverture pliocène.

L'origine de la stratification horizontale visible dans les falaises sous-marines : étant donné la fracturation intense de l'échantillon, ainsi que son âge Jurassique possible, il est difficile de concevoir que le substratum soit lité horizontalement. Il est possible que la linéation horizontale reflète en fait des traces de bancs de sédiments pélagiques légèrement indurés, présents sur la surface de l'échantillon étudié. Ces sédiments, déposés sur une surface très irrégulière, voire subverticale, ont été ensuite érodés localement par des courants marins ou par des glissements, créant des falaises qui portent encore des revêtements stratiformes locaux de sédiment pélagique (fig. VIII-4).

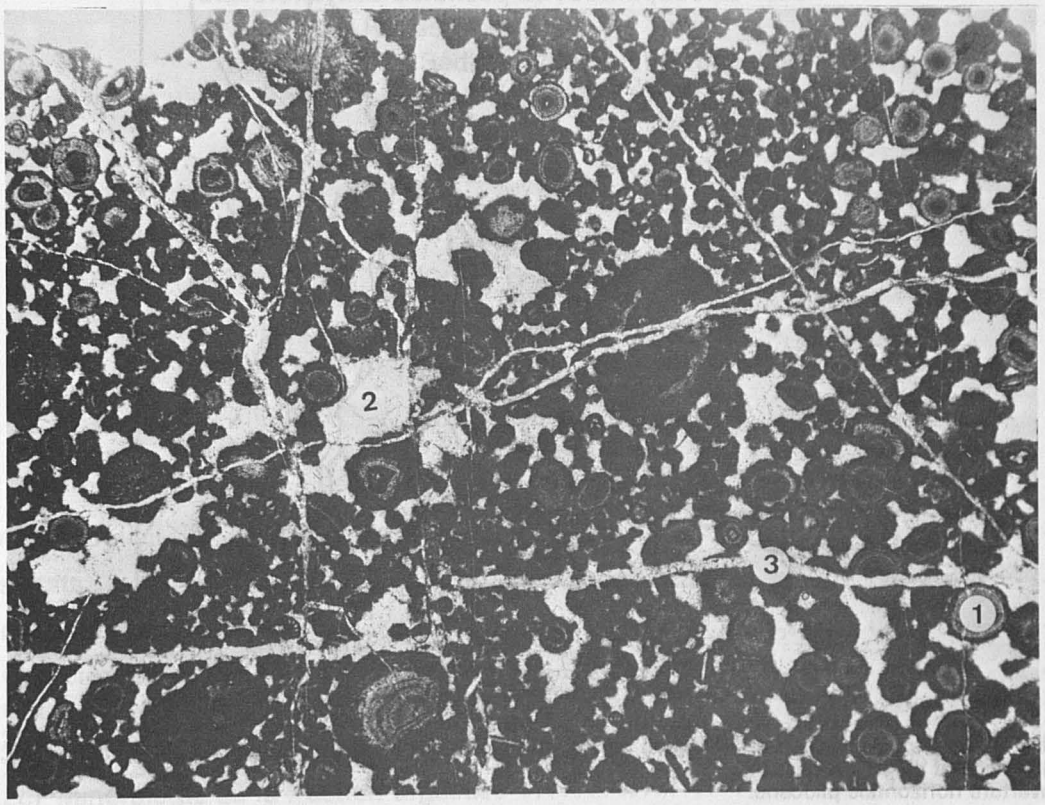


Fig. VIII-3 : Échantillon d'âge jurassique supérieur provenant de la Macédonie dont le microfaciès est très semblable à celui de l'échantillon provenant de la fosse hellénique :

1. oolithe à structure fibro-radiaire;
2. structure œillée;
3. fissuration intense (× 5).

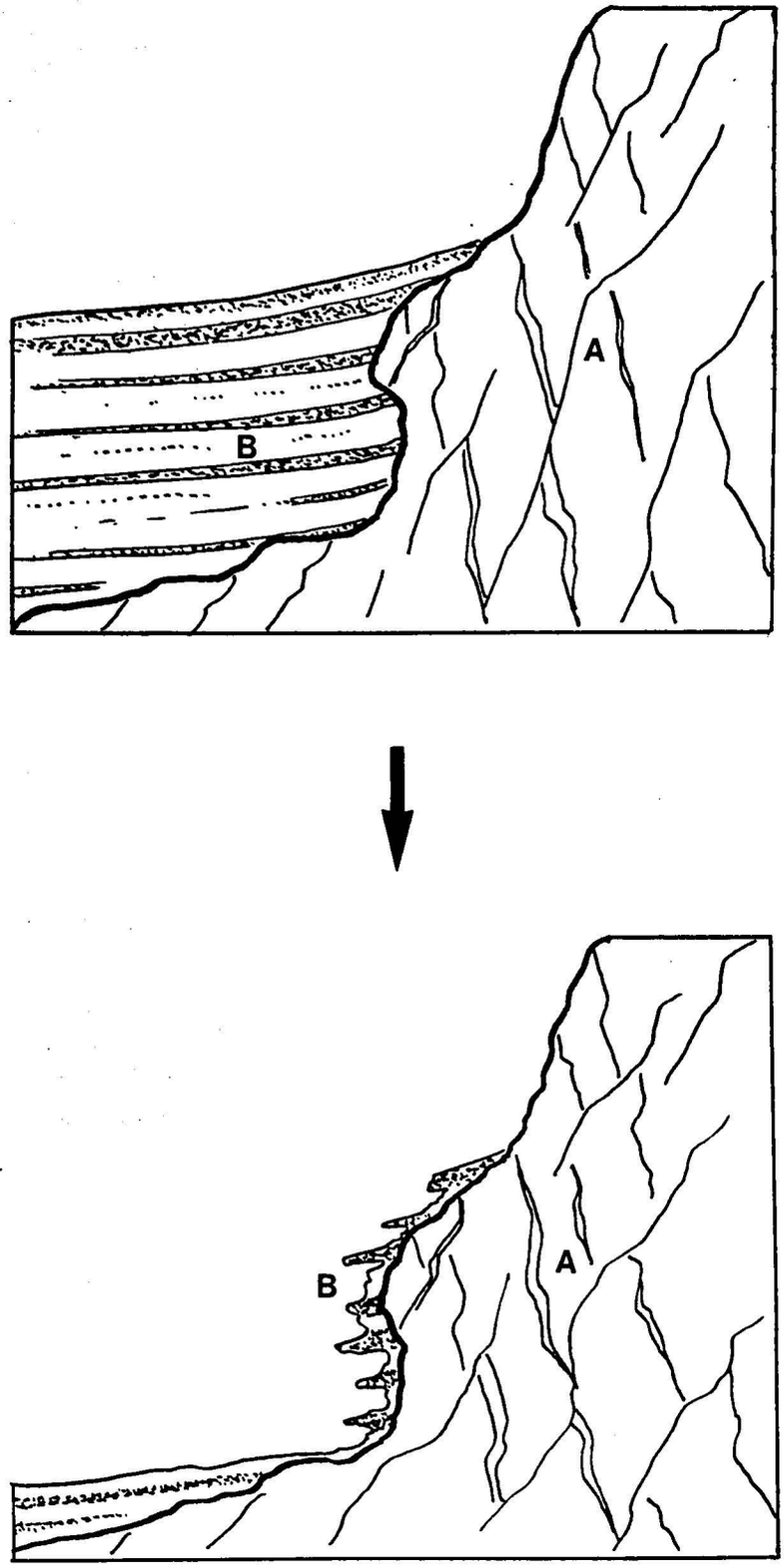


Fig. VIII-4 : Origine possible de la stratification horizontale visible sur les falaises sous-marines au site H5-40;
A : soubassement d'âge jurassique?
B : couverture horizontale pliocène.
Une légère cimentation de la couverture suivie d'une érosion (ou un slumping) a pu laisser des traces horizontales sur la falaise.

SECTION III

MINÉRALOGIE ET GÉOCHIMIE

CHAPITRE IX

Étude minéralogique

Hervé CHAMLEY

Université des Sciences et Techniques de Lille I
U.E.R. des Sciences de la Terre
Laboratoire de Sédimentologie et Géochimie
59655 VILLENEUVE-D'ASCQ CEDEX (F)

I. - Méthodologie 175

II. - Résultats 175

III. - Commentaires 177

1. Caractérisation des sédiments meubles 177
2. Caractérisation des sédiments indurés 177
   2a) Minéralogie comparée des roches avec et sans enduit 177
   2b) Minéralogie de la roche totale 179
   2c) Minéralogie de la fraction argileuse 183

IV. - Conclusion - Résumé 185

TABLEAU IX-1
MINÉRALOGIE DE LA ROCHE TOTALE

Échantillon	Nature	Minéraux argileux	Calcite SS	Calcite Mg	Dolomite	Aragonite	Quartz	Feldspaths
ZONE I								
H 1-36-1 et 3	Grès chloriteux			(non analysé)				
H 1-36-5 Aa	Boue beige	A	A	A	R	TR	A	RA
ZONE II								
H 2-37-1	Boue beige	A	A	A	TR	—	RA	—
H 3-38-2 B	Boue gris-beige	TA	A	RA	TR	—	RA	TR
H 4-39-10 B	Boue beige	A	A	RA	R	—	RA	—
H 5-40-2	Calcaire clair	R	TA	—	—	—	R	—
H 5-40-3	Calcaire clair	R	—	A	TR	—	RA	—
H 6-41-1	Marne calcaire grise à enduit	RA	—	TA	R	—	—	—
H 6-41-3	Boue beige	A	A	A	TR	—	RA	—
H 7-42-3	Marne friable à enduit	RA	—	A	R	—	RA	TR
H 7-42-5	Calcaire argileux à enduit	R	—	TA	—	—	RA	—
H 7-42-6	Calcaire argileux à enduit	R	R	A	—	—	RA	TR
H 7-42-7	Calcaire argileux conglomératique	R	RA	A	—	—	R	TR
H 7-42-7 g	Galet calcaire	R	A	RA	—	—	—	—
ZONE III								
H 12-47-5	Marne beige friable à enduit	RA	R	A	R	—	RA	TR
H 12-47-6	Calcaire gris clair	R	R	RA	R	A	RA	—
H 12-47-7	Calcaire argileux friable	R	—	A	R	—	RA	TR
H 12-47-8	Boue gris-beige	TA	A	R	R	—	A	TR
H 13-48-1	Boue gris clair	A	A	R	R	—	RA	—
H 13-48-2	Calcaire argileux à enduit	RA	R	TA	—	RA	RA	—
H 13-48-3	Calcaire argileux à enduit	RA	R	A	—	RA	R	—
H 15-50-1	Dolomie peu argileuse à enduit	R	—	—	TA	—	R	—
H 15-50-2	Dolomie argileuse claire	RA	R	—	TA	—	R	—
H 15-50-2 B	Vase sableuse grise	A	RA	—	TA	—	RA	—
H 15-50-3	Siltstone quartzeux			(non analysé)				

TABLEAU IX-2
MINÉRALOGIE DE LA FRACTION ARGILEUSE

Échantillon	Nature	Chlorite	Illite	Interstr. (10-14S)	Interstr. (14C-14S)	Smectite	Kaolinite	Palygorskite	Quartz	Feldspaths
ZONE I										
H 1-36-1 et 3	Grès chloriteux	55	40	—	5	—	tr	—	++	++
H 1-36-5 Aa	Boue beige	25	40	tr	5	20	10	—	++	++
ZONE II										
H 2-37-1	Boue beige	15	30	tr	tr	45	10	tr	+	+
H 3-38-2 B	Boue gris-beige	20	25	tr	tr	45	10	tr	+	+
H 4-39-10 B	Boue beige	15	25	tr	tr	45	15	—	+	+
H 5-40-2	Calcaire clair	10	25	—	—	40	15	10	+	+
H 5-40-3	Calcaire clair	20	30	tr	—	35	15	—	+	—
H 6-41-1	Marne calcaire grise à enduit	15	30	5	5	30	15	tr	—	—
H 6-41-3	Boue beige	15	25	tr	tr	45	15	tr	+	—
H 7-42-3	Marne friable à enduit	20	30	tr	tr	40	10	—	—	+
H 7-42-5	Calcaire argileux à enduit	10	15	—	tr	70	5	—	—	—
H 7-42-6	Calcaire argileux à enduit	20	30	—	tr	35	15	—	+	+
H 7-42-7	Calcaire argileux conglomératique	15	20	tr	tr	50	10	5	+	—
H 7-42-7 g	Galet calcaire	10	25	5	—	35	10	15	—	—
ZONE III										
H 12-47-5	Marne beige friable à enduit	15	20	10	5	40	10	—	+	+
H 12-47-6	Calcaire gris clair	10	15	5	tr	50	20	—	+	+
H 12-47-7	Calcaire argileux friable	15	20	tr	tr	50	10	—	++	+
H 12-47-8	Boue gris-beige	15	20	tr	tr	50	10	—	+	+
H 13-48-1	Boue gris clair	10	20	tr	tr	60	10	—	+	—
H 13-48-2	Calcaire argileux à enduit	20	30	—	tr	35	15	—	+	+
H 13-48-3	Calcaire argileux à enduit	20	30	—	tr	30	20	—	+	+
H 15-50-1	Dolomie peu argileuse à enduit	10	20	15 (+V)	tr	35	20	—	+	+
H 15-50-2	Dolomie argileuse claire	10	25	10 (+V)	tr	40	15	tr	+	—
H 15-50-2 B	Vase sableuse grise	15	25	5	tr	45	10	—	+	—
H 15-50-3	Siltstone quartzeux	10	5	tr	tr	—	85	—	++	—

Les échantillons, au nombre de vingt-six, sont choisis parmi quarante-huit prélèvements provenant de dix plongées sur quinze localisées dans des zones situées sur la fig. I-1. Ils représentent les principaux types lithologiques et minéralogiques existant; seuls les faciès d'origine typiquement biologique sont laissés de côté; il s'agit donc de boues plastiques, marnes et calcaires marneux, sédiments calcaréo-argileux à enduits noirâtres, grès, siltstone, amas organiques, etc. On considère ici la minéralogie globale et celle de la fraction argileuse.

I. - MÉTHODOLOGIE

La technique d'étude utilisée est la diffraction des rayons X en diagrammes de poudre désorientée pour le sédiment brut, en diagrammes de pâtes orientées pour la fraction argileuse (particules non calcaires $< 2\mu$).

— Pour la **roche totale,** les estimations quantitatives sont définies à partir du pic d'intensité 100 dans le tableau ci-dessous, en nombre d'unités de l'échelle d'enregistrement :

	Minéraux argileux	Autres minéraux
TA : Très abondant	> 10	> 75
A : Abondant	5 - 10	20 - 75
RA : Commun	3 - 5	5 - 20
R : Rare	1 - 3	2 - 5
TR : Très rare	< 1	< 2

L'aragonite est arbitrairement comptée avec un supplément de dix unités par rapport à la valeur lue, de manière à tenir compte de sa réponse attenuée en diffraction X.

Pour la **fraction argileuse,** on considère l'importance des pics d'intensité 100 avec, par rapport à l'illite et à la chlorite, correction par diminution pour la smectite, et correction par augmentation pour la kaolinite. Les valeurs sont données en 1/20e par rapport à l'ensemble des minéraux argileux. Les minéraux associés non argileux sont classés dans les classes "rare" : +, "commun" : ++, et "abondant" : +++.

L'analyse géochimique de la roche totale est effectuée sur les mêmes échantillons par DEBRABANT (Ch. X), dans le but d'une comparaison minéralogie-géochimie minérale et d'une contribution plus complète à la description et à l'interprétation des dépôts étudiés.

II. - RÉSULTATS

Les tableaux IX-1 et IX-2 regroupent les données de l'analyse minéralogique relative à la roche totale, d'une part, à la fraction argileuse, d'autre part.

N.B. : (10-14S) : interstratifiés irréguliers illite-smectite.
(14C - 14S) : interstratifiés irréguliers chlorite-smectite.
tr : traces.
(+ V) : présence d'interstratifiés vermiculitiques.

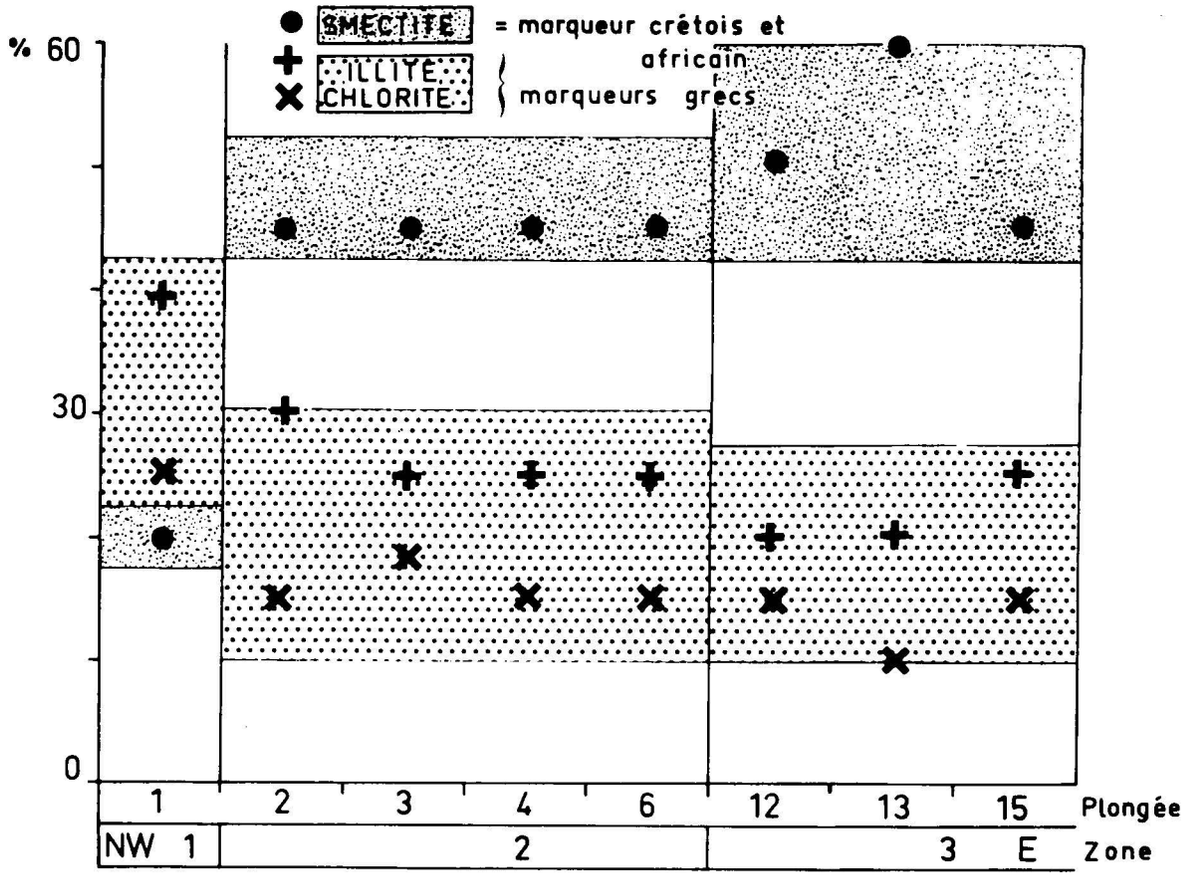


Fig. IX-1 : Caractérisation des sources détritiques dans les trois zones d'étude, d'après la fraction argileuse des sédiments meubles.

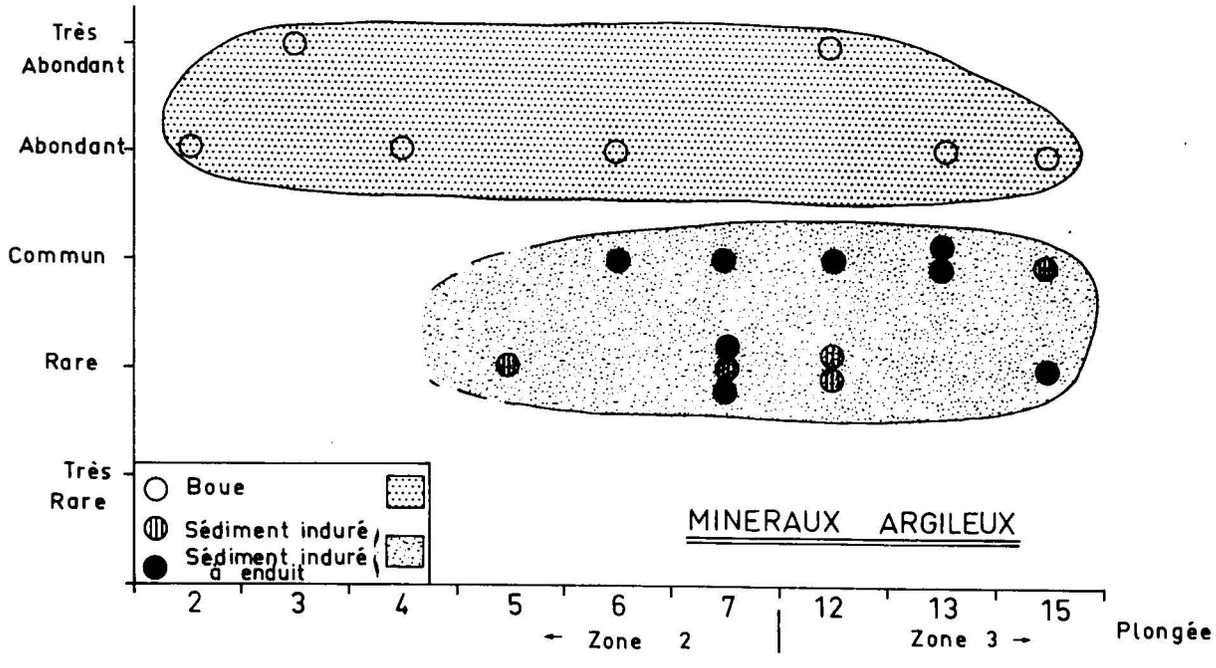


Fig. IX-2 : Sédiment total. Abondance relative des minéraux argileux dans les dépôts meubles et consolidés.

III. - COMMENTAIRES

1. Caractérisation des sédiments meubles

Les boues meubles sont caractérisées par leur richesse, dans la roche totale, en minéraux argileux, auxquels s'ajoutent des quantités variables de quartz, de calcite stricte, de calcite magnésienne, souvent de dolomite, parfois de feldspaths. Cette composition est banale pour les sédiments marins récents de Méditerranée orientale (EMELYANOV, 1972).

La fraction argileuse elle-même a une composition variable selon le lieu (fig. IX-2). Dans la zone I au S du Péloponnèse, l'illite et la chlorite sont prépondérantes, associées à passablement de quartz et de feldspaths; cette composition est typique des sédiments hémipélagiques récents sous influence prépondérante des apports détritiques grecs (CHAMLEY, 1971, VENKATARATHNAM *et al.*, 1972). Dans les zones II et III au large de la Crète, c'est la smectite qui prédomine, avec un peu plus de kaolinite que dans le cas précédent et souvent de petites quantités de palygorskite (attapulgite) : cette composition est typique des sédiments hémipélagiques récents sous influence prépondérante des apports détritiques crétois et africains (op. cit.). La smectite est apportée en abondance particulière dans le domaine méditerranéen le plus oriental; la palygorskite a une origine détritique africaine typique (CHAMLEY et MILLOT, 1975).

L'étude minéralogique des boues meubles confirme ainsi leur âge très récent (Quaternaire supérieur) et leur dépendance étroite des apports terrigènes qu'elle contribue à localiser : parallélisme entre provinces pétrographiques continentales et provinces minéralogiques marines (CHAMLEY, 1971). L'ensemble de la fraction carbonatée reflète la contribution marine à la sédimentation. L'âge récent, confirmé par la minéralogie des argiles, est en parfait accord avec les observations faites en plongée, au cours de la mission Heat, sur les boues meubles à foraminifères ou/et ptéropodes, montrant leur localisation en "voile" superficiel ou sous faible recouvrement (LE PICHON *et al.*, 1979).

Notons la présence occasionnelle de *goethite* dans les vases beiges (H3-38-2B, H4-39-10B), minéral traduisant un milieu de dépôt localement oxydant. Par ailleurs du *gypse* est présent en petite quantité dans la vase H1-36-5A a (zone I) au S du Péloponnèse. Ce minéral est assez fréquent en Méditerranée orientale, au toit des niveaux sapropéliques : il reflète soit une oxydation secondaire de la pyrite, soit plus fréquemment une formation authigène en milieu de transition entre réduction-oxydation (NESTEROFF, 1972, ROBERT et CHAMLEY, 1974 ; CITA *et al.*, 1977 ; SIGL *et al.*, 1978). Il n'a pas été mis en relation à ce jour, dans les dépôts récents de Méditerranée orientale, avec la proximité de formations évaporitiques messiniennes. Enfin, on remarque que l'aragonite n'est qu'exceptionnellement reconnue dans les boues meubles, et que la dolomite abondante est présente en granules clairs, sans doute remaniés, dans la vase H15-50-2B (zone III).

2. Caractérisation des sédiments indurés

Les caractères minéralogiques et l'examen de leur signification peuvent être présentés selon plusieurs rubriques.

2a) Minéralogie comparée des roches avec et sans enduit

Les dépôts consolidés communs sont des marnes ou des calcaires argileux divers, parfois de faciès lithologique complexe (cf. cahier de bord, mission submersible Heat, commun. or. Bureau et Ch. III), qui peuvent être regroupés en deux catégories : ceux avec un enduit brun-noir, très fin ou plus épais (env. 1 mm), présent sur une face des sédiments ou partout, et ceux dépourvus d'un tel enduit. L'analyse montre que la composition minéralogique de la roche totale et de la fraction argileuse ne varie pas de manière significative d'un groupe de sédiments indurés à l'autre (tab. IX-1 et IX-2, fig. IX-2 à IX-9). Ceci suggère les observations suivantes :

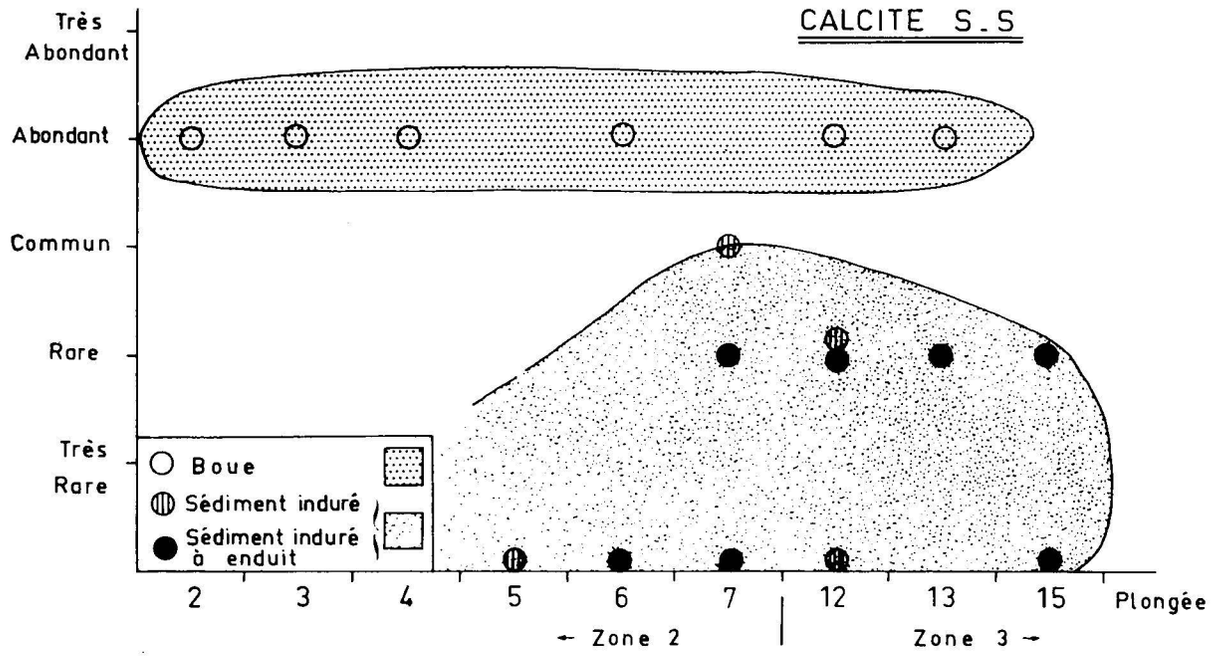


Fig. IX-3 : Sédiment total. Abondance relative de la calcite s.s. dans les dépôts meubles et consolidés.

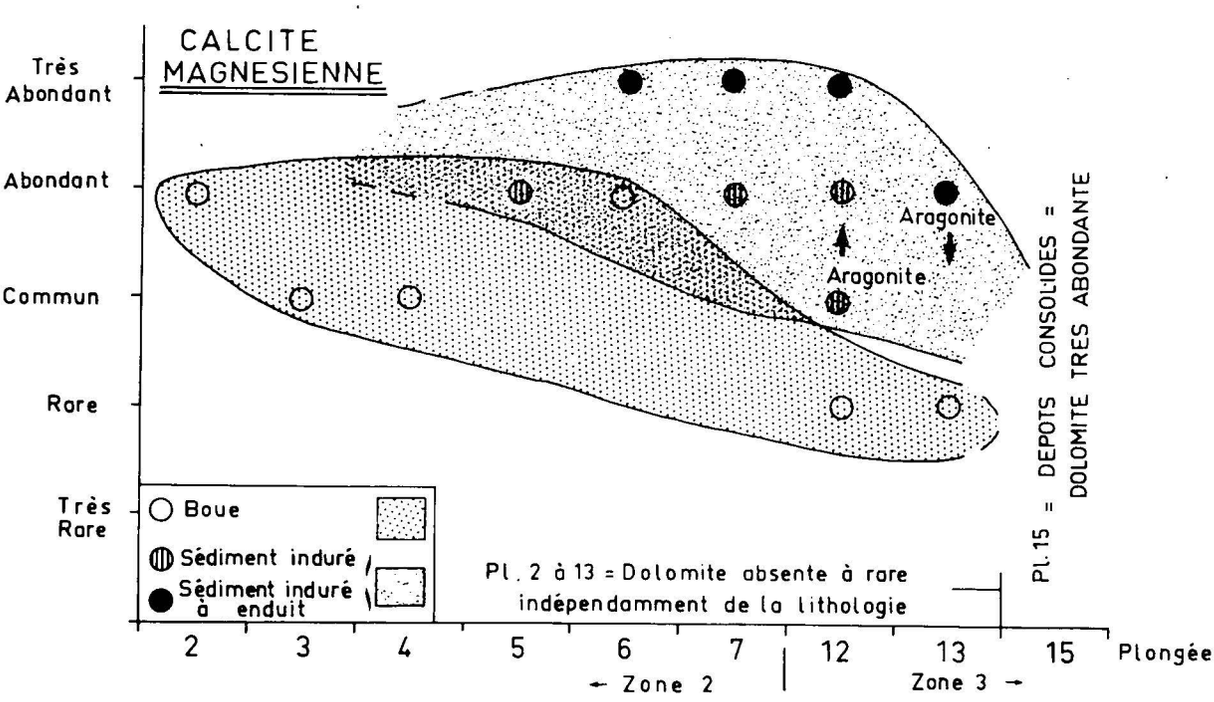


Fig. IX-4 : Sédiment total. Abondance relative de la calcite magnésienne dans les dépôts meubles et consolidés.

— les enduits sont des composés subamorphes ne donnant pas de réflexion bien marquée par diffraction des rayons X; cela est typique des enduits et encroûtements ferromanganeux superficiels connus dans diverses zones de Méditerranée (FROGET, 1972); il s'agit de précipitations chimiques de milieu oxydant, ayant eu lieu à la surface du fond après la lapidification, dans des secteurs où les courants sont fréquents;

— les enduits ont une importance quantitative faible, car, s'ils étaient abondants, ils modifieraient de manière significative l'aspect des diagrammes de diffraction X (élévation du bruit de fond, figures en dômes); cette observation rejoint celle de DEBRABANT (Ch. X) qui, par dosage géochimique, prouve la faible abondance des précipitations ferromanganeuses à la surface des échantillons de la campagne et la faiblesse de leur pénétration à l'intérieur des roches;

— la similitude minéralogique des sédiments indurés, avec et sans enduit sombre, suggère une similitude dans les conditions de leur formation. La différence observée dans l'aspect de leur surface tient simplement aux conditions locales de gisement de ces sédiments, soit en position enfouie ou en zone calme peu propice aux précipitations superficielles d'oxydes (sédiments sans enduit), soit en affleurement dans des zones soumises à l'influence des courants de fond (sédiments avec enduit).

Autres carbonates (tab. IX-1, fig. IX-4).

L'aragonite est identifiée en quantités variables dans un petit nombre de sédiments indurés (H12-47-6, H13-48-2 et 3). Sa présence est due dans certains cas à la conservation de tests de ptéropodes. Dans d'autres cas, le minéral paraît avoir été formé secondairement lors de la diagenèse précoce des carbonates, comme le suggère la présence d'amas d'aiguilles calcaires (GLAÇON, Ch. IV, ALLOUC, Ch. VII).

La dolomite est fréquente en faible quantité dans les dépôts meubles et indurés, comme elle l'est dans l'ensemble du Plio-Quaternaire de Méditerranée orientale (MÜLLER, 1978). Sa présence est indépendante de la lithologie et son origine paraît partiellement détritique; une part pourrait toutefois être authigène, sans que le mécanisme de sa formation soit encore bien défini (MILLIMAN et MÜLLER, 1973). Un cas particulier s'observe dans les sédiments indurés 1 et 2 de la plongée 15-50 (zone III) où la calcite magnésienne est absente, mais où la dolomite est très abondante : il s'agit certainement ici d'une dolomitisation in situ, favorisée par un milieu plus confiné et magnésien que dans les autres cas, et qui rappelle des phénomènes locaux déjà envisagés ailleurs en Méditerranée (FROGET, 1972, 1974; MILLIMAN et MÜLLER, 1973). On note que la roche dolomitique H15-50-1 possède une fraction argileuse banale, proche de celle des sédiments quaternaires de Méditerranée sud-orientale et que, de ce point de vue, rien n'indique un âge éventuel messinien : en particulier absence de palygorskite ou de chlorite en quantité particulière, ou encore de smectite très abondante comme souvent dans le Messinien (CHAMLEY *et al.*, 1978). Par ailleurs, rappelons que le sédiment meuble H15-50-2B est également riche en dolomite, mais le minéral est ici restreint à de petits granules clairs, qui proviennent certainement de la fragmentation des dolomies recueillies au cours de la plongée et de leur mélange avec la boue récente.

Quartz (fig. IX-5). Les teneurs relatives en quartz sont comparables dans les sédiments calcifiés et dans les boues meubles : le minéral est moyennement abondant dans la plupart des cas. Les feldspaths moins fréquents et généralement très rares présentent une distribution également monotone. Cela suggère que ces minéraux détritiques ont été apportés à la mer sous des conditions comparables et que, par conséquent, il n'y a pas eu de modification importante dans l'alluvionnement terrigène. Il en résulte que l'âge des dépôts meubles et consolidés n'est sans doute pas très différent. On va tenter de préciser cette question et sa signification à propos de la fraction argileuse des deux principaux groupes de dépôt. Remarquons une légère tendance à un tassement des teneurs en quartz dans les sédiments consolidés, effet relatif de l'enrichissement en carbonates de la roche totale par suite de la calcification.

2b) Minéralogie de la roche totale

Minéraux argileux (fig. IX-2). L'ensemble des minéraux argileux est systématiquement moins abondant dans les sédiments indurés que dans les boues meubles récentes : de très abondants à abondants, ces minéraux passent à une abondance moyenne à faible. Cet appauvrissement relatif important en fraction terrigène fine correspond à une couleur systématiquement plus claire (grise à blanchâtre). On peut penser qu'il est compensé par un apport relatif important en autres matériels. C'est ce que va permettre d'éclairer l'étude de la fraction carbonatée.

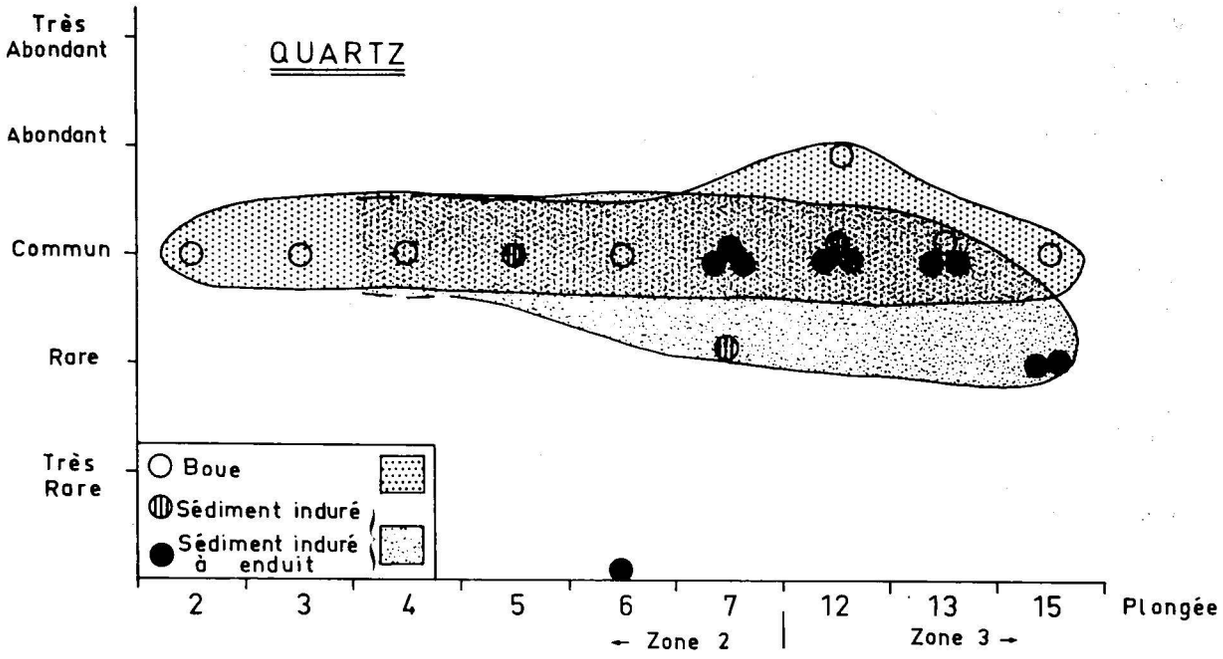


Fig. IX-5 : Sédiment total. Abondance relative du quartz dans les dépôts meubles et consolidés.

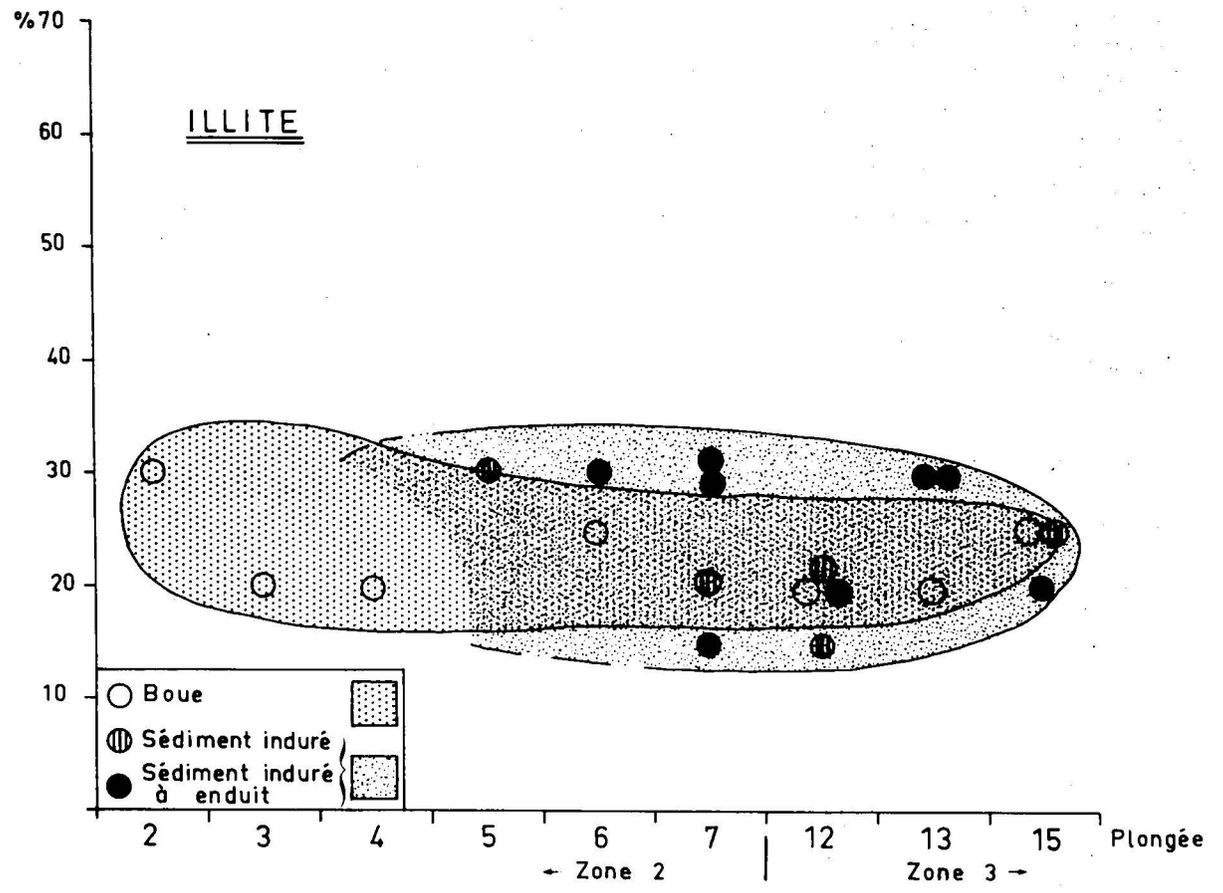


Fig. IX-6 : Fraction argileuse. Abondance relative de l'illite dans les dépôts meubles et consolidés.

Calcite stricte (s.s.) (fig. IX-3). Les sédiments indurés présentent systématiquement un appauvrissement relatif en calcite s.s. : d'abondant dans les sédiments meubles, le minéral devient soit rare, soit absent dans les dépôts consolidés. La différence lithologique entre les deux groupes de roches n'est donc pas due à une calcification banale, telle qu'elle existe classiquement dans les milieux émergés (FROGET, 1972, 1974). On confirme ainsi indirectement l'histoire exclusivement sous-marine des dépôts indurés communs prélevés dans les fosses helléniques. Il est probable que la calcite s.s. ait été en partie dissoute ; elle a pu être en partie réutilisée pour d'autres cristallisations, lors de stades transitoires de la diagenèse carbonatée (voir ci-dessous).

Calcite magnésienne (fig. IX-4). Les dépôts consolidés sont systématiquement marqués par une quantité de calcite magnésienne supérieure à celle des sédiments meubles : le minéral, très abondant à abondant dans les premiers et de bonne cristallinité, est habituellement moyennement représenté ou rare dans les seconds, où sa cristallinité est moyenne. Ce fait conduit à plusieurs observations.

— La différence lithologique entre boues meubles et sédiments consolidés est essentiellement déterminée par une calcification due à la cristallisation de calcite magnésienne, dont le calcium provient de l'eau de mer ou/et de la dissolution de la calcite stricte (MILLIMAN et MÜLLER, 1973 ; P. DEBRABANT, Ch. X).

Parmi les sédiments indurés, ceux qui possèdent un enduit superficiel sombre sont habituellement encore plus riches en calcite magnésienne que les autres (exception des roches de la plongée 15-50, riches en dolomite (cf. infra)) ; cela suggère que le processus de calcification s'est effectué préférentiellement à l'interface eau-sédiment, là où les enduits sombres se sont déposés, et qu'il a été favorisé par un contact prolongé avec l'eau de mer, dans des secteurs à sédimentation nulle ou faible ; ces conditions rappellent celles qui ont été décrites à propos de nodules carbonatés méditerranéens, recouverts de tubes calcaires d'organismes benthiques vivants à la surface du sédiment (des serpules) (CHAMLEY, 1971 a ; MÜLLER et FABRICIUS, 1974).

— D'une manière plus générale, la cimentation carbonatée qui est observée sur le matériel Heat évoque un processus qui a déjà été décrit à plusieurs reprises en Méditerranée, notamment à la suite des recherches de J. MÜLLER (MILLIMAN et MÜLLER, 1973 ; MÜLLER et FABRICIUS, 1974 ; CHAMLEY, 1971 a) ; dans pratiquement tous les cas autres que celui des matériels Heat, il s'agit de nodules isolés au milieu de sédiments banals recueillis par carottage, de diamètres compris entre une fraction de millimètre et au maximum quelques centimètres, et formés de calcite magnésienne ayant cimenté les composants ordinaires des boues (argile, tests d'organismes, minéraux divers) ; le mécanisme de précipitation, encore mal connu, paraît favorisé par des températures et salinités relativement élevées au niveau du fond, ce qui placerait la Méditerranée orientale dans une situation intermédiaire entre les milieux sédimentaires habituels (Atlantique, Méditerranée occidentale) et les milieux concentrés de type mer Rouge ; ces nodules, liés à une sédimentation très lente, rappellent certains faciès du Jurassique téthysien ("Ammonitico Rosso") ; toutefois, la présence ici de calcite magnésienne est un caractère important indiquant un âge certainement récent pour la cimentation ; la calcite magnésienne évolue en effet normalement au cours du temps vers la calcite s.s., par effet diagénétique (BATHURST, 1971).

— La nouveauté essentielle du matériel récolté durant la campagne submersible Heat réside dans l'extension considérable des cimentations de calcite magnésienne ; il ne s'agit plus ici de petits nodules isolés dans un sédiment meuble, mais de fragments rocheux de taille variable, à enduits ferromanganeux ou non et provenant de gisements subcontinus de calcaires marneux friables ou durcis ; un tel faciès sédimentaire à cimentations calcaires généralisées, dont les observations en plongée et les données microfaunistiques suggèrent qu'il est récent (LE PICHON *et al.*, 1979 ; GLAÇON (Ch. IV)), ne paraît pas avoir été décrit à ce jour en milieu marin profond ; c'est donc là une nouvelle illustration des contributions originales à la connaissance, apportées par les campagnes scientifiques en submersible, qui s'ajoute à celles déjà décrites (affleurement probable de Messinien évaporitique, LE PICHON *et al.*, 1980) ; la cause de ce développement singulier des lithifications calcaires ne paraît pas liée à des particularités structurales de la région étudiée, comme par exemple la tectonique active récente (LE PICHON *et al.*, 1979), mais plutôt à un ou des épisodes de sédimentation très lente sur les flancs des fosses, durant lesquels les dépôts hémipélagiques ont été en contact prolongé avec les eaux marines de fond chargées en carbonates dissous.

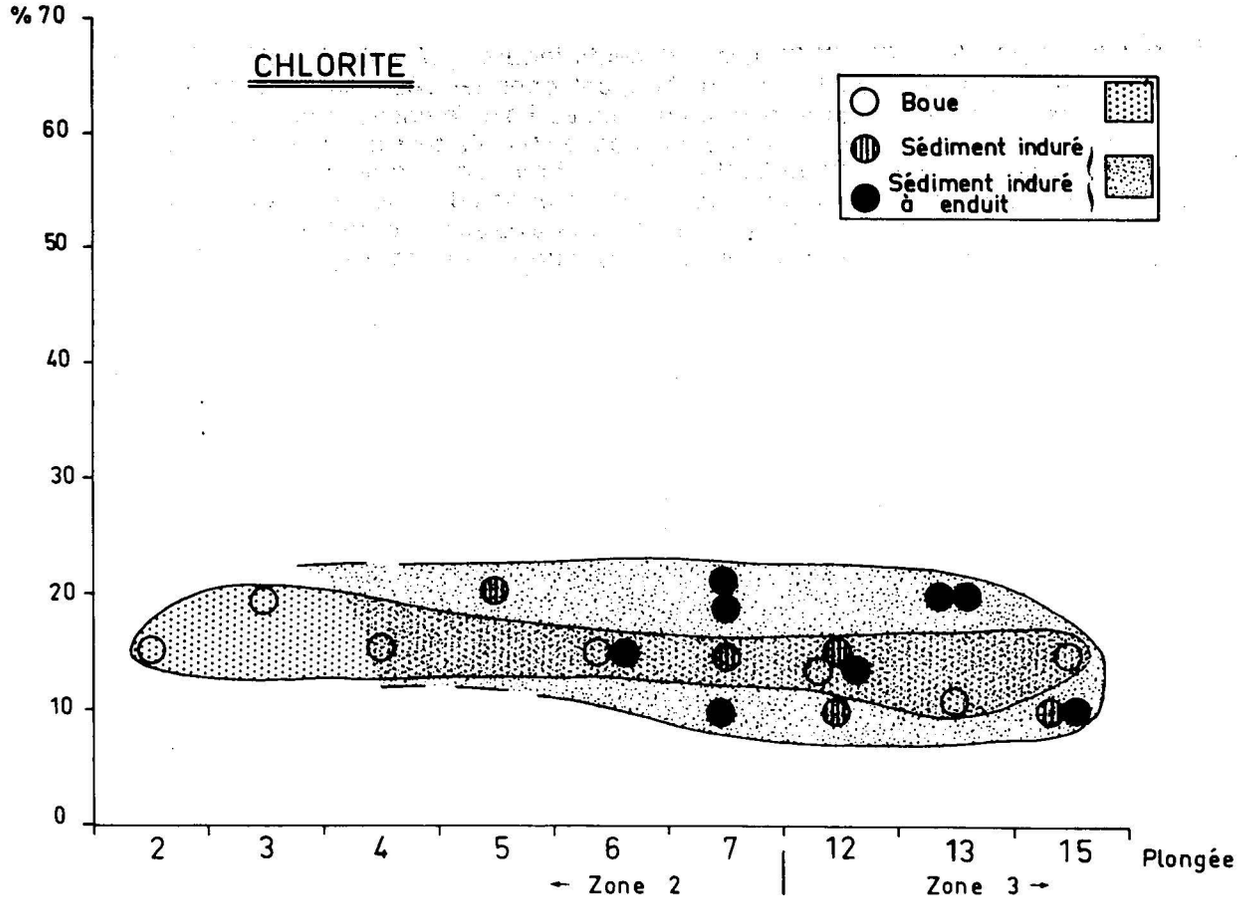


Fig. IX-7 : Fraction argileuse. Abondance relative de la chlorite dans les dépôts meubles et consolidés.

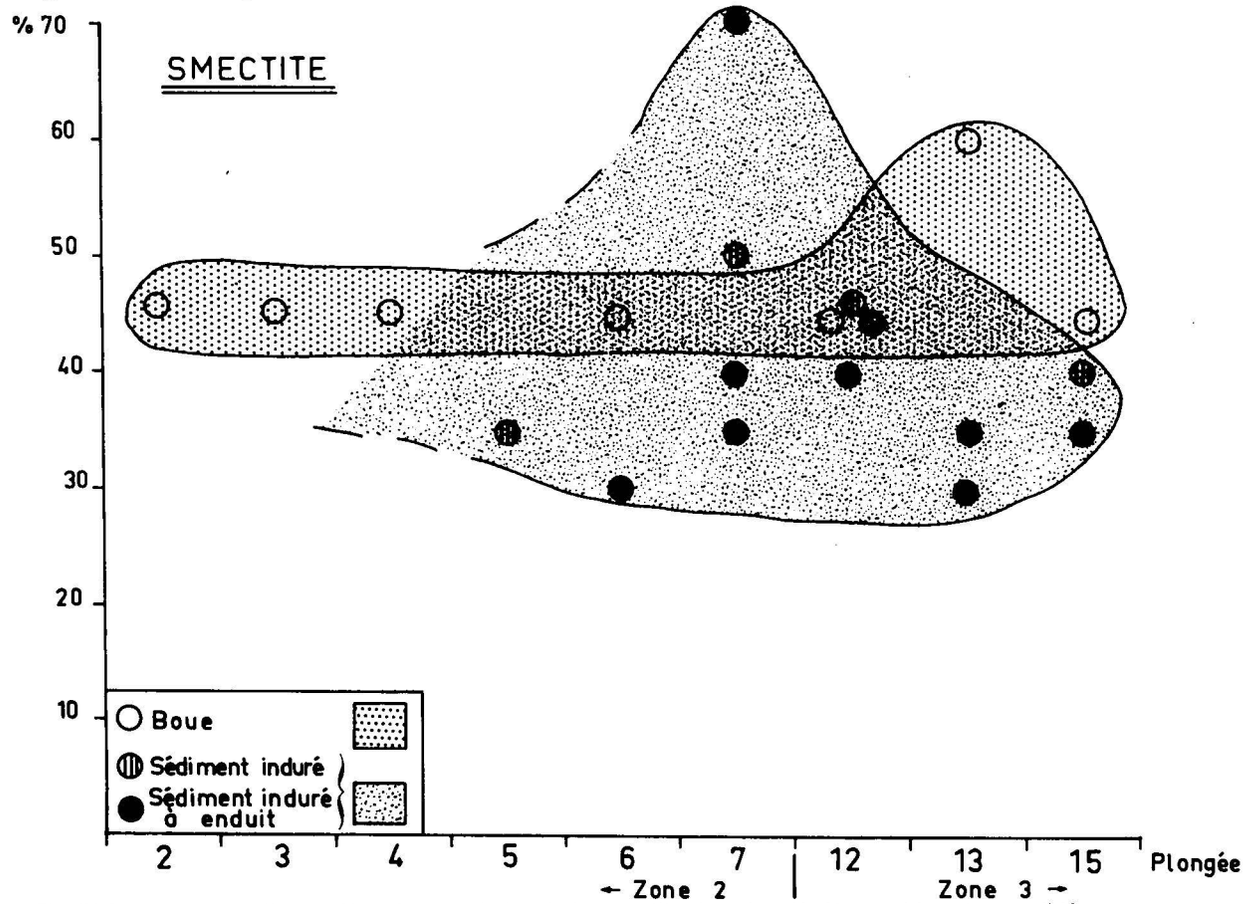


Fig. IX-8 : Fraction argileuse. Abondance relative de la smectite dans les dépôts meubles et consolidés.

2c) **Minéralogie de la fraction argileuse** (tab. IX-2, fig. IX-6 à 9).

La composition minéralogique de la fraction argileuse est, d'une manière générale, peu différente dans les boues récentes meubles et dans les dépôts consolidés : les minéraux sont les mêmes et leurs proportions sont voisines. Ce fait est net pour toutes les espèces identifiées : illite (fig. IX-6), chlorite (fig. IX-7), smectite (fig. IX-8), kaolinite (fig. IX-9), interstratifiés irréguliers [(surtout illite-smectite : (10-14 S) et chlorite-smectite : (14C-14S)], palygorskite (attapulgite), quartz et feldspaths associés. Il confirme l'observation faite à propos du quartz, à savoir l'existence d'un contexte géographique comparable et par conséquent un âge peu différent pour les sédiments meubles et indurés. Or, on sait qu'en Méditerranée orientale, une modification importante est survenue dans la composition des cortèges argileux détritiques, vers la limite Pliocène-Pléistocène : par suite probablement d'un épisode majeur de soulèvement de la ride E méditerranéenne de creusement des fosses helléniques et de surrection du Péloponnèse, les apports africains à attapulgite et smectite ont diminué, au bénéfice des apports nordiques (domaine grec), plus riches en illite et chlorite (CHAMLEY, 1975 ; CHAMLEY *et al.*, 1977). L'absence d'un tel événement, dans la minéralogie des argiles étudiées ici, montre que l'ensemble du matériel Heat a été mis en place après le Pliocène (compte non tenu des grès et silstones des plongées H1-36 et H15-50, et de quelques autres roches particulières ; cf. infra). On trouve ici une confirmation des observations micropaléontologiques, qui mettent en évidence l'âge quaternaire s.l. de l'ensemble des dépôts meubles et consolidés étudiés (GLAÇON et MÜLLER, Ch. IV).

Cette similitude d'ensemble étant établie, on note que, pour une espèce argileuse donnée, l'éventail des abondances relatives est systématiquement un peu plus large pour les sédiments consolidés que pour les sédiments meubles. Ceci s'observe particulièrement bien pour les quatre minéraux simples ubiquistes, illite, chlorite, smectite et kaolinite (fig. IX-6 à 9). L'existence de ce domaine minéralogique plus étendu, du point de vue quantitatif, suggère que les dépôts indurés ont une histoire plus variée que les dépôts meubles récents, selon les échantillons recueillis, du fait probablement d'âges plus diversifiés. On parvient ainsi à proposer pour les sédiments indurés un âge au plus tôt pléistocène inférieur, mais pouvant se situer à diverses périodes du Pléistocène et de l'Holocène (Quaternaire dans sa totalité). Les causes des fluctuations minéralogiques survenues durant le Quaternaire sont surtout d'ordre climatique. Il n'est pas possible d'identifier de stade climatique précis à partir de l'échantillonnage dispersé et superficiel effectué en plongée, mais on peut penser que les sédiments indurés relativement riches en illite et chlorite traduisent des stades plus froids, les sédiments à smectite particulièrement abondante des stades plus arides, les sédiments enrichis en kaolinite des stades plus chauds et humides (CHAMLEY, 1975).

— Le fait que des dépôts quaternaires d'âges variés affleurent et aient pu être prélevés par le submersible "Cyana" dans les fosses helléniques constitue un argument sédimentologique, indirect et mineur, en faveur d'une tectonique active dans cette région de la Méditerranée orientale. En effet, l'imbrication complexe de sédiments meubles et consolidés, observée directement sur le fond marin, est l'indice de remaniements importants. Dès lors que ces remaniements concernent des dépôts d'âges différents, comme l'indique l'étude minéralogique, les chances augmentent pour qu'il s'agisse d'un phénomène d'ampleur plus grande que dans le cas de seuls glissements superficiels. Une tectonique récente active constitue une cause possible pour ce phénomène. La minéralogie des argiles peut ainsi, dans une certaine mesure, ajouter des éléments de discussion aux arguments géophysiques et morphologiques déjà énoncés (LE PICHON *et al.*, 1979).

Cas particuliers (tab. IX-2). Parmi les quinze sédiments carbonatés indurés qui sont étudiés, trois présentent des particularités dans la composition de la fraction argileuse.

Le calcaire H7-42-5 contient environ 70 % de smectite, alors que le minéral occupe habituellement entre 30 et 50 % de l'argile. Cette teneur élevée rappelle la composition moyenne d'une grande partie des sédiments du Messinien présents dans l'ensemble du domaine méditerranéen (CHAMLEY *et al.*, 1978). On saisit ici un indice en faveur d'un âge antépléistocène, peut-être miocène terminal, des composants argileux de la roche.

Les calcaires H5-40-2 et H7-42-7g (galet ; voir aussi H7-42-7) contiennent de l'attapulgite (palygorskite) en proportion notable (jusqu'à 15 %). Ce minéral paraît caractéristique des dépôts pliocènes dans le domaine des fosses helléniques et de la ride E méditerranéenne, soumis à un alluvionnement important d'origine africaine (CHAMLEY, 1975 ; CHAMLEY et *al.*, 1977). Ces données minéralogiques coïncident avec les observations micropaléontologiques de GLAÇON (Ch. IV). En démontrant l'existence, en affleurement, de dépôts anté-pléistocènes, elles soulignent la complexité structurale du domaine d'étude et sont compatibles avec l'existence d'une tectonique active récente.

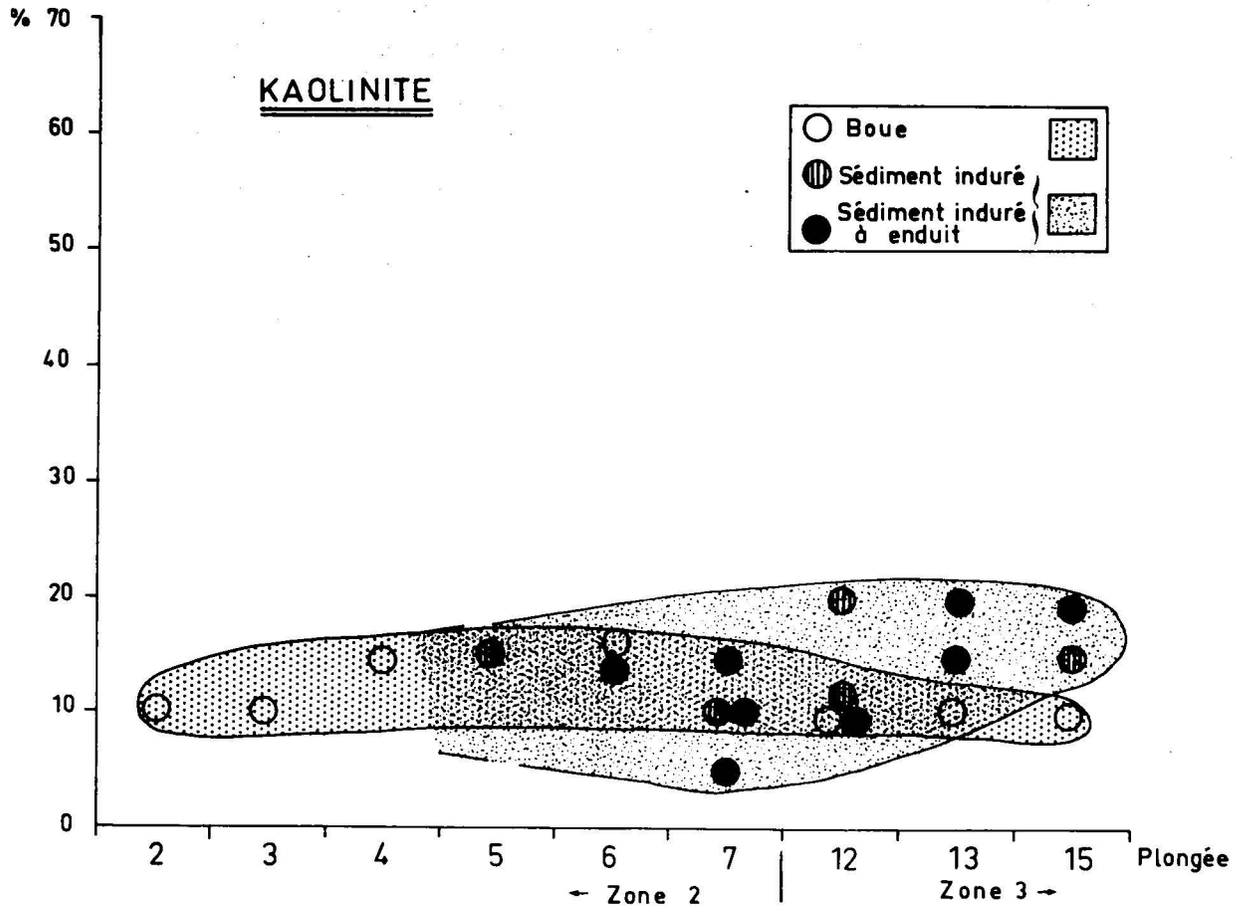


Fig. IX-9 : Fraction argileuse. Abondance relative de la kaolinite dans les dépôts meubles et consolidés.

Autres roches (tab. IX-2). La première et la dernière plongées ont permis d'échantillonner des roches différentes des dépôts communs meubles ou consolidés.

Le grès H1-36-3, prélevé au S du Péloponnèse (zone I), comporte une fraction argileuse constituée essentiellement de chlorite et de mica-illite, accompagné de quartz et de feldspaths : cette composition est typique de roches alpines s.l. et classique dans de nombreux secteurs émergés du Péloponnèse. La présence en faible quantité d'interstratifiés irréguliers illite-smectite et de kaolinite indique que la roche a pu subir une altération météorique, ce qui suggère une émersion ancienne, au moins à proximité du lieu de prélèvement.

Le siltstone H15-50-3, prélevé au SE de la Crète (zone III), contient dans sa fraction argileuse beaucoup de kaolinite (85 %), accompagnée de quartz, d'un peu d'illite, chlorite, interstratifiés smectitiques et vermiculitiques. Cette composition est inattendue, car on n'en connaît pas d'équivalent dans les dépôts marins de cette région, où la kaolinite, depuis le Néogène, est toujours un minéral d'importance secondaire (MÉLIÈRES *et al.*, 1978). L'abondance de la kaolinite suggère un environnement continental agressif (climat chaud humide en milieu bien drainé), au moment de la formation de la roche. On en déduit la proximité probable d'un domaine émergé soumis à un climat hydrolysant.

IV. - CONCLUSION - RÉSUMÉ

Les principales observations que l'on peut tirer de l'analyse minéralogique, roche totale et fraction argileuse, des échantillons recueillis au cours de la campagne submersible Heat 1979, dans les fosses helléniques, se résument en cinq points.

— La composition des boues meubles est celle des dépôts hémipélagiques récents, connus dans la même région : les sédiments s'ordonnent selon des provinces minéralogiques classiques, ce qui reflète leur âge très récent et contribue à localiser les sources détritiques. Les argiles, le quartz, les feldspaths sont hérités, les carbonates sont pour l'essentiel authigènes, la goethite désigne des milieux oxydés et le gypse occasionnel paraît lié à la proximité des sapropels holocènes.

— la composition des sédiments consolidés est peu variable, selon qu'ils possèdent ou non un enduit noirâtre ferromanganeux. Cela montre leur origine similaire et l'importance secondaire des enduits, qui semblent favorisés par un dépôt faible et l'existence de courants de fond.

— Les sédiments consolidés résultent de la cristallisation d'une matrice de calcite magnésienne, formée aux dépens des ions de l'eau marine de fond, de pore et de la calcite s.s. ; son abondance détermine une diminution relative des minéraux argileux et du quartz. La lapidification carbonatée, déjà connue en Méditerranée orientale à propos de nodules isolés dans les sédiments meubles, atteint ici un développement extraordinaire, lié sans doute à des périodes du Quaternaire à sédimentation nulle ou faible, sous des températures et salinités relativement élevées. L'aragonite, liée aux tests de ptéropodes ou en cristallisation aciculaire, existe localement. La dolomite est généralement peu abondante et en partie terrigène, sauf au SE de la Crète (plongée 15-50) où a eu lieu une importante dolomitisation in situ, dont l'âge ne paraît pas anté-pléistocène d'après la minéralogie des argiles.

— La sédimentation argileuse est comparable dans les boues meubles et les sédiments consolidés, ce qui confère à ces derniers un âge post-pliocène hautement probable. L'éventail minéralogique est cependant plus large pour les dépôts consolidés, ce qui suggère un âge quaternaire variable selon les échantillons (variations minéralogiques d'origine paléoclimatique) et constitue un argument indirect et mineur en faveur d'une tectonique régionale active (LE PICHON *et al.*, 1979). Par ailleurs, la présence occasionnelle de teneurs élevées en smectite ou en attapulgite (palygorskite) suggère l'existence d'affleurements locaux de dépôts d'âge messinien et pliocène.

— La présence d'un grès à minéraux "alpins" un peu altérés au large du Péloponnèse (zone I) et d'un silstone à kaolinite au SE de la Crète (zone III) évoque l'existence d'altérations continentales anciennes et la présence temporaire au Cénozoïque supérieur (Messinien ?) de domaines émergés à proximité des lieux de plongée.

CHAPITRE X

Étude géochimique

Pierre DEBRABANT

Université des Sciences et Techniques de Lille I
U.E.R. des Sciences de la Terre
Laboratoire de Sédimentologie et Géochimie
59655 VILLENEUVE-D'ASCQ CEDEX (F)

Généralités 189

I. - Résultats des analyses (tab. I), interprétation 189

1. Les boues 189
2. Les niveaux durcis 190
3. Échantillons particuliers 191

II. - Comparaisons géochimiques entre les boues et les sédiments indurés 191

1. Analogies 191
2. Différences 192

III. - Les carbonates 193

1. La calcite magnésienne 193
2. L'aragonite 194
3. La dolomite 195

IV. - Conclusion 196

Tableau X-1 : échantillons HEAT, analyse chimique globale

Echant.	SiO_2 %	Al_2O_3 %	CaO %	MgO %	Na_2O %	K_2O %	TiO_2 %	Fe_2O_3 %	Mn ppm	Zn ppm	Li ppm	Ni ppm	Cr ppm	Sr ppm	Co ppm	Cu ppm	Pb ppm	V ppm	Cd ppm
o H 1-36- 3	56.60	7.72	12.42	2.50	2.02	0.96	0.39	3.93	953	126	41	100	102	232	24	22	25	63	1
★ H 1-36- 5	20.4	5.69	33.51	3.77	1.04	1.05	0.24	2.68	521	447	27	83	66	689	25	35	51	26	4
★ H 2-37- 1	23.5	6.34	28.68	4.06	1.31	1.17	0.20	3.32	653	184	32	127	86	653	29	49	45	42	3
★ H 3-38- 2	21.25	6.02	31.55	3.81	1.35	1.11	0.32	3.40	842	142	29	119	79	842	27	54	51	42	3
★ H 4-39-10	20.15	5.60	32.60	3.79	1.35	1.02	0.32	3.22	884	216	28	116	77	847	28	49	48	37	3
H 5-40- 3	11.00	3.07	42.29	3.76	0.51	0.54	0.16	1.75	468	137	13	67	44	668	24	28	49	16	4
H 6-41- 1	5.10	1.55	48.27	3.23	0.24	0.36	0.05	1.07	405	179	7	47	26	521	51	15	55	11	4
★ H 6-41- 3	19.75	5.72	33.23	3.81	1.15	1.02	0.27	3.07	732	132	27	108	70	805	26	51	56	26	3
H 7-42- 3	6.45	1.97	46.80	2.69	0.34	0.39	0.09	1.11	237	95	11	64	34	621	32	26	57	16	4
H 7-42- 5	3.55	1.07	49.67	3.88	0.24	0.24	0.06	0.57	247	116	6	41	21	563	41	13	66	5	5
H 7-42- 6	7.85	2.28	47.22	3.66	0.37	0.42	0.13	1.14	163	258	11	56	31	558	32	21	51	11	6
H 7-42- 7	3.75	1.31	50.16	2.65	0.27	0.27	0.04	0.71	258	158	9	39	25	853	33	36	52	32	5
H12-47- 5	9.10	2.72	43.79	3.68	0.44	0.48	0.15	1.54	184	184	12	66	35	574	26	22	40	21	4
H12-47- 6	16.4	4.43	37.43	3.09	0.78	0.57	0.33	2.50	263	242	17	58	65	5150	19	58	37	53	4
H12-47- 7	11.65	3.31	41.43	3.54	0.64	0.60	0.14	1.75	458	137	16	69	48	526	24	37	45	32	4
★ H12-47- 8	21.20	5.11	33.37	4.10	1.28	0.93	0.17	2.90	1305	211	26	118	83	816	28	40	40	53	4
★ H13-48- 1	22.35	6.02	30.78	3.62	1.52	1.11	0.32	3.65	1726	221	32	117	79	800	28	54	45	68	3
H13-48- 2	7.10	2.39	44.42	4.45	0.64	0.42	0.11	1.36	4500	126	12	59	44	1221	32	32	49	37	6
H13-48- 3	12.00	3.35	39.25	4.37	0.51	0.60	0.17	2.29	195	200	20	77	64	2237	31	25	45	63	4
H15-50- 1	8.65	2.80	27.91	19.07	0.47	0.54	0.13	1.25	642	111	21	26	32	316	14	14	43	26	3
H15-50- 2	4.80	1.30	29.87	19.48	0.37	0.30	0.08	0.89	416	247	16	24	23	284	19	15	44	32	3
★ H15-50. 2b	15.95	4.29	22.77	12.31	1.08	0.90	0.20	3.22	826	189	34	103	76	263	30	49	47	116	3
o H15-50. 3	69.55	8.19	3.15	1.02	1.48	0.45	0.47	8.26	1000	253	65	26	44	74	22	n.d.	34	53	2

★ Boues

o Roches

Vingt-trois échantillons sont analysés par les techniques classiques de l'absorption atomique et moléculaire après mise en solution par voie acide, pour les traces, et alcaline pour les majeurs.

Dix éléments majeurs sont étudiés : SiO_2, Al_2O_3, CaO, MgO, Na_2O, K_2O, TiO_2, P_2O_5, Fe_2O_3, le CO_2 étant défini par simple calcimétrie. Pour les traces, on recherche : Mn, Zn, Li, Ni, Cr, Sr, Co, Cu, Pb, V, Cd, soit onze éléments.

Deux échantillons de "croûte" sont soumis à l'analyse microquantitative par balayages couplés de S, F, Ca, P, Mn, Mg, Si.

I. - RÉSULTATS DES ANALYSES (tab. X-1) - INTERPRÉTATION

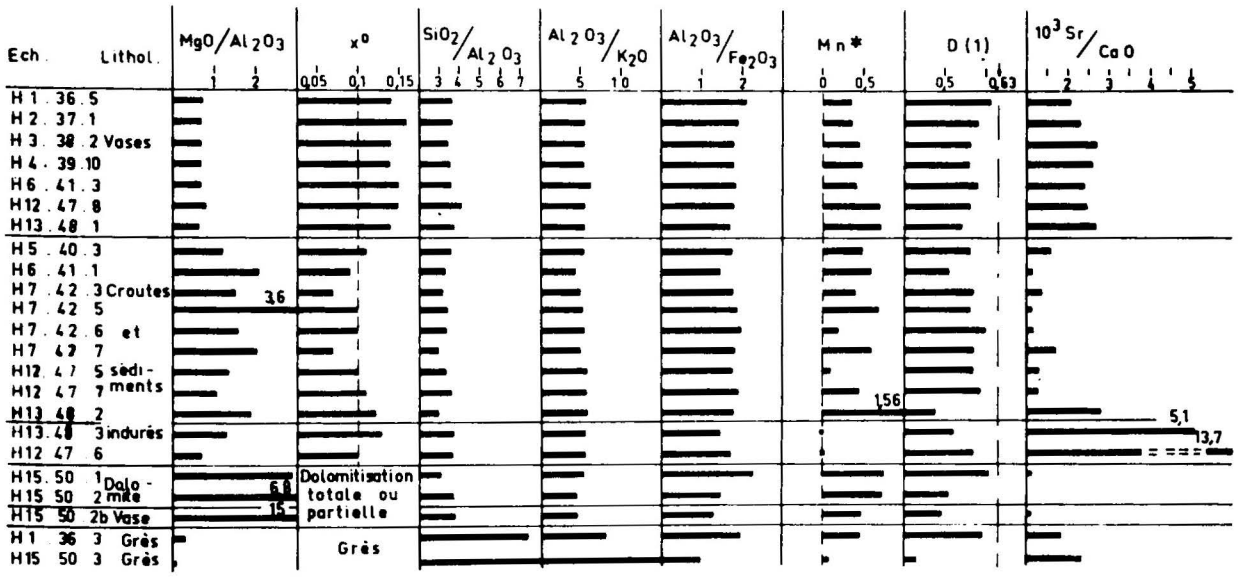
Dans les interprétations on garde à l'esprit le caractère dispersé de l'échantillonnage et son importance numérique relativement faible et l'on fait largement référence aux travaux de MILLIMAN et MÜLLER (1973), ou MÜLLER et FABRICIUS (1974). Ces auteurs ont étudié de multiples carottes de sédiments carbonatés superficiels en Méditerranée orientale et certains de leurs échantillons, très comparables aux nôtres, ont été prélevés entre les zones II et III de plongée de la campagne submersible Heat. Nous commentons les résultats essentiels en essayant de regrouper les échantillons par catégorie. On distingue ainsi, les boues, les niveaux encroûtés ou indurés et les échantillons particuliers.

Fig. X-1 : Synthèse de quelques paramètres géochimiques dans les échantillons de la mission CYANHEAT.

(o) $(Ca_{x-1}\ Mg_x)\ CO_3$, Calcite hautement magnésienne si $x > 0{,}10$

$Mn^* = \log \left[\frac{Mn\ Ech.}{Mn\ shales} / \frac{Fe\ Ech.}{Fe\ shales} \right]$ $Mn > o$ milieu oxydant ouvert (Mn shales = 600p p.m, Fe shales = 4,62 %)

(1) $D = Al / Al + Fe + Mn$ (Shales typiques D = 0,63)



1. Les boues

— Zone I : H1-36-5.
— Zone II : H2-37-1, H3-38-2, H4-39-10 et H6-41-3.
— Zone III : H12-47-8 et H13-48-1.

Quelle que soit leur origine, ces boues ont en commun de grandes affinités, surtout du point de vue des éléments majeurs. Elles forment une famille de sédiment contenant de 50 à 60 % de carbonate de calcium et de 20 à 23 % de silice sous diverses formes mais essentiellement argileuse : SiO_2/Al_2O_3 oscille entre 3,5 et 4 (fig. X-1). La particularité essentielle de ces sédiments est l'abondance relative du magnésium vis-à-vis de l'aluminium et du fer.

Il y a systématiquement plus de magnésium que de fer ($Fe_2O_3/MgO < 1$) et le paramètre Al_2O_3/Fe_2O_3 n'est pas non plus très élevé (< 2). D'où un caractère assez ferromagnésien de ces échantillons. Nous verrons ultérieurement que le magnésium ne paraît pas, pour sa plus grande part, lié aux argiles. D'où son association possible à la calcite sédimentaire $(Ca_{1-x}Mg_x)$ CO avec $O < x < 0,25$.

Connaissant Al_2O_3 dans la roche étudiée et le rapport $MgO/Al_2O_3 = 0,16$, normé par rapport aux shales, on peut calculer d'une manière suffisamment précise la quantité de magnésium liée aux carbonates :

— si $x > 0,10$, la calcite est hautement magnésienne ;
— si $x < 0,05$, la calcite est faiblement magnésienne (BERNER).

Si l'on suppose par ailleurs, toute la chaux carbonatée, le calcul de x montre à l'évidence (fig. X-1) que la phase carbonatée des boues contient de la calcite hautement magnésienne ($x = 0,11$). Ce qui confirme l'étude minéralogique effectuée simultanément par CHAMLEY (Ch. IX) et les travaux de MILLIMAN et MÜLLER qui donnent le même taux de magnésium carbonaté (11 %).

Quant à la phase argileuse, elle doit être très homogène, compte tenu de la stabilité de Al_2O_3/K_2O. Par ailleurs, le sodium domine légèrement le potassium (en général $Na_2O/K_2O > 1$).

En ce qui concerne les traces, le manganèse est normalement représenté, l'indice Mn* est largement positif, témoin d'un dépôt en milieu ouvert, normalement oxygéné. Cependant, dans le troisième site de plongée, les échantillons H12-47-8 et H13-48-1 présentent des concentrations un peu plus élevées, deux fois plus importantes. L'effet se porte également sur le vanadium.

Enfin, compte tenu de leur degré de carbonatation, ces sédiments possèdent des teneurs assez élevées en Ni, Co, Cu et Cr. Le phosphate, s'il existe, n'est présent qu'à l'état de traces.

2. Les niveaux durcis

— Zone II : H5-40-3, H6-41-1, H7-42-3, 5 et 6.
— Zone III : H12-47-5, 6 et 7, H13-48-2 et 3.

Nous avons regroupé sous ce vocable les échantillons que l'on peut désigner par les termes d'encroûtements ou de calcaires marneux (tel H12-47-7) du fait de l'identité de leurs compositions chimiques. Tous ces échantillons contiennent en moyenne 80 % de carbonate de calcium et moins de 12 % de SiO_2.

Dans le détail, ces échantillons carbonatés indurés ont une composition chimique un peu moins homogène que les boues. Les répartitions du calcium et du magnésium sont un peu plus aléatoires et permettent de calculer pour la calcite magnésienne des pourcentages x de $MgCO_3$ fluctuant entre 6 et 10, ce qui est inférieur aux données de MILLIMAN et MÜLLER ($x = 12$ %) portant sur des nodules de calcite magnésienne de la même région, mais cadre bien avec les résultats de FISCHER et GARRISON (1967) soit $0,06 < x < 0,08$.

Par ailleurs, dans leur ensemble, les échantillons de la troisième zone (H12-47 et 13-48) sont plus silicatés et donc plus argileux comme le montre les résultats de CHAMLEY. De plus, les échantillons de la zone III (H12-47-6, H13-48-2 et H13-48-3) offrent des particularités tout à fait remarquables :

— un développement exceptionnel du strontium par rapport aux autres échantillons (plus de 5.000 p.p.m. en H12-47-6) ;

— des concentrations anormales en manganèse, soit déficitaires et qui amènent Mn* au voisinage de O, soit très excédentaires (H13-48-2).

Le premier point laisse présager que la diagenèse a épargné tout ou partie de l'aragonite, ce que montre bien l'étude minéralogique qui n'offre en abondance ce minéral que dans les trois échantillons précités. Le second point implique un paléo-environnement du dépôt ou de la diagenèse différent de celui des autres échantillons examinés, dans le cadre de la mission. Ce changement devrait aller dans le sens d'un confinement plus marqué puisque, jusqu'alors, le milieu paraissait largement oxydant donc suffisamment ouvert.

Ce confinement est sans doute à l'origine de la conservation de l'aragonite.

3. Échantillons particuliers

a) Échantillons de la série H15-50 (zone III), soit deux sédiments indurés légèrement encroûtés H15-50-1 et H15-50-2 et une boue H15-50-2b, que l'on a débarrassée de ses multiples éléments graveleux.

Comme l'indique l'analyse minéralogique, il s'agit pour les deux premiers de dolomies qui contiennent de l'ordre de 85 à 90 % de dolomite pour 9 et 5 % de silice.

La boue, plus silicatée, contient néanmoins encore 12,31 % de MgO. Après correction du magnésium silicaté, considérons que toute la chaux et la magnésie restantes sont sous forme carbonatée et rappelons que la dolomite est de la forme : $Ca_{1-y}\ Mg_{1-y}\ (CO_3)_2$ avec $O \leqslant y \leqslant 12$ (BERNER, 1971).

Dès lors, on peut calculer y pour les trois échantillons :

Échantillons	CaO	MgO	MgO corrigé	y	Formule
H15-50-1	27,91	19,07	18,62	0,02	$Ca_{1,04}\ Mg_{0,96}\ (CO_3)_2$
H15-50-2	29,87	19,48	19,27	0,05	$Ca_{1,05}\ Mg_{0,95}\ (CO_3)_2$
H15-50-2b	22,77	12,31	11,62	0,17	impossible $y<0,12$
H15-50-2b	22,77	12,31	11,62	x 0,42	impossible $y < 0,25$ dans $(Ca_{1-x}Mg_x)\ CO_3$

Le calcul propose pour les dolomites H15-50-1 et H15-50-2 des formules extrêmement voisines et équimolaires, ce qui confirme les observations de MILLIMAN et MÜLLER (1973).

La boue H15-50-2b contient un mélange de carbonates (calcite et dolomite), ainsi que le montre CHAMLEY.

A l'exception d'un déficit en strontium et sans évoquer les paramètres magnésiens totalement bouleversés, ces trois échantillons ne montrent aucune propriété particulière de leur fond silicaté, qui semble identique à celui des échantillons précédents.

b) Les roches. Les grès azoïques H1-36-3 (zone I) et H15-50-3 (zone III) ont été accessoirement analysés.

H1-36-3 : défini comme grès fin à chlorite, est une roche à ciment carbonaté (soit environ 22 % de $CaCO_3$), nettement plus sodique que potassique. A l'exception du manganèse (950 p.p.m.), cette roche ne présente aucune concentration particulière en traces métallifères.

H15-50-3 : défini comme un silt quartzeux un peu calcitique (5 % de $CaCO_3$). La teneur en silice est nettement plus élevée que dans le cas précédent et surtout le potassium est fortement déficitaire à l'inverse du fer, aussi largement représenté que l'aluminium.

Ces deux grès, tant du point de vue des traces que des majeurs, sont deux roches totalement différentes et sans rapport direct avec les sédiments précédemment étudiés.

II. - COMPARAISONS GÉOCHIMIQUES ENTRE LES BOUES ET LES SÉDIMENTS INDURÉS

Le principal intérêt de cette série analytique est essentiellement de pouvoir comparer les boues carbonées des trois sites de plongée et les sédiments indurés pouvant leur correspondre. On va y découvrir des différences mais aussi de nombreuses analogies.

1. Analogies

En premier lieu, les analogies essentielles peuvent se résumer dans le développement du caractère magnésien fluctuant de la phase carbonatée et la stabilité de la fraction silicatée alumino-ferrifère.

Ces aspects se marquent nettement dans le diagramme (Al_2O_3, Fe_2O_3 MgO), fig. X-2, où les points représentatifs des sédiments étudiés s'alignent sans aucun doute possible le long d'une droite dont une expression, dans le diagramme proposé, pourrait être de la forme :
$(FE_2O_3) = 0{,}35\ (MgO) + 35{,}65$

Ceci montre à l'évidence que :

— la phase alumino-ferrifère est de composition constante, ce que confirme l'étude du paramètre Al_2O_3/Fe_2O_3 (fig. X-1) ;

— l'essentiel du magnésium est une phase indépendante des phyllosilicates.

En second lieu, la répartition du manganèse (Mn* largement positif, fig. X-1) laisse penser que le milieu de dépôt des boues et des sédiments durcis était normalement oxygéné donc bien ouvert.

En troisième lieu, l'ensemble des paramètres marqueurs de la phase détritique (SiO_2/Al_2O_3 ; Al_2O_3/K_2O ; Al_2O_3/Fe_2O_3) reste stable, confirmant la constance du spectre argileux, que l'on s'adresse aux boues ou aux sédiments lithifiés.

Enfin, lorsque l'on s'éloigne vers la troisième zone de plongée, les deux types de sédiments offrent simultanément des particularités par rapport à l'ensemble des échantillons étudiés :

— concentration anormale en Mn, Sr (aragonite) ;

— dolomitisation.

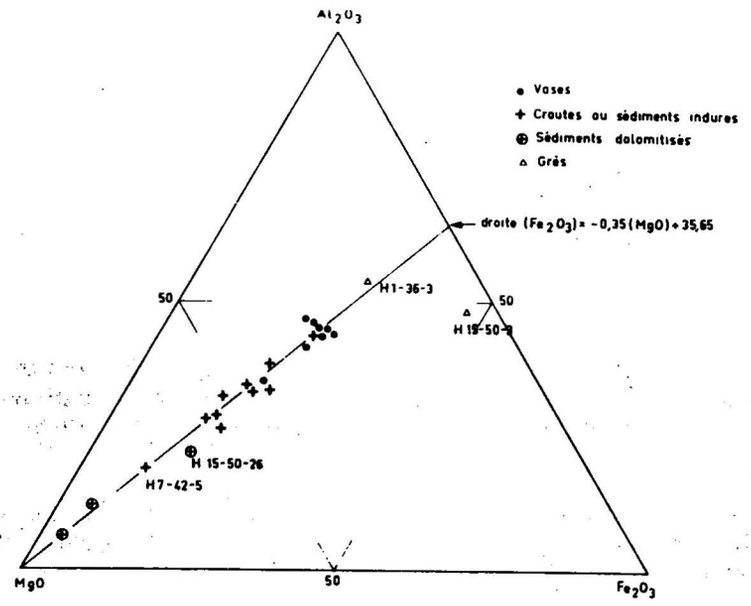
2. Différences

Lorsque l'on passe des boues aux sédiments indurés :

— la concentration en carbonate de calcium s'accroît d'environ 20 % ;

— les paramètres magnésiens : MgO/K_2O, MgO/Al_2O_3, Fe_2O_3/MgO (fig. X-1) varient fortement du fait de la liaison du magnésium avec la phase carbonatée et du tassement important de la phase argileuse. Ceci se traduit, sur la fig. X-2, par une disposition des points, représentatifs des échantillons lithifiés, plus proche du pôle magnésien ;

Fig. X-2 : Échantillons de la mission CYANHEAT dans le diagramme AL_2O_3-Fe_2O_3-M_9O



— le paramètre Sr/CaO s'effondre (fig. X-1), ce qui laisse supposer la recristallisation des carbonates biogéniques originels avec passage du Sr en solution intersticielle; remarquons, à titre d'exemple, que l'échantillon H7-42-5, nourri de ptéropodes, est actuellement totalement dépourvu d'aragonite.

Si les sédiments lithifiés contiennent autant de magnésium que les sédiments meubles, celui-ci semble plus irrégulièrement réparti. Il est possible de calculer que la calcite magnésienne des sédiments meubles contient 11 % de $MgCO_3$, alors que celle des sédiments indurés en contiendrait 6 à 10 %. Ce serait la quantité globale de carbonate qui permettrait, dans ce second cas, une accumulation en MgO identique à celle des boues plus silicatées.

Comme l'exprime la minéralogie, la calcite magnésienne est à l'origine de la lithification des encroûtements.

Des essais de balayage effectués à la microsonde électronique, sur des encroûtements, mettent bien en évidence l'accroissement relatif du calcium à l'extrême périphérie du sédiment, c'est donc un phénomène très superficiel. Par contre, ces balayages ne montrent aucun accroissement particulier en Fe, Mn, Si, S ou P. Au contraire, certains de ces éléments auraient plutôt tendance à décroître vers l'intérieur du sédiment. Il faut d'ailleurs noter à ce propos que les dépôts d'oxyde de manganèse qui tapissent certains échantillons sont sans épaisseur. Leur diffusion vers l'intérieur du sédiment est quasi nulle, malgré un halo pourtant visible. Il s'agit donc d'un épi-phénomène postérieur à la lithification, l'encroûtement ayant accueilli un Mn très récent toujours prêt à précipiter dès que se présente un support et à s'accumuler si le taux de sédimentation se ralentit suffisamment pour éviter sa dilution dans la boue.

III. - LES CARBONATES

1. La calcite magnésienne

Le durcissement du sédiment n'est lié à aucun phénomène de métallisation, phosphatisation, sulfatisation, etc. Les encroûtements sont simplement associés à un processus diagénétique précoce, précipitant dans les pores de la calcite magnésienne. La recherche de l'origine de ce minéral n'est pas simple. Elle a déjà été tentée par MILLIMAN et MÜLLER (1973), qui le supposent inorganique et conçoivent que sa concentration très superficielle indique une précipitation avant enfouissement. Se basant sur les observations faites en mer Rouge, ces auteurs situent la source du magnésium dans l'eau de mer principalement et les conditions physico-chimiques (salinité et température élevée) intermédiaires entre les valeurs actuelles et celles de la mer Rouge (tab. X-2).

Tableau X-2 :
Intervalles de température et de salinité
(selon MILLIMAN et MÜLLER, 1973)

	Température °C	Salinité ‰
Océan profond	0,5 - 2,5	35 - 36
Méditerranée profonde	13,7	38,4 - 38,6
Fond de la mer Rouge	22	40,5 - 41

Il faut également supposer qu'un taux de sédimentation faible intervient simultanément pour exposer suffisamment les sédiments à l'eau de mer : MÜLLER et FABRICIUS (1974) montrent que les nodules de calcite magnésienne, qu'ils étudient en Méditerranée occidentale, s'accompagnent souvent de lacunes stratigraphiques.

Outre la précipitation à partir de l'eau de mer, la calcite hautement magnésienne ou le carbonate biogénique du sédiment préexistant auraient également participé à la réaction : tel H7-42-5 fortement déficitaire en Sr, et dépourvu d'aragonite bien que très riche en ptéropodes recristallisés.

Empruntons à SAYLES et MANHEIM (1975), pour proposer quelques schémas selon :

1. $(Ca_x Sr_{1-x})\ CO_3$ (aragonite) $+ (1-y)\ Mg^{++}_{aq} \rightleftharpoons (Ca_y Mg_{1-y})\ CO_3$ (calcite magnésienne) $+ (1-x)\ Sr^{++} + (x-y)\ Ca^{2+}_{aq}$

   avec $y < x$.

2. $Ca^{2+}_{aq} + (Ca_z Mg_{1-z})\ CO_3$ (calcite hautement magnésienne) $\rightleftharpoons (Ca_t Mg_{1-t})\ CO_3$ (calcite moins magnésienne) $+ (t-z)\ Mg^{2+}_{aq}$

   avec $t > z$.

Dans ce schéma, le Ca^{2+} libéré par recristallisation de l'aragonite en calcite magnésienne, accélère la transformation de la calcite hautement magnésienne en calcite moins magnésienne et la libération du Mg^{2+} correspondant devient à son tour catalyseur de la réaction (1).

En fait, certains points demeurent obscurs lorsque l'on compare la minéralogie carbonatée des boues et des sédiments indurés. Ainsi, la disparition de la calcite s.s. en passant des boues aux encroûtements est peu compatible avec ce que l'on sait de la thermodynamique de la recristallisation du carbonate de calcium.

Il n'est pas non plus certain qu'il faille rechercher l'origine des encroûtements dans un sédiment dont le type exact serait la boue voisine. Rappelons à cet effet que dans les boues des zones I et II on ne signale pas d'aragonite, alors que certains encroûtements actuellement en calcite magnésienne ont été riches en ptéropodes.

2. L'aragonite

Sa présence à la profondeur des prélèvements est inhabituelle. C'est ce que remarque MILLIMAN et MÜLLER (1973), qui la découvrent également à proximité de la zone III. Elle est alors abondante et non associée aux ptéropodes, donc vraisemblablement inorganique. C'est également le cas de certains de nos échantillons (H12-47-6). Ainsi que les auteurs précités, nous supposons l'existence de facteurs ayant permis sa préservation. Le paléo-environnement des sédiments étudiés dans les zones I et II et des boues de la zone III est en général largement oxydant, nous le considérons ici comme plus confiné pour les échantillons indurés de la zone III. Ce qui cadre bien avec les teneurs anormales en Mn et les descriptions de MILLIMAN et MÜLLER (1973) qui remarquent que leurs échantillons aragonitiques proviennent tous de bassins semi-fermés.

A titre de réflexion rappelons que l'on peut schématiquement écrire la transformation de l'aragonite en calcite selon :

1. $xH^+_{aq} + (Ca_{1-x} Sr_x)\ CO_3$ (aragonite) $\rightarrow xSr^{++} + xHCO^-_{3aq} + (1-x)\ CaCO_3$ (calcite)

Par ailleurs, en milieu confiné, la réduction des sulfates par la matière organique peut se schématiser par :

2. $2\ CH_2O + SO^=_{4aq} \rightarrow H_2S_{aq} + 2\ HCO^-_{3aq}$

   ou

3. $2\ CH_2O + SO^=_{4aq} \rightarrow HCO^-_{3aq} + HS^-_{aq} + CO_{2aq} + H_2O_{aq}$ (BERNER, 1971).

Si la destruction de la matière organique se limite à la réaction 2., CO_2 n'est pas libéré en abondance, le milieu demeure suffisamment alcalin et la libération de HCO_3 par (2) inhibe la réaction (1) dans le sens direct. L'aragonite pourrait ainsi se trouver momentanément protégée.

Notons enfin que l'aragonite inorganique aurait pu apparaître pendant les périodes de plus haute salinité, par exemple, au cours des derniers abaissements eustatiques, ainsi que cela se démontre en mer Rouge (MILLIMAN et MÜLLER, 1973).

3. La dolomite

Également typique de la zone III, la dolomite a été observée dans cette région par MILLIMAN et MÜLLER (1973). Ces auteurs la suppose authigène et bien cristallisée avec une égale contribution de Mg et Ca (ce que nous avons retrouvé par le calcul). Ceci demande un temps de formation assez long et cadre bien avec l'âge pliocène proposé par GLAÇON (Ch. IV) pour les grumeaux de la boue hétérogène H15-50-2b. En effet, CHAMLEY (Ch. IX) montre que dans ce sédiment, la dolomite n'appartient qu'aux grumeaux plus ou moins indurés, la matrice meuble étant plutôt calcitique. Le mécanisme de formation de la dolomite récente demeure mal connu. Rappelons qu'on l'a souvent associé à de hautes salinités (BERNER, 1971). Néanmoins, remarquons avec CHAMLEY que la calcite magnésienne a disparu des sédiments dolomitisés, même dans la boue H15-50-2b où l'on ne retrouve qu'une association calcite-dolomite. Tandis que MILLIMAN et MÜLLER (1973) montrent, dans les carottes qu'ils étudient en Méditerranée orientale, que la calcite magnésienne passe, à faible profondeur (2-4 m), à une calcite s.s., avec libération du Mg qui diffuse dans l'eau intersticielle.

Nous touchons peut-être là un exemple concret de l'application de la réaction proposée par BERNER (1971), à savoir :

4. $(1-2y)\,(Ca_{1-x}Mg_x)\,CO_3 \rightarrow (1-2x)\,(Ca_{1-y}Mg_y)\,CO_3 + (x-y)\,Ca\,Mg\,(CO_3)_2$

calcite hautement magnésienne — calcite faiblement magnésienne — dolomite

$y < x$.

SAYLES et MANHEIM évoqueraient plutôt l'action de HCO_3 libéré en milieu confiné (cf. plus haut, réactions 2 et 3), selon :

5. $Ca\,CO_3 + Mg^{2+} + 2\,HCO_3^- \rightleftarrows Ca\,Mg\,(CO_3)_2 + CO_2 + H_2O$

calcite — dolomite

CO_2 libéré par les réactions 3 et 5 accélère la réaction en aidant à la dissolution de $CaCO_3$.

Tableau X-3 : Cyanheat, paragenèses carbonatées

H. CHAMLEY (comm. person.)

	Paragenèses carbonatées des boues	Paragenèses carbonatées des croûtes
Zones I et II	calcite s.s. + calcite magnésienne	calcite magnésienne
Zone III	calcite s.s.	calcite magnésienne + aragonite
Zone III (15-50)	calcite s.s. + dolomite	dolomite
Stabilité thermodynamique des carbonates Dolomite > Calcite s.s. > Calcite magnésienne > Aragonite		

Seuls les échantillons H15-50 fourniraient un passage logique des boues vers les sédiments lithifiés. Malheureusement, le prélèvement H15-50-2b est d'âge composite : un sédiment meuble calcitique récent et des grumeaux dolomitiques pliocènes.

Toutes ces obscurités mériteraient d'être levées. Néanmoins, la campagne submersible Cyanheat a montré que, du fait de la salinité et de la température particulières du fond de la Méditerranée, les zones II et III semblent constituer un champ d'exploration privilégié pour l'étude des équilibres carbonatés en milieu naturel et particulièrement pour ce qui concerne la dolomitisation.

Il est certain que les analyses de sédiments et de leur eau interstitielle, effectuées verticalement sur de courtes carottes prélevées en ces lieux, apporteraient des éclaircissements réels sur ces problèmes d'équilibres et sur le paléo-environnement de leur fonctionnement.

IV. - CONCLUSION

Du point de vue géochimique, les observations essentielles de cette étude se situent au niveau de la phase carbonatée des sédiments, qu'ils soient meubles ou indurés, tous sont marqués par le développement de leur caractère magnésien. Nous retiendrons que :

— la lithification des encroûtements s'effectue par la précipitation de carbonates magnésiens et la recristallisation de carbonates biogéniques au cours de la diagenèse précoce;

— cette lithification est tout à fait superficielle; elle fait appel au magnésium de l'eau de mer et au magnésium interstitiel pendant une période de sédimentation fortement ralentie;

— dans une même zone de plongée, la phase silicatée alumino-ferrifère demeure la même lorsque l'on passe des sédiments indurés aux sédiments meubles; par conséquent, une raison tectonique majeure ne devrait pas séparer ces deux types de sédiments puisqu'il n'y a pas de renouvellement des apports détritiques;

— le développement de la calcite hautement magnésienne dans les boues des zones I et II confirme l'âge très récent de ces sédiments;

— les niveaux indurés n'ont pas nécessairement pour origine la lithification d'un sédiment meuble du type des boues qu'on leur associe sur la même zone de plongée; pour une filiation directe, il faudrait d'abord admettre que la calcite s.s. des boues soit instable devant la calcite magnésienne des sédiments lithifiés (ce qui est thermodynamiquement difficile à saisir); ensuite, il faudrait trouver une explication à l'absence d'aragonite dans les boues, alors que son existence antérieure est confirmée dans les croûtes (ptéropodes nombreux), ce qui conduirait à admettre que les croûtes se sont formées avec une lysoclyne nettement plus basse qu'actuellement;

— la zone III se distingue nettement des deux précédentes; ses boues ne contiennent pratiquement plus de calcite magnésienne; ses sédiments lithifiés sont dolomitiques ou aragonitiques (l'aragonite pouvant être inorganique);

— les lithifications de la zone III de plongée auraient été insérées dans un environnement plus confiné et peut-être plus salé que celui des zones I et II.

Remarque : si l'on examine un schéma simplifié des associations carbonatées rapportées par la campagne submersible Heat (tab. X-3), on s'aperçoit que les boues présentent presque systématiquement des paragenèses thermodynamiquement plus stables que celles des sédiments lithifiés, ce qui, a priori, paraît obscur.

SECTION IV

GÉOCHIMIE ISOTOPIQUE ET MICROSCOPE ÉLECTRONIQUE A BALAYAGE (MEB)

CHAPITRE XI

Hardground formation in the Hellenic trench : penesaline to hypersaline marine carbonate diagenesis

Daniel BERNOULLI
Université de Bâle
Institut de Géologie
Bernoullistrasse 32
CH-4056 BALE(CH)

Judith MC KENZIE
Institut de Géologie
ETH-Zentrum
CH-8092 ZÜRICH (CH)

I. - Methods 199
II. - Depositional features 200
III. - Diagenesis
a) Matapan and Poseidon Trenches 201
b) Strabo Trench 202
IV. - Stable isotope results 204
V. - Discussion and conclusions 205

During deep-sea dives with the Cyana submersible in the region of the Hellenic Trench, extraordinary Quaternary hardgrounds, semi-lithified to lithified carbonate crusts, were noted. Although the existence of similar non-depositional and erosional surfaces has been previously recognized in the ancient record, this was the first time that Quaternary hardgrounds could be observed in situ and precisely sampled. The samples were collected in water depths of 1600 to 3000 m from three distinct zones within the Hellenic Trench area : Zone I : Matapan Trench, Zone II : Poseidon Trench and Zone III : Strabo Trench. This study of the acquired material is an attempt to understand the mechanism of hardground formation within the context of their physical environment.

I. - METHODS

Forty samples were investigated in thin section and smear slide with the aid of a petrographic microscope. All of the carbonate samples were also examined with a Cambridge Stereoscan Mark 2A with an Energy Dispersive Microanalyzer (EDAX 707 A) attachment. R. GUGGENHEIM provided facilities at the SEM Laboratory of the University of Basel, and S. BOWALD operated the SEM and prepared the microphotographs. The carbonate minerals were indentified by X-ray diffraction analysis. The weight percent of the carbonate minerals was estimated from the height of the major diffraction peaks. Stable isotope analyses of the bulk carbonate samples were made by the traditional method for CO_2 release. Measurements were obtained on a Micromass 903, a triple collector mass spectrometer. The isotopic data are reported as per mil (‰) deviations from the PDB standard. The lithology, carbonate mineralogy and stable isotope data are listed in table 1 and graphically illustrated in fig. XI-1 to XI-3. In this report, we concentrated on the study of the diagenesis of the pelagic carbonate sediments. Analytical data for two sandstones (H1-36-1, H1-36-3) from the Matapan Trench, a dolomitic ooid grainstone (H5-40-6) from the Poseidon Trench, and a micritic pebble in a conglomeratic hardground (H5-40-1a) from the Poseidon Trench are presented in appendix XI-1.

II. - DEPOSITIONAL FEATURES

All carbonate sediments investigated, oozes, chalks, limestone crusts and hard limestones, are interpreted as progressive stages in the lithification of pelagic oozes. The sediments are composed of various proportions of a lutitic matrix, essentially coccoliths and micritic carbonate of diagenetic origin, and of planktonic foraminifera and pteropods with an admixture of land-derived clay minerals, fine sand- to silt-sized quartz and traces of feldspar. The depositional textures can be described as sparse to packed biomicrites or skeletal wacke- to packstones. The various proportions of pelagic organisms and lime mud reflect the varying climatic conditions during the Quaternary that affected fertility and faunal-floral associations in the surface waters and the deep current system in the Mediterranean. However, without undisturbed core samples, it is impossible to interpret the significance of these climatic effects on sedimentation and diagenesis within a stratigraphic framework.

Nearly all the carbonate sediments are light colored, generally white to light yellow, tan or pink, and were slowly deposited under oxidizing conditions. In thin section, many of the chalks and limestones show an irregular distribution of planktonic foraminifera tests and a random orientation of larger, elongated pteropod tests. This suggests reworking by burrowing organisms that, sometimes, may mix sediments of different age (e.g. H1-36-4; GLAÇON, Ch. IV). In sample H11-46-2, well -defined burrows of Chondrites-type filled by light grey foraminiferal chalk occur in an argillaceous chalk which is rich in organic matter. This "sapropel" chalk is suggestive of an anoxic event. In one composite crust (H7-42-6) calcareous mudstone contains abundant volcanic material.

The hard micritic limestone fills of sponge skeletons, collected along the inner wall of the Poseidon Trench, zone II, represent infills of pelagic limestones that also contain tests of planktonic foraminifera and of pteropods. Rare relics of coccoliths (H4-39-9) in the neomorphically formed high Mg-calcite micrite matrix confirm the pelagic origin of the infilled sediments. Moreover, these fit very well into the observed diagenetic sequence of pelagic limestones as revealed by stable isotope data. Pelagic chalk and ooze sometimes fill younger biogenic borings in the limestone infills of the sponge skeletons.

III. - DIAGENESIS

Diagenesis of the pelagic carbonate oozes resulted in the formation of chalks, lithified nodules and of nannofossil limestones. The crusts are often affected by biogenic boring, encrusted by serpulids and sponges, and eventually by a thin crust of ferromanganese sesquioxides. The progressive lithification from the exterior of the crust towards the interior is seen under the stereoscan electron microscope as a passage from a nannofossil limestone along the lithified crust towards relatively porous nannofossil chalk in the less indurated part. Increasing lithification is clearly reflected by more positive oxygen-18 values and greater high-magnesian calcite contents within the same nodule (e.g. H11-46-3, tab. XI-1). Different phases of lithification are indicated by complexly layered limestone crusts (e.g. H12-47-5) and by limestone pebbles coated by serpulids and sponges, which in turn are embedded in a younger limestone matrix (H6-41-1).

For the purpose of this study, we have classified the pelagic carbonates based on their degree of induration and on their ultrastructure into four categories : 1. Unlithified nannofossil oozes; 2. Nannofossil chalks, friable to indurated coccolith chalks and crusts with moderate overgrowth cement and considerable porosity; 3. Hard, lithified crusts and slabs of limestone, that under the stereoscan electron microscope appear to be composed of strongly overgrown coccoliths and micritic carbonate but still show some of their initial porosity ; 4. Hard, fully cemented micritic limestones that under the stereoscan electron microscope present a blocky mosaic of tightly interlocking high magnesian calcite crystals (< 5 microns), and in which coccolith remains are very rare. The micritic limestone is found mainly in limestone fills of sponges collected along the inner wall of the Poseidon Trench.

The progressive lithification from ooze to micritic limestone is accompanied by a shift in the oxygen-18 content towards more positive values and by a general increase in the high-magnesian calcite content from around 45 % in the oozes to 60-80 % in the chalks and up to 100 % in the micritic limestones. The occurrence of larger amounts of diagenetically formed aragonite and extremely low carbon-13 values in the carbonates of the Strabo Trench, zone III, points to unusual diagenetic conditions.

Matapan (zone I) and Poseidon Trenches (zone II)

Although the pelagic oozes remain soft and unlithified, incipient diagenesis is indicated by corrosion and partial dissolution of smaller and more fragile coccoliths. The more robust forms show incipient overgrowth by calcite, which is thought to be high-magnesian based on the X-ray diffraction data. Pteropods are generally well preserved, and planktonic foraminifera are free of cement.

In the chalks and nannofossil limestones, dissolution of small coccoliths and overgrowth on larger forms become more prominent (pl. XI-1, fig. 1 and 2). In contrast to syntaxial overgrowth on coccoliths as observed in late Mesozoic to Tertiary coccolith oozes cemented under overburden, coccolith overgrowth in our samples shows a marked tendency towards the development of large rhombohedral crystals possibly indicative of high-magnesian calcite (pl. XI-1, fig. 3 and 4). The matrix also contains micritic carbonate grains of diagenetic origin (pl. XI-1, fig. 2) and occasional dolomite rhombs. Planktonic foraminifera are internally cemented by rhombohedral, high-magnesian calcite crystals. The prismatic outer layer of thick-shelled specimens is syntaxially overgrown by calcite terminating in rhombohedral crystal faces (pl. XI-1, fig. 3). Pteropods exhibit, often within the same sample, different stages of preservation ranging from unaltered or only corroded to completely dissolved tests. Heavily corroded tests may be internally cemented by blocky crystals of high-magnesian calcite. In some cases, the molds are impregnated with iron hydroxides or are filled by fine to drusy calcitic cements (solution-cavity fill) and even by fine pelagic sediment containing tiny planktonic foraminifera (sample H7-42-4).

The structure of the micritic limestones is composed of tightly interlocking mosaics of blocky, equidimensional, anhedral crystals of high-magnesian calcite (pl. XI-1, fig. 6). Relics of coccoliths are extremely rare. In the limestone fills of the sponges from the inner wall of the Poseidon Trench, the skeletal material of the sponges has been dissolved and the former sponge material appears as calcite-cemented molds (sample H14-49-2). Planktonic foraminifera are internally cemented by syntaxial, prismatic, high-magnesian calcite crystals that terminate with rhombohedral faces or completely occlude the intraskeletal pore space. Externally, the planktonic foraminifera are coated by a thick prismatic layer. Pteropods again show a wide variety of preservational stages ranging from aragonitic tests to partially dissolved skeletons stained by iron-hydroxides to solution-molds cemented by high-magnesian calcite. Aragonitic tests may be cemented by high-magnesian calcite, or, in rare cases, by syntaxial fibrous aragonite (pl. XI-1, fig. 5, sample H5-40-7). In one case (also sample H5-40-7), sparse aragonite needles have been found in solution molds of pteropods.

Variations in the composition of the diagenetic solutions during formation of the nannofossil chalks and limestones is indicated by the occasional corrosion of planktonic foraminifera with earlier overgrowth cements, particularly their microgranular layer and to a lesser extent their prismatic layer, and by the corrosion of coccoliths and their diagenetic overgrowths (sample H7-42-7a, H11-46-1 ; pl. XI-1, fig. 3 and 4).

Strabo Trench (zone III)

Diagenesis of chalks and limestones collected from the Strabo Trench during dive H12-47 is, with one exception (H12-47-6), essentially the same as diagenesis in the Matapan and Poseidon Trenches. Progressive lithification is achieved by selective dissolution of fragile coccoliths, overgrowths of magnesian calcite on the more robust nannofossils, progressive corrosion and dissolution of pteropod tests, and intraskeletal cementation of planktonic foraminifera by high-magnesian calcite. Partial dissolution of skeletal calcite in coccoliths and foraminifera is widespread and together with corrosion of diagenetically formed carbonate again points to variations in the composition of diagenetic fluids. Precipitation of high-magnesian calcite during dissolution/precipitation processes is documented by an increase in the amount of high-magnesian calcite found in X-ray diffraction analysis. Stable isotope values fall well within the range of values from the other two zones (see fig. XI-1). Sample H12-47-6 is a chalk with an aragonite content of more than 50 %. Stereoscan electron micrographs (pl. XI-3, fig. 1) show a network of elongated pseudohexagonal crystals a few tens of microns long and several microns across with interspersed, very fine-grained, micritic carbonate. Occasional crystals of gypsum and dolomite, a few microns wide, are present but are too infrequent to be detected by X-ray diffraction. Oxygen-18 values fall well within the range of the Hellenic Trench carbonates, but carbon-13 values are extremely negative (– 37‰). We interpret the elongated needle-like crystals to be aragonite which was formed in a pelagic sediment under peculiar diagenetic conditions. The pelagic origin of the sediment is suggested by its very fine grain size and the presence of occasional relics of planktonic foraminifera and coccoliths.

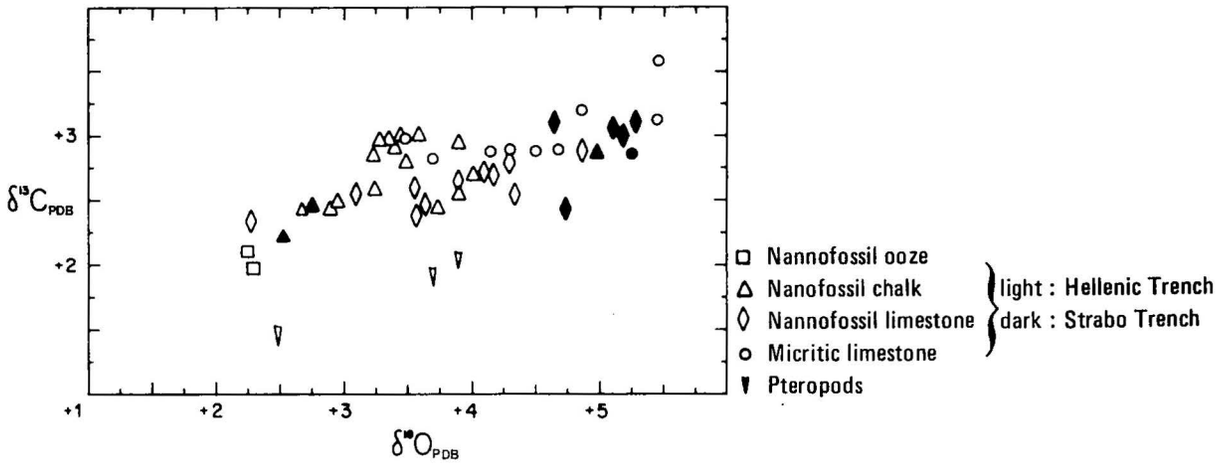


Fig. XI-1 : Oxygen-18 versus carbon-13 values of Hellenic Trench samples, which have carbon-13 values that are basically in isotopic equilibrium with atmospheric CO_2. The graph illustrates the trend towards more positive oxygen-18 values with the progressive transformation of pelagic oozes to micritic limestones at the sediment-water interface.

Limestones from dive H13-48 (H13-48-2 to 4) are characterized by the abundance of aragonite cement (pl. XI-2). Nannofossil ooze (H13-48-1) sampled during this dive shows incipient diagenesis, dissolution and overgrowth on coccoliths. Diagenesis is also reflected in the negative carbon-13 value (– 10 ‰). H13-48-2 and part of H13-48-4 are lithified, pteropod-rich sparse to packed biomicrites (pl. XI-2, fig. 1). In these samples, pteropods are surrounded by syntaxial cements of densely packed aragonite needles that sometimes completely occlude intraskeletal pore space and partially also fill the interparticle pore space (pl. XI-2, fig. 3-6). In sample H13-48-4 containing up to 54 % of aragonite, the matrix contains abundant, intergrown aragonite needles. The tests of planktonic foraminifera are partially corroded and cemented by sparse aragonite needles (pl. XI-2, fig. 2; pl. XI-3, fig. 3 and 4).

In sample H13-48-3, a foraminiferal wackestone, the foraminiferal tests, if not filled by sediment, are cemented by abundant aragonite needles and platy barite crystals (pl. XI-3, fig. 6). Barite also occurs as small plates (10 microns) throughout the high-magnesian calcite matrix of this sediment. Again, oxygen-18 values of the samples from dive 12-47 fall well within the range of the Hellenic Trench carbonates, but carbon-13 values are extremely negative with the lowest values in the aragonite-rich lithologies (tab. XI-1, fig. XI-2).

Dive H15-50 recovered samples of light greenish-gray, fine-grained dolomite (H15-50-1, and 1A) composed of euhedral dolomite rhombs (5 to 10 microns) and fine micritic carbonate (pl. XI-3, fig. 2). Occasional coccoliths suggest that the sediment was primarily pelagic and the low carbon-13 value suggests a submarine diagenetic origin under conditions similar to those governing diagenesis at the site of dive H13-48.

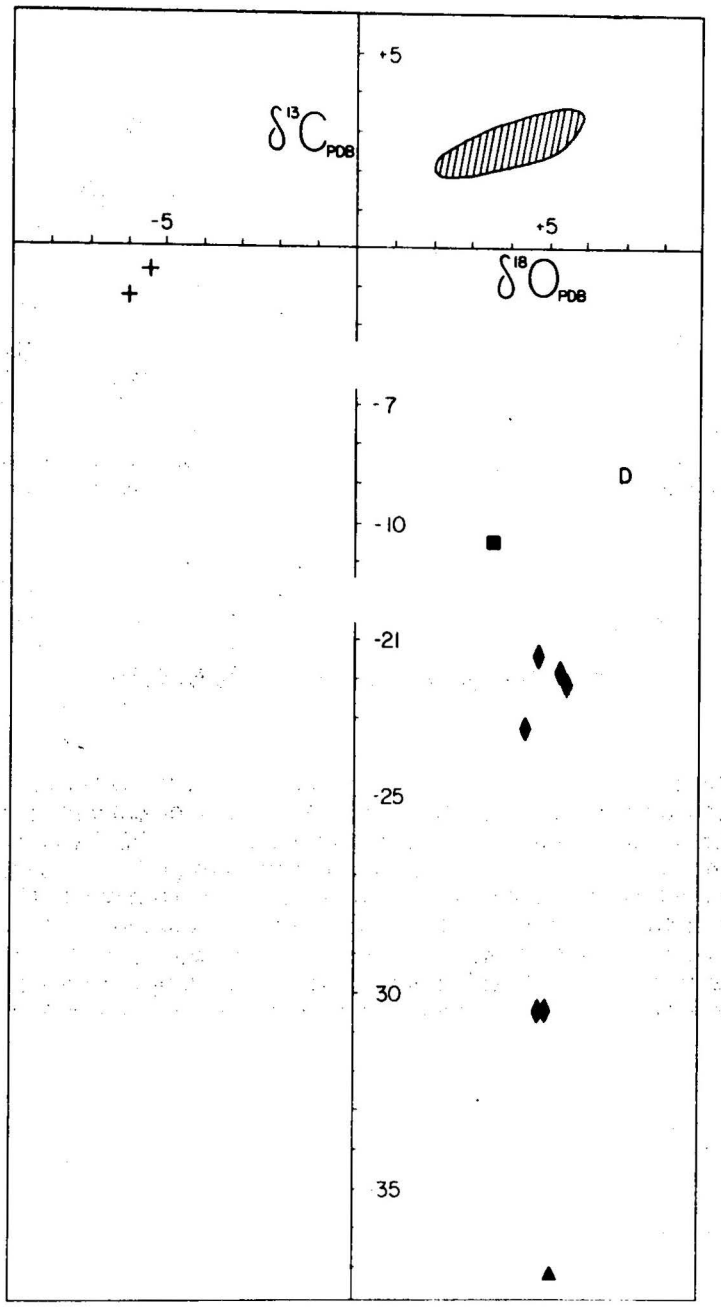


Fig. XI-2 : Oxygen-18 versus carbon-13 values of Hellenic Trench samples. The graph shows the relationship between the carbon-13 depleted samples from the Strabo Trench (zone III) and the remaining samples of fig. XI-1 which are represented by the oval shaded area in the upper right corner. The symbols depict the various degrees of lithification as given in figure XI-1. Crosses are sandstones from the Matapan Trench (zone I); D is dolomite from the Strabo Trench (H15-50-1).

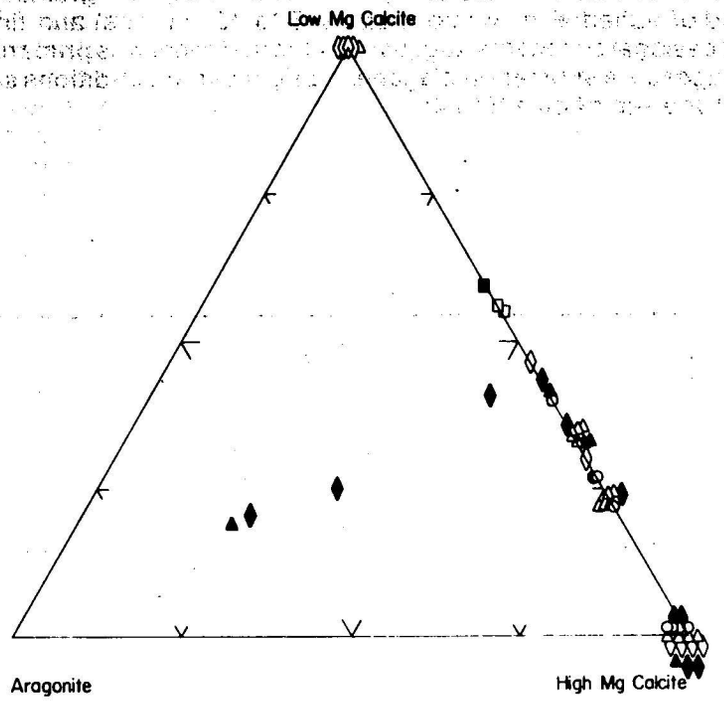


Fig. XI-3 : A triangular diagram showing the mineralogic distribution of the Hellenic Trench samples according to their calcium carbonate composition. The symbols depict the various degrees of lithification as given in fig. XI-1.

IV. - STABLE ISOTOPE RESULTS

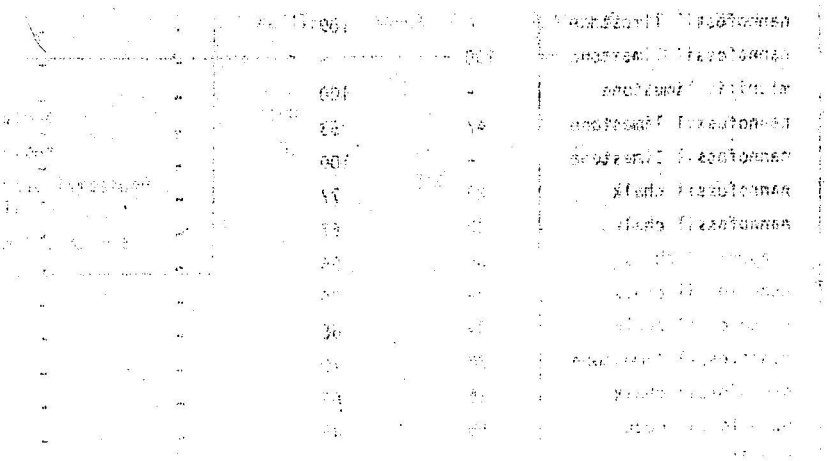
In general, the oxygen-18 composition of the carbonate sediments from the Hellenic Trench strongly reflects the degree of diagenesis. As the percent of calcium carbonate in isotopic equilibrium with the bottom waters increases, the average PDB value of the sediment increases : from nannofossil ooze (+ 2.7 ‰) to nannofossil chalk (+ 3.5 ‰) to nannofossil limestone (+4.4 ‰) to micritic limestone (+ 4.6 ‰). The relatively positive oxygen-18 values of the hardgrounds suggest that the diagenesis occurred in isotopic equilibrium with waters colder and/or more saline than modern, eastern Mediterranean, bottom waters. Cold water and/or salinities greater than normal sea water (penesaline water) are indicated by the well-defined trend towards progressively more positive oxygen-18 values with increased lithification. Furthermore, within the Hellenic trench, there are apparently variations in the isotopic composition of the diagenetic waters; the average oxygen-18 values for the Strabo Trench hardgrounds (chalks, nannofossil limestones and micritic limestones) are considerably more positive than those from the Matapan and Poseidon Trenches. A difference in the diagenetic solutions is also indicated by the carbonate mineralogy of the Strabo Trench samples, in which aragonite and dolomite cements are not uncommon. The dominant diagenetic carbonate in all regions is a high-magensium (8 to 16 Mg%) calcite. The mineralogy and isotopic data together indicate that the diagenetic solutions in the Strabo Trench were most likely more saline than in the other two regions. In fact, they might have approached hypersalinity.

The carbon-13 composition of the hardgrounds further emphasizes the variability of the diagenetic solutions. The $\delta^{13}C_{PDB}$ values for the majority of the samples were between + 2.0 and + 3.5 ‰, but some Strabo Trench samples, particularly those containing aragonite and dolomite, have extremely negative $\delta^{13}C_{PDB}$ values, ranging from − 9 to − 37 ‰. Such negative carbon-13 values must reflect the incorporation into the carbonate of considerable amounts of CO_2 produced by the oxidation of carbon-13 depleted organic material.

V. - DISCUSSION AND CONCLUSIONS

In both their mineralogic and oxygen-isotopic composition, the hardgrounds recovered from the Hellenic Trench demonstrate a progressive transformation of the pelagic sediment from nannofossil ooze to nannofossil chalk to nannofossil limestone and, finally, to micritic limestone. The carbonate diagenesis apparently occurs in isotopic equilibrium with waters that are more saline than normal sea water (penesaline waters). In this environment, the dominant carbonate mineral is a high-magnesium (8-16 % Mg) calcite. In the region of the Strabo Trench, some hard-grounds also contain unusual minerals (aragonite, dolomite and barite) and are markedly depleted in carbon-13. The origin of these samples could be explained by the upward migration of brines from the underlying Messinian evaporites. The sub-surface oxidation of organic material by sulfate-reducing bacteria releases carbon-13 depleted CO_2 and sulfide ions. Subsequently, hypersaline solutions, which facilitate the formation of aragonite and dolomite cements, reach the sediment-water interface where carbon-13 depleted CO_2 is incorporated into the carbonate cements and sulfide ions are reoxidized and precipitated as barite.

Although the origin of the diagenetic solutions promoting the formation of hardgrounds within the Hellenic Trench is complex, their increased salinity is apparently an essential factor. In general, the solutions originate from the sinking of cold (?), penesaline surface waters in the eastern Mediterranean, and the dominant carbonate cement is high-magnesium calcite. In the unusual samples from the Strabo Trench, the salinity is further supplemented by the addition of brines which migrated upward from the underlying evaporites. The cement formed from these hypersaline solutions includes aragonite and dolomite.



TAB. XI-1 : Lithology, Carbonate Mineralogy and Stable Isotope Data.

SAMPLE NUMBER	LITHOLOGY	CARBONATE MINERALOGY (WT %)				ISOTOPE DATA	
		CALCITE	Mg-CALCITE	ARAGONITE	DOLOMITE	$\delta^{18}O_{PDB}$	$\delta^{13}C_{PDB}$
Matapan Trench							
H-1-36-4b	nannofossil chalk	-	100	-	-	+ 3.89	+ 2.93
H-1-36-5a	nannofossil chalk	35	65	-	-	+ 3.49	+ 2.78
Poseidon Trench							
H-4-39-5a	nannofossil chalk	23	77	-	-	+ 3.45	+ 3.02
H-4-39-5b	micritic limestone	27	73	-	-	+ 4.51	+ 2.88
H-4-39-7	nannofossil chalk	23	77	-	-	+ 3.28	+ 2.96
H-4-39-8a	micritic limestone	-	100	-	-	+ 4.68	+ 2.88
H-4-39-8b	micritic limestone	-	100	-	-	+ 4.31	+ 2.90
H-4-39-9a	nannofossil chalk	24	76	-	-	+ 3.36	+ 2.97
H-4-39-9b	coral	-	-	100	-	+ 3.47	- 1.67
H-4-39-9c	pteropods	-	-	100	-	+ 2.49	+ 1.97
H-4-39-9d	micritic limestone	22	78	-	-	+ 3.48	+ 2.98
H-5-40-1b	nannofossil chalk	-	100	-	-	+ 3.40	+ 2.90
H-5-40-1c	pteropods	-	-	100	-	+ 3.69	+ 1.94
H-5-40-2a	nannofossil chalk	-	100	-	-	+ 4.02	+ 2.70
H-5-40-2b	nannofossil limestone	-	100	-	-	+ 3.55	+ 2.66
H-5-40-3a	nannofossil limestone	-	100	-	-	+ 2.68	+ 2.41
H-5-40-3b	nannofossil chalk	-	100	-	-	+ 3.09	+ 2.55
H-5-40-3c	pteropods	-	-	100	-	+ 3.91	+ 2.07
H-5-40-7	micritic limestone	-	100	-	-	+ 4.15	+ 2.88
H-6-41-1a	micritic limestone	40	60	-	-	+ 3.62	+ 2.82
H-6-41-1b	micritic limestone	-	100	-	-	+ 5.45	+ 3.12
H-6-41-3	nannofossil ooze	56	44	-	-	+ 2.24	+ 2.10
H-7-42-1a	nannofossil limestone	100	-	-	-	+ 3.63	+ 2.46
H-7-42-1b	nannofossil limestone	-	100	-	-	+ 4.31	+ 2.78
H-7-42-2a	nannofossil limestone	100	-	-	-	+ 4.08	+ 2.72
H-7-42-2b	nannofossil chalk	-	100	-	-	+ 3.73	+ 2.45
H-7-42-3	nannofossil chalk	100	-	-	-	+ 3.90	+ 2.53
H-7-42-4a	nannofossil limestone	100	-	-	-	+ 3.57	+ 2.40
H-7-42-4b	nannofossil limestone	-	100	-	-	+ 3.89	+ 2.66
H-7-42-4c	nannofossil limestone	100	-	-	-	+ 4.17	+ 2.71
H-7-42-5	micritic limestone	-	100	-	-	+ 4.86	+ 3.20
H-7-42-7a	nannofossil limestone	47	53	-	-	+ 4.33	+ 2.55
H-7-42-7b	nannofossil limestone	-	100	-	-	+ 4.85	+ 2.89
H-11-46-1a	nannofossil chalk	23	77	-	-	+ 3.58	+ 3.00
H-11-46-1b	nannofossil chalk	33	67	-	-	+ 3.24	+ 2.58
H-11-46-2	"sapropel" chalk	35	65	-	-	+ 2.96	+ 2.51
H-11-46-3a	nannofossil chalk	24	76	-	-	+ 3.43	+ 2.96
H-11-46-3b	nannofossil chalk	34	66	-	-	+ 2.90	+ 2.43
H-11-46-4a	nannofossil limestone	30	70	-	-	+ 2.28	+ 2.35
H-11-46-4b	nannofossil chalk	35	65	-	-	+ 3.23	+ 2.85
H-11-46-5	nannofossil ooze	55	45	-	-	+ 2.30	+ 1.98
H-14-49-2	micritic limestone	-	100	-	-	+ 5.46	+ 3.58

TAB. XI-1 : Lithology, Carbonate Mineralogy and Stable Isotope Data (suite).

SAMPLE NUMBER	LITHOLOGY	CARBONATE MINERALOGY (WT %)				ISOTOPE DATA	
		CALCITE	Mg-CALCITE	ARAGONITE	DOLOMITE	$\delta^{18}O_{PDB}$	$\delta^{13}C_{PDB}$
Strabo Trench							
H-12-47-2	nannofossil chalk	41	59	-	-	+ 2.58	+ 2.25
H-12-47-3	nannofossil chalk	33	67	-	-	+ 2.67	+ 2.46
H-12-47-4a	nannofossil limestone	36	64	-	-	+ 4.73	+ 2.45
H-12-47-4b	nannofossil limestone	43	57	-	-	+ 5.10	+ 3.07
H-12-47-5a	nannofossil limestone	24	76	-	-	+ 4.65	+ 3.12
H-12-47-5b	nannofossil limestone	-	100	-	-	+ 5.18	+ 3.02
H-12-47-5c	nannofossil limestone	-	94	-	6	+ 5.27	+ 3.12
H-12-47-5d	micritic limestone	27	73	-	-	+ 5.23	+ 2.84
H-12-47-6	chalk	19	23	58	-	+ 5.15	- 37.17
H-12-47-7	nannofossil chalk	-	100	-	-	+ 4.97	+ 2.87
H-13-48-1	nannofossil ooze	59	41	-	-	+ 3.46	- 10.41
H-13-48-2a	nannofossil limestone	41	51	8	-	+ 5.01	- 30.37
H-13-48-2b	nannofossil limestone	44	56	-	-	+ 4.76	- 21.34
H-13-48-3a	nannofossil limestone	-	100	-	-	+ 5.50	- 22.07
H-13-48-3b	nannofossil limestone	26	35	39	-	+ 4.88	- 30.37
H-13-48-4a	nannofossil limestone	-	100	-	-	+ 4.38	- 23.10
H-13-48-4b	nannofossil limestone	22	24	54	-	+ 5.20	- 21.65
H-15-50-1	dolomite	-	-	-	100	+ 7.04	- 8.76

APPENDIX XI-1

SAMPLE NUMBER	LITHOLOGY	CARBONATE MINERALOGY (WT %)				ISOTOPE DATA	
		CALCITE	Mg-CALCITE	ARAGONITE	DOLOMITE	$\delta^{18}O_{PDB}$	$\delta^{13}C_{PDB}$
H-1-36-1	sandstone	100	-	-	-	- 5.52	- 0.58
H-1-36-3	sandstone	100	-	-	-	- 6.03	- 1.32
H-5-40-1a	micritic limestone pebble	-	100	-	-	- 4.77	+ 2.94
H-5-40-6	dolomitic oolite	-	-	-	100	+ 4.90	+ 2.46

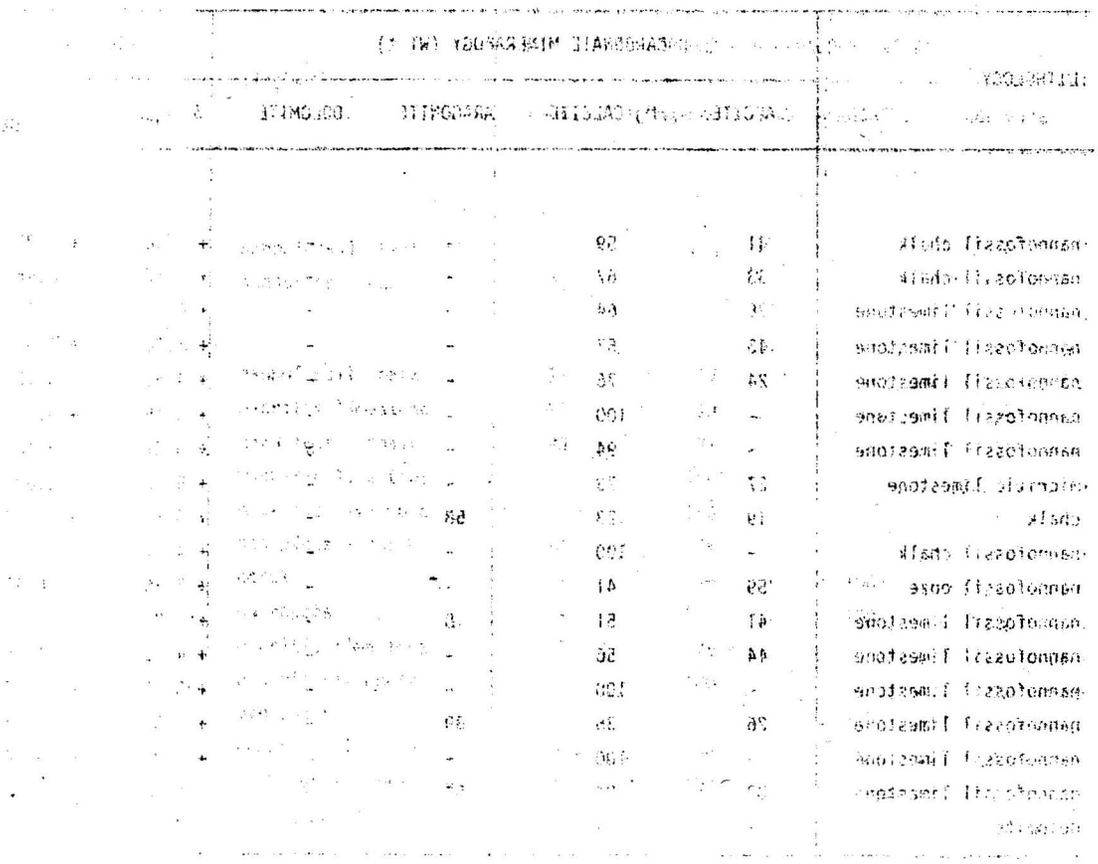


PLATE XI-1

Diagenetic features in pelagic chalks and limestones from the Poseidon Trench (zone II).

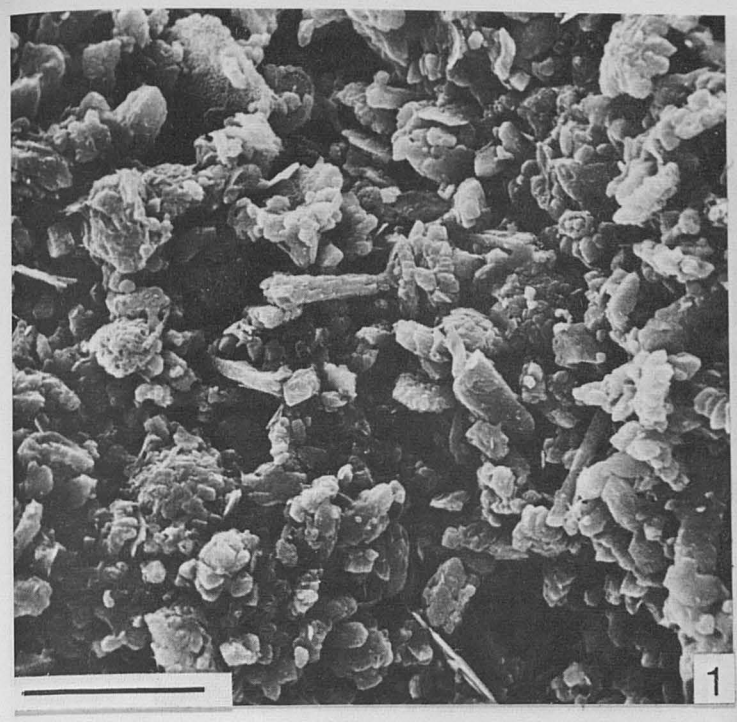
Fig. 1 and 2 : Typical ultrastructure of pelagic chalk showing massive syntaxial overgrowth on calcareous nannofossils (coccoliths and rhabdoliths) and diagenetically formed micrite grains.
Stereoscan electron micrographs. Fig. 1 : sample H4-39-7; fig. 2 : H5-40-3b; scale bars : 10 microns.

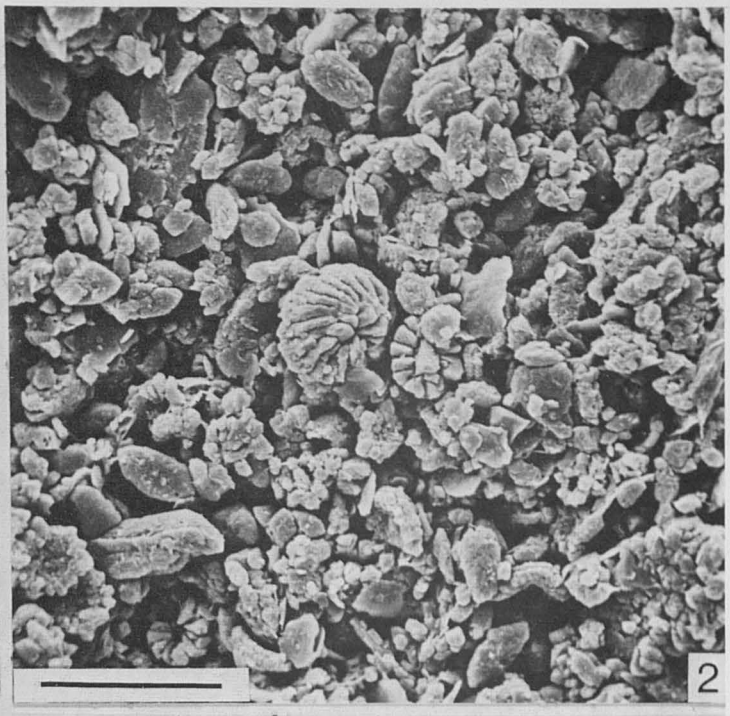
Fig. 3 : Planktonic foraminifer, set in a matrix of pelagic chalk. The foraminiferal test is internally cemented by syntaxial prismatic crystals terminating with rhombohedral faces and rhombs of high-magnesian calcite. Note slight corrosion of the microgranular layer of the foraminiferal test.
Stereoscan electron micrograph. Sample : H11-46-1a; scale bar : 10 microns.

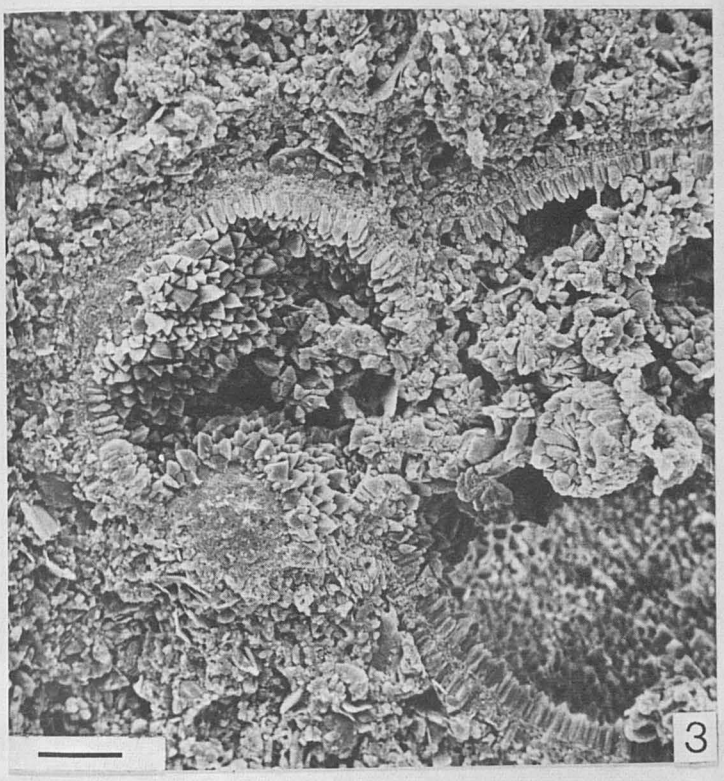
Fig. 4 : Massive overgrowth of rhombohedral high-magnesian calcite on coccoliths. Note slight corrosion on the rhombohedral crystals.
Stereoscan electron micrograph. Sample : H11-46-1a; scale bar : 2 microns.

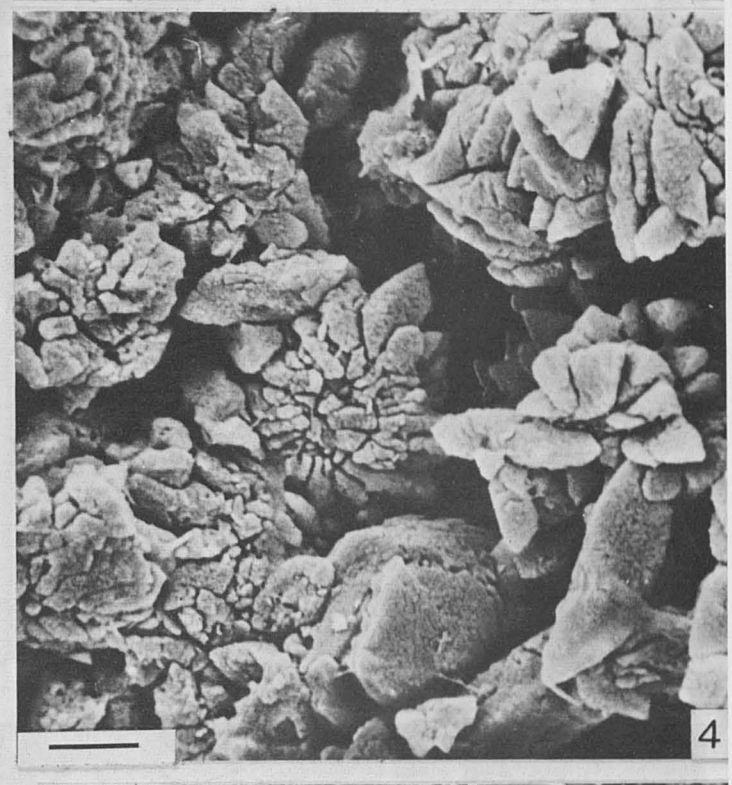
Fig. 5 : Pteropod with geopetal infill of micritic sediment (left) and internally cemented by fibrous aragonite cement, that grew syntaxially on the aragonitic test of the pteropod. The aragonitic material of the pteropod test, and also a small part of the aragonitic cement near its foundation (top of photomicrograph) has been replaced by later calcite.
Micritic limestone infill of sponge skeleton. Sample : H5-40-7, thin section, crossed nicols; scale bar : 100 microns.

Fig. 6 : Micritic limestone (infill of sponge skeleton) composed of a mosaic of tightly interlocking equant anhedral crystals of high-magnesian calcite.
Stereoscan electron micrograph. Sample : H4-39-8; scale bar : 10 microns.

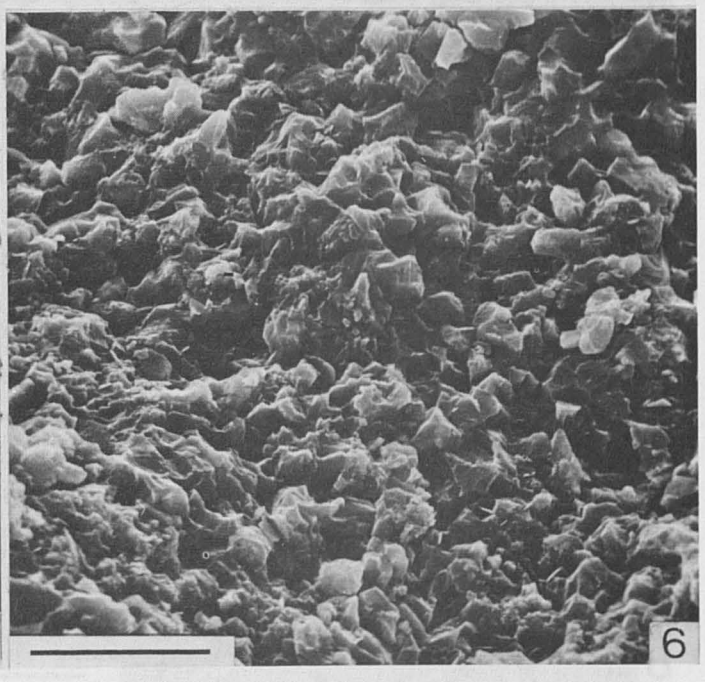

1


2


3


4

5


6

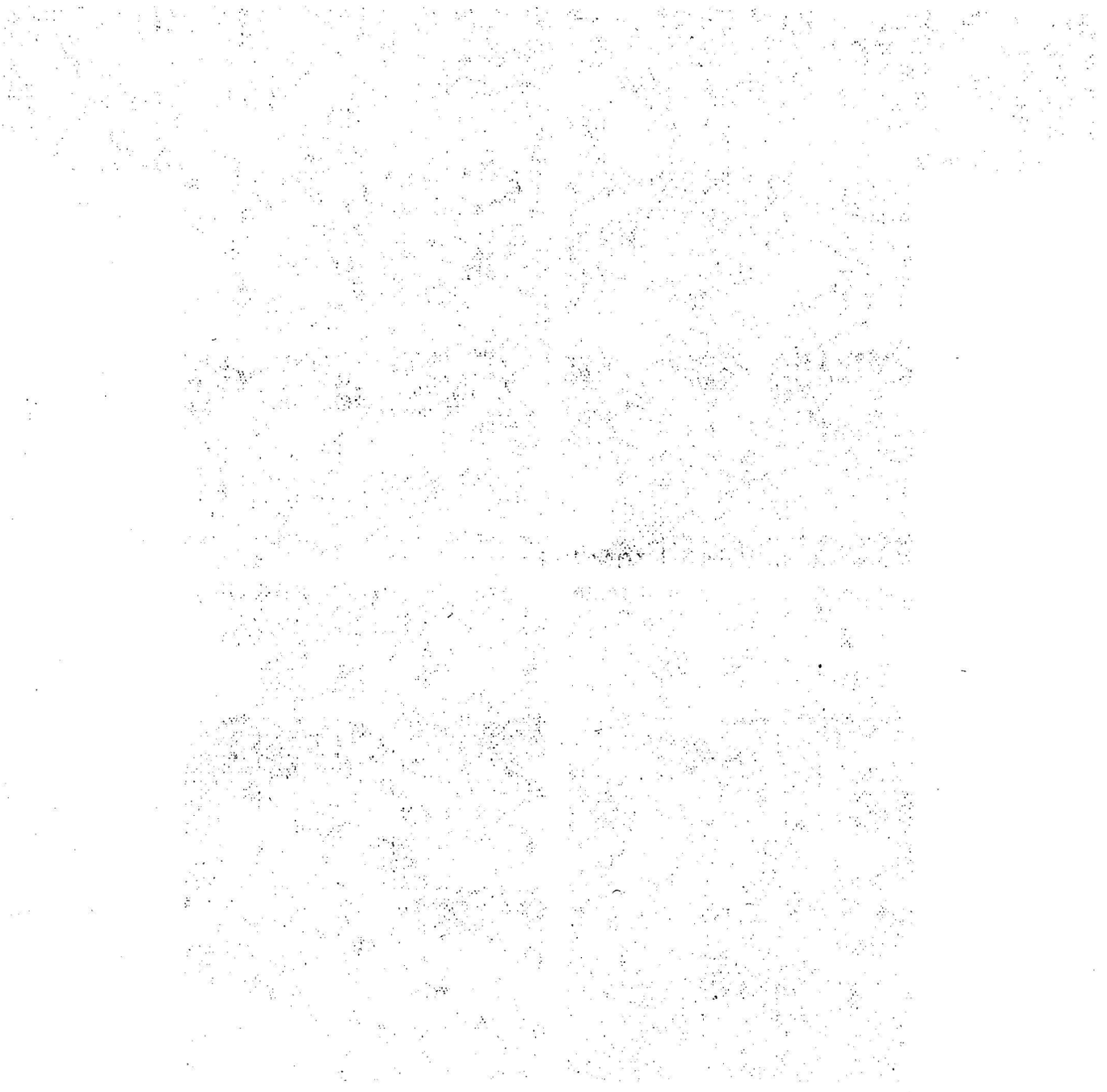


PLATE XI-2

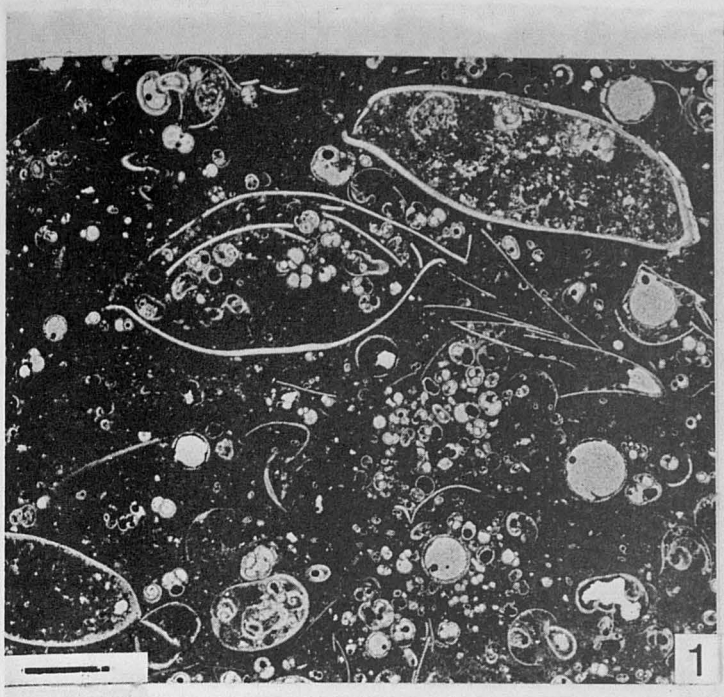
Aragonite cementation in pelagic skeletal biomicrite, sample H13-48-2, Strabo Trench (zone III).

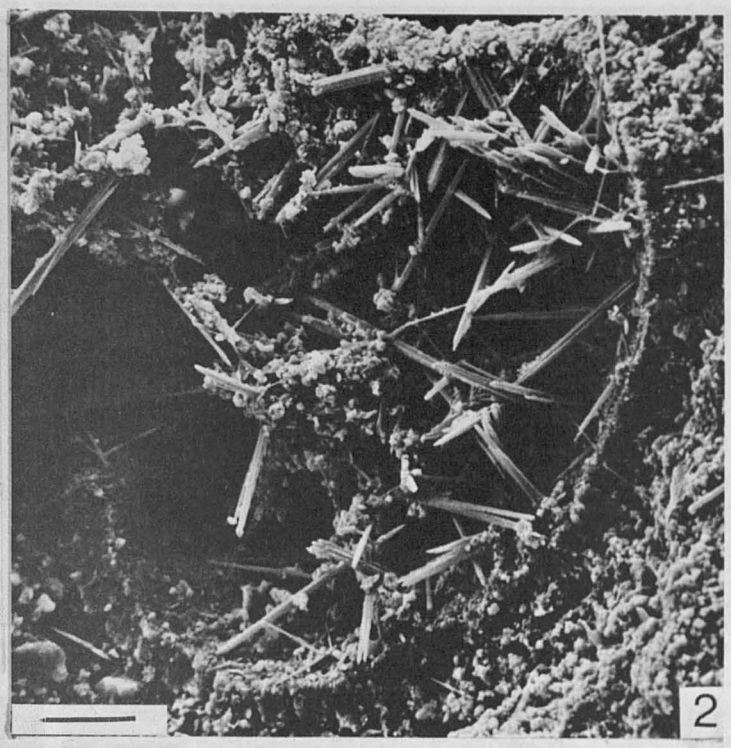
Fig. 1 : Pelagic biomicrite containing large pteropods and planktonic foraminifera in a matrix of nannofossil limestone. Thin section, plane light; scale bar : 1 mm.

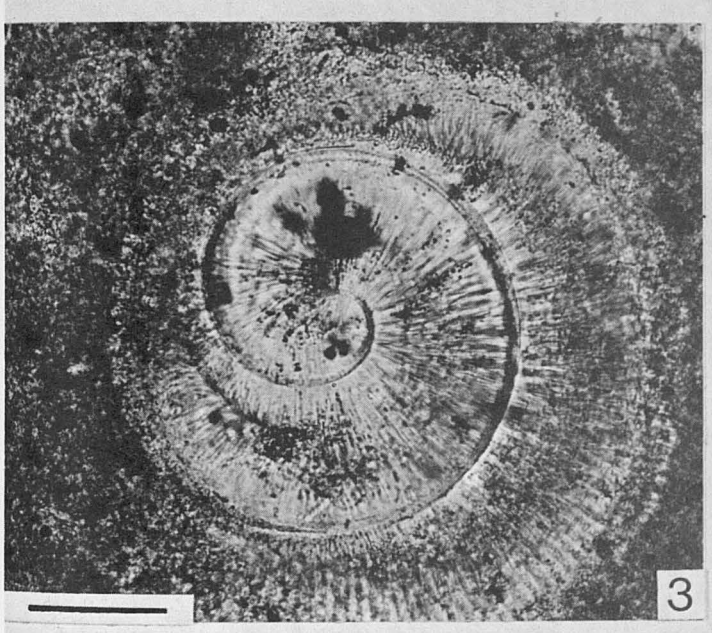
Fig. 2 : Slightly corroded test of planktonic foraminifer with internal cement of sparse acicular aragonite needles and infiltrated sparse coccolith sediment, set in a matrix of coccolith chalk to limestone.
Stereoscan electron micrograph; scale bar : 20 microns.

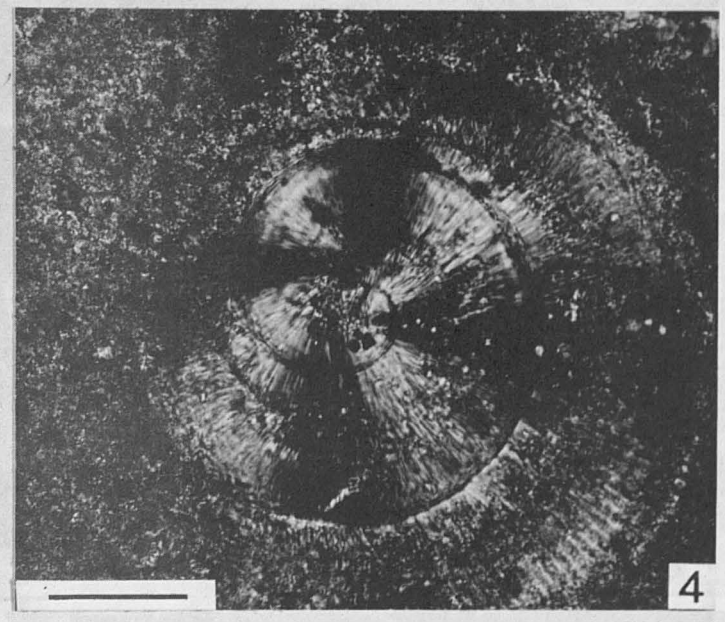
Fig. 3 and 4 : Aragonitic test of pteropod with syntaxial overgrowth cement of acicular aragonite needles cementing the intraskeletal pore space (pseudo-uniaxial cross under polarized light, fig. 4). The test is externally surrounded by a fringe of acicular syntaxial aragonite needls (see fig. 5). Thin section.
Fig. 3 : plane light, fig. 4 : nicols crossed; scale bars : 50 microns.

Fig. 5 and 6 : Slightly corroded aragonitic tests of pteropods internally cemented by acicular aragonite needles and externally surrounded by a fringe of syntaxial aragonite needle cement.
Stereoscan electron micrographs; scale bars : fig. 5 : 10 microns; fig. 6 : 20 microns.

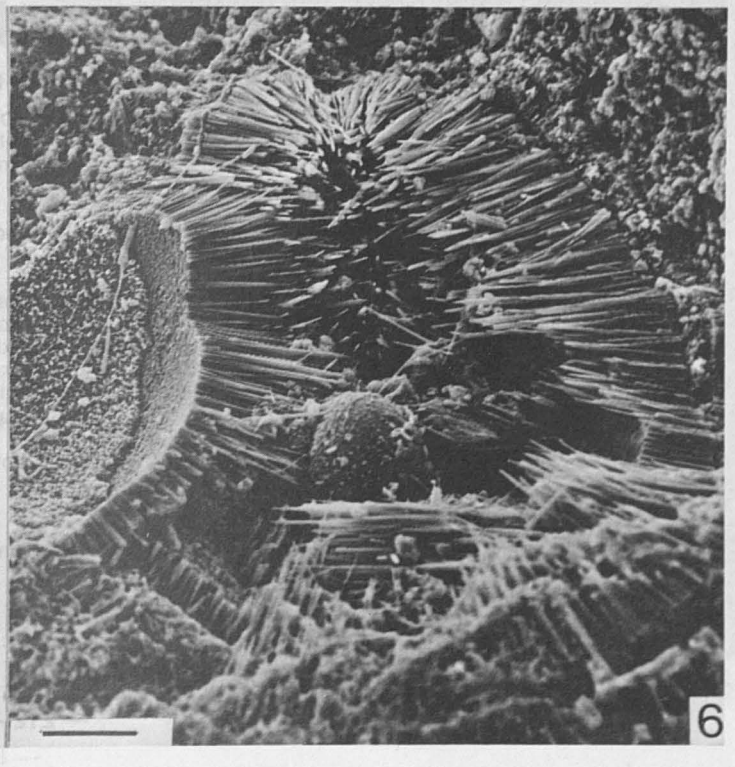

1


2


3


4

5


6

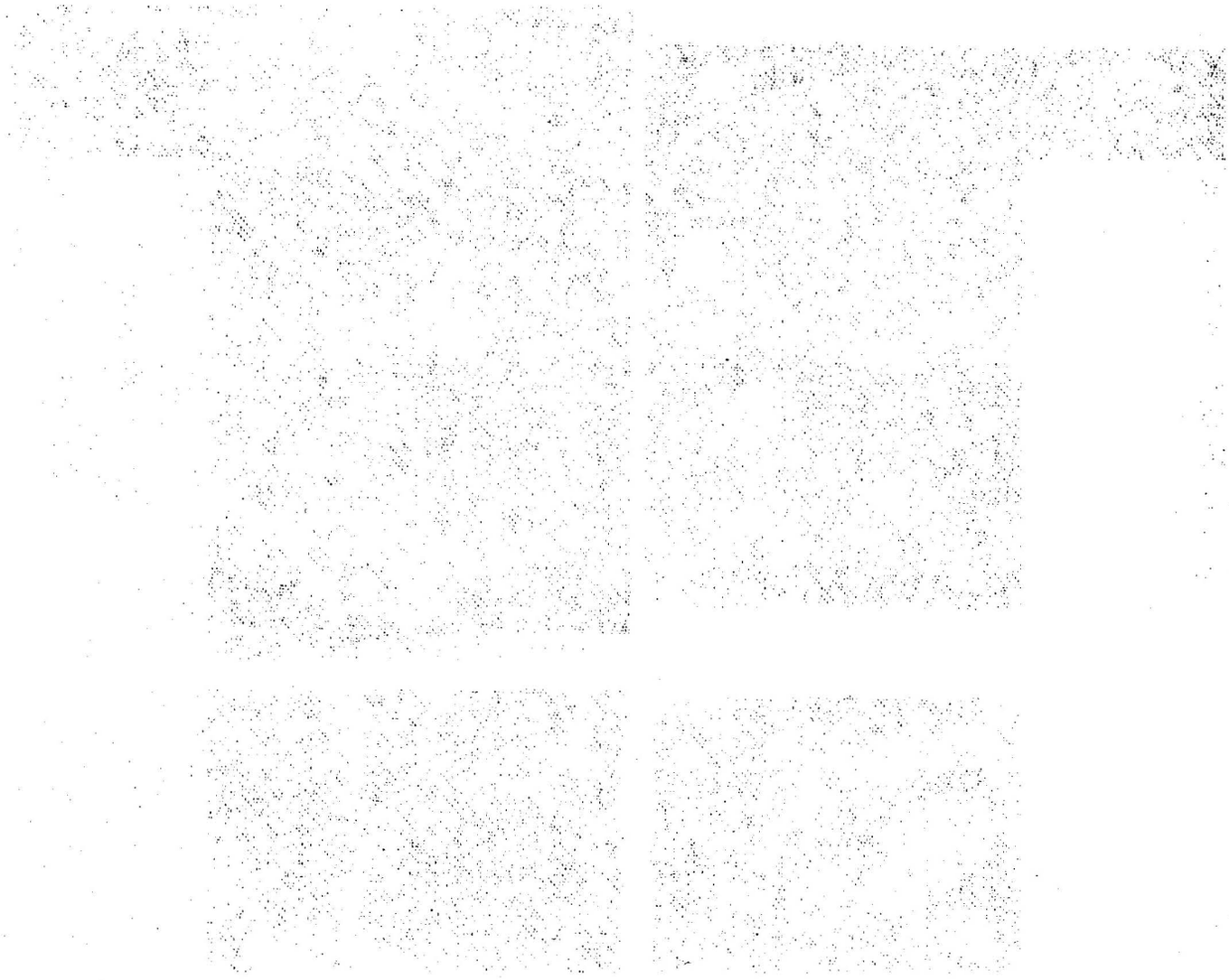


PLATE XI-3

Stereoscan electron micrographs of cementing minerals in pelagic carbonate sediments, Strabo Trench (zone III).

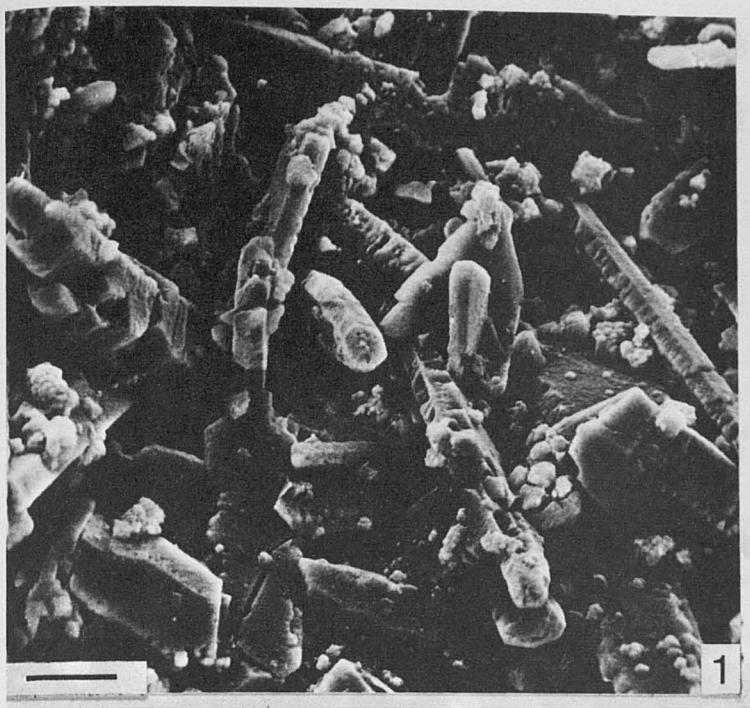
Fig. 1 : Pelagic chalk, composed of elongate pseudohexagonal, sometimes slightly etched (?) crystals and micritic carbonate. The pseudohexagonal crystals are thought to be aragonite (58 % of sample); occasionally relics of coccoliths are visible in the micrite (not on photomicrograph).
Sample H12-47-6, scale bar : 10 microns.

Fig. 2 : Dolomite, composed of euhedral dolomite rhombs and fine-grained micritic carbonate.
Sample H15-50-1a, scale bar : 10 microns.

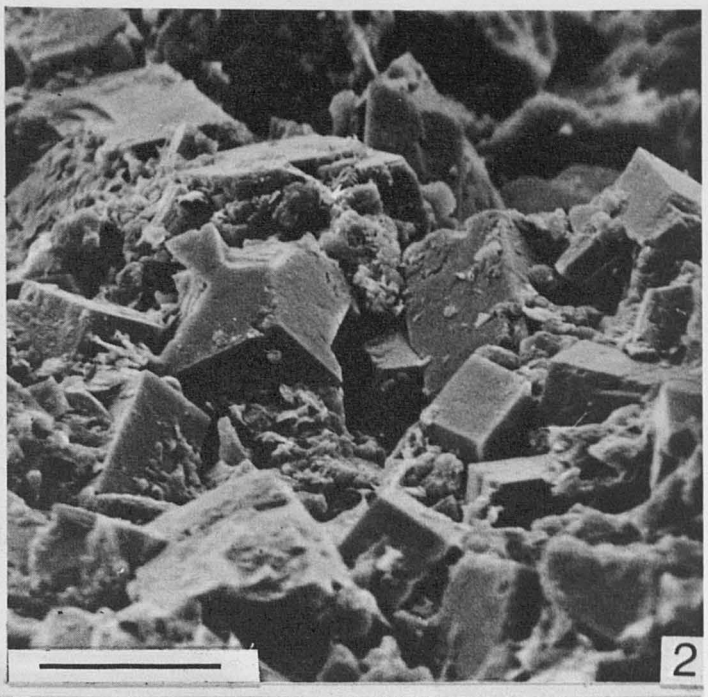
Fig. 3 and 4 : Pelagic limestone with planktonic foraminifera, cemented by sparse needles of aragonite. Aragonite needles are multiple twins; in planktonic foraminifera they grow at random orientations from their calcitic foundations whilst in pteropods they form a radially oriented syntaxial overgrowth on the aragonitic tests (fig. 4, lower left). In fig. 3 an aragonite needle, growing radially into intraskeletal pore space fills a pore of the planktonic foraminifer that shows a thin crust of internal high-magnesian calcite cement.
Sample H13-48-4, scale bars : fig. 3 : 10 microns, fig. 4 : 100 microns.

Fig. 5 : Authigenic plates of barite in the micritic groundmass of a nannofossil limestone, in which relics of coccoliths can be distinguished.
Sample H13-48-3, scale bar : 20 microns.

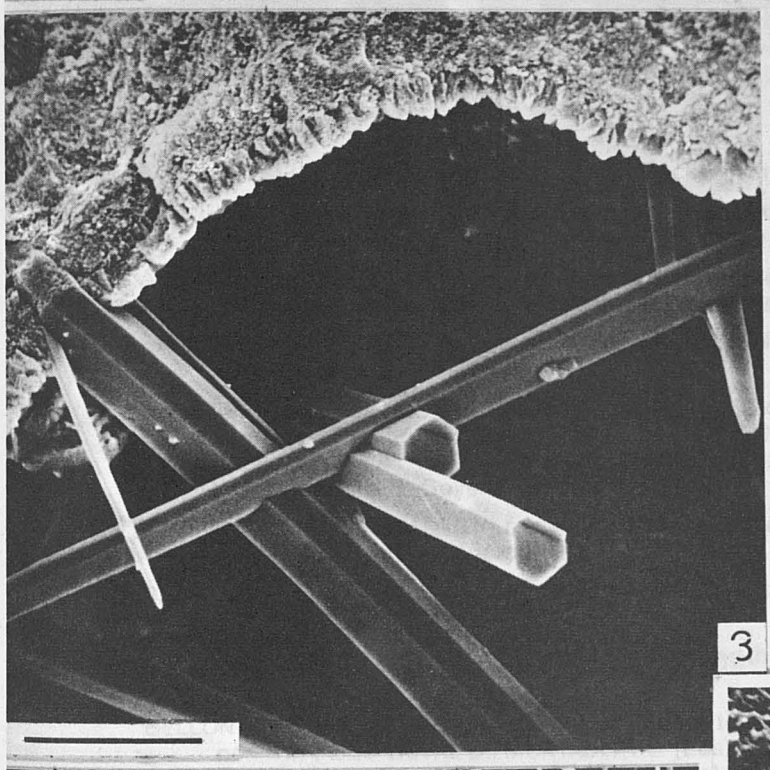
Fig. 6 : Planktonic foraminifer cemented by a syntaxial rim of small crystals of high-magnesian calcite, acicular needles of aragonite and platy crystals of barite.
Sample H13-48-3, scale bar : 10 microns.



1

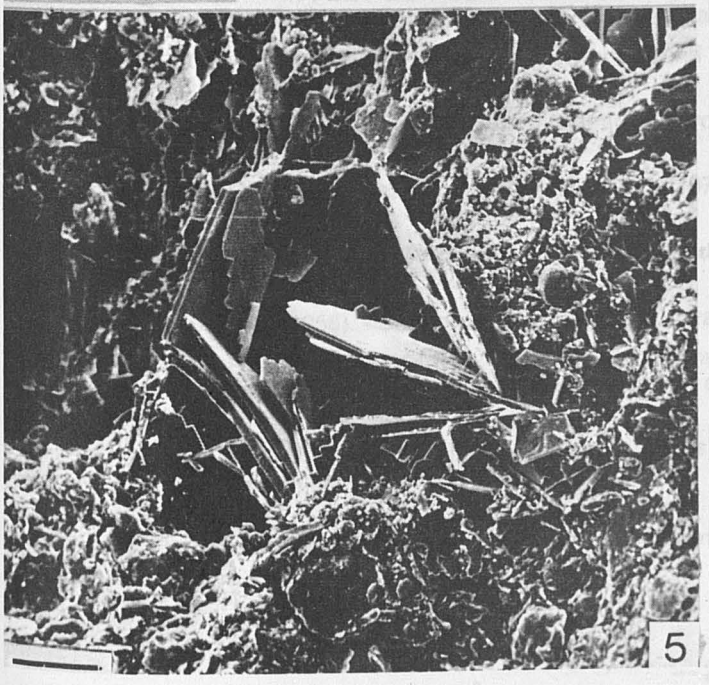


2

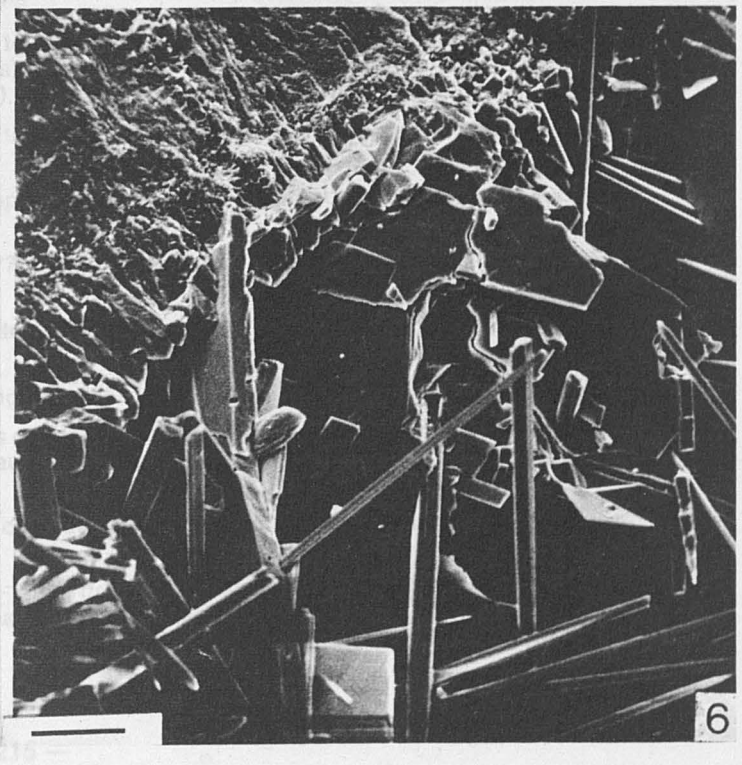


3

4



5



6

BIBLIOGRAPHIE

A.A.P.G. (1962). - Classification of Carbonate Rocks. *Symposium Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.* 1, 272 p.

ARIANE (Groupe) (1979). - Résultats de dragages sur la bordure externe de l'arc hellénique (Méditerranée orientale). *Marine Geol.*, 32, 291-310.

ALEXANDERSON E.-T. (1972). - Intergranular growth of marine aragonite and Mg-calcite evidence of precipitation from supersaturated seawater. *J. Sedim. Petrol.*, 42, 441-460.

BADIOZAMANI K. (1973). - The Dorag dolomitization model-application to the Middle ordovician of Wisconsin. *J. Sedim. Petrol.*, 43, 965-984.

BAROZ F., BERNOULLI D., BIJU-DUVAL B., BIZON G., BIZON J.-J., LETOUZEY J. (1978). - Correlations of the neogene formations of the Florence Rise and of Northern Cyprus : paleogeographic and structural implications. *In :* HSÜ K.-J., MONTADERT L. *et al.* (Eds), *Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, XLII, 1, Washington, U.S. Govern. Print. Off., 903-926.

BATHURST R.-G.-C. (1964). - The replacement of aragonite by calcite in the mollusc shell wall. *In :* IMBRIE J. et NEWELL N. (Eds), *Approaches to Paleoecology*. John Wiley and Sons, New York, 357-376.

BATHURST R.-G.-C. (1966). - Boring algae, micrite envelopes, and lithification of molluscan biosparites. *Geol. Jour.*, 5, 15-32.

BATHURST R.-G.-C. (1971). - Carbonate sediments and their diagenesis. *Dev. in Sedimentology*, 12, Elsevier, 620 p.

BELLON H., LETOUZEY J. (1977). - Volcanism related to plate-tectonics in the Western and Eastern Mediterranean. *In :* BIJU-DUVAL B., MONTADERT L. (Eds), *International Symposium on the structural history of the Mediterranean basins*, Split (Yugoslavia), octobre 1976. Technip, Paris, 165-184.

BERGER W.-H. (1977). - Deep sea Carbonate and the deglaciation preservation spike in Pteropods and Foraminiifera. *Nature*, 269, 301-304.

BERGER W.-H. (1978). - Deep Sea Carbonate : Pteropod distribution and the aragonite compensation. *Deep Sea Res.*, 25, 447-452.

BERGER W.-H., JOHNSON R.-F., KILLINGLEY J.-S. (1977). - "Unmixing" of the deep sea record and the deglacial meltwater spike. *Nature*, 269, 661-663.

BERNER R.-A. (1971). - Principles of chemical sedimentology. Mc GRAW-HILL book company, New York, Toronto, London, 240 p.

BERSIER A. (1958). - Séquences détritiques et divagations fluviatiles. *Ec. Geol. Helv.*, 51, 3, 854-898.

BIJU-DUVAL B. et DERCOURT J. (1980). - Les bassins de la Méditerranée Orientale représentent-ils les restes d'un domaine océanique, la Mésogée, ouvert au Mésozoïque et distinct de la Téthys ? *BSGF*, 1980 (7), XXII, n° 1, p. 43-60.

BILLY C., CAILLEUX A. (1968). - Dépôts dendritiques d'oxydes de fer et de manganèse par action bactérienne. *C. R. Acad. Sc.*, Paris, 266 (D), 1643-1645.

BIZON G. et J.-J., AUBERT J., OERTLI H.-J. (1972). - Atlas des principaux Foraminifères planctoniques du bassin méditerranéen. Oligocène à Quaternaire. Technip, Paris, 316 p.

BIZON G., MÜLLER C. (1979). - Report on the working group on micropaleontology. *Ann. Geol. Pays Hellen,* **VIIth. International Congress in Mediterranean Neogene,** Athens, Tome hors série, 1979, 3, 1335-1364.

BLANC F., BLANC-VERNET L., LAUREC A., LE CAMPION J., PASTOURET L. (1975). - Application paléoécologique de la méthode d'analyse factorielle en composantes principales : interprétation des microfaunes de foraminifères planctoniques quaternaires en Méditerranée II. Étude des espèces de Méditerranée orientale. *Paleogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.,* 18, 293-312.

BLANC-VERNET L. (1972). - Données micropaléontologiques et paléoclimatiques d'après les sédiments profonds de Méditerranée. *In* STANLEY D.-J. (Ed). *The Mediterranean sea a natural sedimentation laboratory,* Dowden, Hutchinson, Ross Inc., Stroudsburg, 115-127.

BLOW W.-H. (1969). - Late middle eocene to recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. **Internat. Conf. Planktonic Microfossil.,** 1 st, Geneva 1967, Proc., 1, 199-422.

BOLLI H., PREMOLI-SILVA I. (1973). - Oligocene to recent planktonic foraminifera and stratigraphy of leg 15 sites in the Caribbean Sea. *Init. Rep., Deep Sea Drill. Proj. 15,* Washington, U.S. Govern. Print. Off., 475-498.

BRÉHÉRET G.-J. (1977). - Les coccolithes du Pleistocène supérieur et de l'Holocène de deux carottes profondes de l'Atlantique Nord. Thèse de doctorat de spécialité, Université de Nantes, 250 p., déposée à la Soc. Géol. de France.

BURKY D. (1973). - Low latitude coccolith biostratigraphic zonation. *Init. Rep., Deep Sea Drill. Proj.,* 15, Washington, U.S. Govern. Print. Off., 685-703.

CAILLEAU P., DRAGONE D., ESCLAMADON J., GIROU P., HUMBERT L., ROQUES H., SELLIER E. (1980).- - Cristallisation en milieu libre et en milieu poreux, dissolution et pression-dissolution : principaux résultats expérimentaux *in :* **Colloque cristallisation, déformation, dissolution des carbonates.** *Bull. Soc. Géol. de France, Ass. Géol. du S-W, Soc. Fr. Min. et Crist.,* Bordeaux, novembre 1980, 81-98.

CARTER T.-G., FLANAGAN J.-P., REDJONES C., MARCHANT F.-L., MURCHINSON R.-R., REBMAN J.-M., SYLVESTER J.-C., WHITNEY J.-C. (1972). - A new bathymetric chart and physiography of the Mediterranean Sea, *in STANLEY D.-J. (Ed.), The Mediterranean Sea,* Dowden, Hutchinson and Ross Inc., Stroudsburg, 1-23.

CHAMLEY H. (1971) - Recherche sur la sédimentation argileuse en Méditerranée. *Sci. Géol. Mém.,* Strasbourg, 35, 225 p.

CHAMLEY H. (1975). - Sédimentation argileuse en mer Ionienne au Plio-Pléistocène d'après l'étude des forages 125 DSDP. *Bull. Soc. Géol. de France* (7), XVII, 1 131-1 143.

CHAMLEY H., DUNOYER DE SEGONZAC G., MÉLIÈRES F. (1978). - Clay minerals in messinian sediments of the Mediterranean area. *In :* HSÜ K.-J., MONTADERT L. *et al.* (Eds), *Init Rep. Deep Sea Drill. Proj.,* 42, 1, Washington, U.S. Govern. Print. Off., 389-395.

CHAMLEY H., GIROUD D'ARGOUD G. et ROBERT C. (1977). - Genèse des smectites messiniennes de Sicile; implications paléoclimatiques. *Géol. méditerr.,* 4, 371-378.

CHAMLEY H. et MILLOT G. (1975). - Observations sur la répartition et la genèse des attapulgites plio-quaternaires de Méditerranée. *C.R. Acad. Sci.,* Paris, 281 (D), 1 215-1 218.

CHAVE K.-E. (1964). - Skeletal durability and preservation. *In :* IMBRIE J., NEWELL N.-D. (Eds), *Approaches to paleoecology.* John Wiley and Sons, New York, 377-387.

CHIN CHEN (1968) - Pleistocene pteropods in pelagic sediments. *Nature,* 219, 1 145-1 149.

CIFELLI R. (1969). - Planktonic foraminifera from the Mediterranean and adjacent atlantic waters (Cruise 49 of the Atlantis II, 1969). *Journ. Foram. Res.,* 4, 171-189.

CITA M.-B. (1975). - Planktonic foraminiferal biozonation of the Mediterranean pliocene deep-sea record. A revision *Riv. ital. Pal.,* 81, 4, 527-544.

CITA M.-B., VERGNAUD-GRAZZINI C., ROBERT C., CHAMLEY H., CIARANFI N., D'ONOFRIO S. (1977).- - Paleoclimatic record of a long deep sea core from the eastern mediterranean. *Quatern. Res.,* 8, 205-235.

CITA M.-B., ZOCCHI M. (1978). - Distribution patterns of benthic foraminifera on the floor ot the Mediterranean Sea. *Oceanologica Acta,* 1, 4, 445-462.

COLLECTIF (1974). - Pelagic sediments : on land and under the sea. HSÜ K.-J., JENKINS H.-C. (Eds), *International Association of Sedimentologists, Spec. Publ.,* 1, Blackwell Scientific Publ. , London, 447 p.

CRONAN D.-S. (1976). - Manganese nodules and other ferro-manganese oxide deposits. *In :* RILEY J.-P., CHESTER R. (Eds), *Chemical oceanography,* Academic Press, London, New York, San Francisco, 5, 217-263.

DEBRABANT P., FOULON J. (1979). - Expression géochimique des variations du paléo-environnement depuis le jurassique supérieur sur les marges Nord-Atlantique. *Oceanologica Acta*, 2, 469-475.

DESFORGES G. (1973). - Contribution à la connaissance de la Méditerranée occidentale : étude sédimentologique de roches prélevées par dragage et applications à la diagenèse précoce en eau profonde. Thèse de doctorat de spécialité. Université P. et M. Curie (Paris VI), 311 p., déposée à la Soc. Géol. de France.

DRACH P. (1968). - Résultats scientifiques des campagnes du bathyscaphe Archimède, Grèce, 1965. *Ann. Inst. Océanogr. de Monaco, Masson*, n. s.-46, 1, 34-40.

ELF-AQUITAINE (1975). - Essai de caractérisation sédimentologique des dépôts carbonatés. Boussens et Pau. 2 tomes, 173 + 231 p.

ELLIS C.-H. (1979). - Neogene nannoplankton zonation in eastern Mediterranean. *Ann. Geol. Pays Hellén.*, **7e Inter., Congr. Mediterranean Neogene, Athens.** Tome hors série, 1979, 1, 391-401.

EMELYANOV E.-M. (1972). - Principal types of recent bottom sediments in the Mediterranean sea : their mineralogy and geochemistry. *In :* STANLEY D.-J. (Ed.), *The Mediterranean sea*, Dowden, Hutchinson, Ross, Inc. Stroudsburg, 355-386.

EMERY K.-O., BRUCE C., HEEZEN B.-C., ALLAN T.-D. (1966). - Bathymetry of the eastern Mediterranean sea. *Deep sea res.*, 13, 2, 173-192.

ERICSON D.-B., WOLLIN G. (1968). - Pleistocene climates and chronology in deep sea sediments. *Science*, 162, 1227, 1234.

FEDERMAN A.-N. (1978). - Tephra stratigraphy of the Eastern Mediterranean. *10e Congrès I.A.S.*, Jerusalem, 1, 202.

FINETTI I. (1976). - Mediterranean ridge : a young submerged chain associated with the hellenic arc. *Boll. Geol. teor. appl.*, XIX, 69, 31-65.

FISCHER A.-G., GARRISON R.-E. (1967). - Carbonate lithification on the sea floor. *J. Geol.*, 75, 488-496.

FOLK R.-L. (1965). - Some aspects of recrystallization in ancient limestone. *In :* Dolomitization and limestone diagenesis. *Soc. Econ. Paleont. Mineralogists Spec. Publ.* 13, 14-48.

FRIEDMAN G.-M., SANDERS J.-E. (1967). - Origin and occurence of dolostone. *In :* CHILINGAR G.-V., BISSEL H.-J., FAIRBRIDGE R.-W. (Eds), *Carbonate Rocks. Origin, occurence and classification.* Elsevier, Amsterdam, 267-284.

FRIEDMAN G.-M., SCHEIDERMAN N., GEVIRTZ J.-L. (1971). - Indurated hard calcium carbonate layers at the bottom of the Red Sea. *In :* BRICKER O.-P. (Ed.), *Carbonate cements.* The John Hopkins Press, Baltimore, 116-118.

FROGET C. (1972). - Exemples de diagenèse sous-marine dans les sédiments pliocènes et pléistocènes : dolomitisation, ferruginisation (Méditerranée nord-occidentale, Sud de Marseille). *Sedimentology*, 19, 59-83.

FROGET C. (1974). - Essai sur la géologie du précontinent de la Provence occidentale. Thèse de doctorat ès Sci. Nat. Aix-Marseille II, 225 p. + annexe, déposée à la Soc. Géol. de France.

GALANOPOULOS A.-G. (1974). - On the tectonic processes along the Hellenic Arc. *Annali di Geofisica*, XXVII, 3-4, 429-442.

GARTNER S., CHEN M.-P., STANTON R.-J. (1980). - Paleoceanographic implication of the dominance of small *Gephyrocapsa* in the Mid-pleistocene nannoflora. *Amer. Geol. Soc.*, Ann. Meeting, Atlanta, 432 p.

GEVIRTZ J.-L., FRIEDMAN G.-M. (1966). - Deep-sea carbonate sediments of the Red Sea and their implication on marine lithification. *J. Sedim. petrol.*, 36, 143-151.

GOT H., STANLEY D.-J., SOREL D. (1977). - Northwestern hellenic arc : concurrent sedimentation and deformation in a compressive setting. *Marine Geol.*, 24, 21-36.

HAGER J.-L. (1980). - Sorption of manganese and silica by clay and carbonate. *Marine Chemistry*, 9, 199-209.

HEYE D. (1978). - The internal micro-structure of manganese nodules and their relationship to the growth rate. *Marine Geol.*, 26, M 59-M 66.

HIEKE W. (1976). - Problems of eastern Mediterranean late quaternary stratigraphy - A critical evaluation of literature. *"Meteor" Forsch. Ergebnisse*, C, 24, 68-88.

HSÜ K.-J., RYAN W.-B.-F. (1974). - Deep sea drilling in the Hellenic trench. *Geol. Soc. Greece*, 10, 81-89.

HUCHON P., ANGELIER J., LE PICHON X., LYBÉRIS N., RICOU L.-E. (1980). - Les structures tectoniques observées en plongée dans les fosses helléniques. *C.R. somm. Soc. Géol. de France*, 5, 162-166.

HUDSON J.-D. (1977). - Stable isotopes and limestones lithifications. *J. Geol Soc. London*, 133, 637-660.

JACKSON T.-A., BISCHOFF J.-L. (1971). - The influence of amino acids on the kinetics of the recrystallization of aragonite to calcite. *J. Geol.*, 79, 493-497.

JONGSMA D. (1977). - Bathymetry and shallow structures of the Pliny and Strabo trenches South of the hellenic arc. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88, 797-805.

KENNEDY W.-J. (1975). - Trace fossils in carbonate rocks. *In :* FREY R.-W. (Ed.). *The study of trace fossils.* Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 377-388.

KENNEDY W.-J., HALL A. (1967). - The influence of organic matter on the preservation of aragonite in fossils. *Proc. Geol. Soc. London,* 1643, 253-255.

KITANO Y., HOOD D.-W. (1965). - The influence of organic material on the polymorphic crystallization of calcium carbonate. *Geochim. Cosmochim. Acta,* 29, 29-42.

LALOU C., BRICHET E., LEGRESSUS C. (1973). - Étude d'un nodule de manganèse au microscope électronique à balayage et par microanalyse X. Implication dans le mode de formation des nodules. *Ann. Inst. Océanogr.*, 49, 5-17.

LEITE O. (1980). - La marge continentale sud-crétoise : géologie et structure. Thèse de doctorat de spécialité. Université P. et M. Curie (Paris VI), 145 p., déposée à la Soc. Géol. de France.

LEITE O., MASCLE J., ANASTASAKIS G. (1980). - La marge continentale sud-crétoise : grands ensembles structuraux et sédimentaires. *C.R. somm. Soc. Geol. de France,* 5, 171-174.

LE PICHON X., ANGELIER J. (1979). - The hellenic arc and trench system : a key to the neotectonic evolution of the eastern mediterranean area. *Tectonophysics,* 60, 1-42.

LE PICHON X., ANGELIER J., AUBOUIN J., LYBERIS N., MONTI S., RENARD V., GOT H., HSÜ K., MART Y., MASCLE J., MATTHEWS D., MITROPOULOS D., TSOFLIAS P., CHRONIS G. (1979). - From subduction to transform motion : a Sea beam survey of the hellenic trench system. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 44, 441-450.

LE PICHON X., ANGELIER J., BOULIN J., BUREAU D., CADET J.-P., DERCOURT J., GLAÇON G., GOT H., KARIG D., LYBERIS N., MASCLE J., RICOU E., THIEBAULT F. (1979). - Tectonique active dans le fossé de subduction hellénique : observations par submersible. *C.R. Acad. Sci.,* Paris, 289 (D), 1 225-1 228.

LE PICHON X., ANGELIER J., BOULIN J., BUREAU D., CADET J.-P., CHAPEL A., DERCOURT J., GLAÇON G., GOT H., KARIG D., LYBERIS N., MASCLE J., RICOU L.-E., THIEBAULT F. (1980). - Importance des formations attribuées au Messinien dans les fossés de subduction helléniques : observations par submersible. *C.R. Acad. Sci.,* Paris 290 (D), 5-8.

LE PICHON X., HSÜ K.-J. (1979). - Heat. *Episodes,* 1, 3-6.

LE PICHON X., HUCHON P., ANGELIER J., LYBÉRIS N., BOULIN J., BUREAU D., CADET J.-P., DERCOURT J., GLAÇON G., GOT H., KARIG D., MASCLE J., RICOU L.-E., THIEBAULT F. (1981). - Subduction in the hellenic trench : probable role of a thick evaporitic layer based on sea beam and submersible studies. *In :* LEGGETT J. (Ed.), *Proc. Conf. on Trench and Fore Arc Sedimentation and Tectonics in Modern and Ancient Subduction Zones,* Londres, juin 1980, à l'impression.

LE PICHON X., HUCHON P., ANGELIER J., LYBÉRIS N., BOULIN J., BUREAU D., CADET J.-P., DERCOURT J., GLAÇON G., GOT H., KARIG D., MASCLE J., RICOU L.-E., THIEBAULT F. (1981). - Active tectonics in the hellenic trench. 26e C.G.I. Colloque C3, Paris, juillet 1980, *Oceanologica Acta,* à l'impression.

LE QUELLEC P. (1979). - La marge continentale du Péloponnèse : géologie et structure. Thèse de doctorat de spécialité, Université P. et M. Curie (Paris VI), 210 p., déposée à la Soc. Géol. de France.

LE QUELLEC P., MASCLE J. (1979). - Hypothèse sur l'origine des Monts Matapan (marge ionienne du Péloponnèse). *C.R. Acad. Sci.,* Paris, 288 (D), 31-34.

LE QUELLEC P., MASCLE J. (1979). - Les fosses de Matapan (marge Ionienne du Péloponnèse) : exemple de désorganisation d'une fosse de subduction. *7e Réun. Ann. Sc. de la Terre,* Lyon, 295, déposé à la Soc. Géol. de France.

LE QUELLEC P., MASCLE J., GOT H., VITTORI J. (1980). - Seismic structure of southwestern Peloponnesus continental margin. *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.,* 64-2, 242-263.

LE QUELLEC P., MASCLE J., GOT H., VITTORI J., MIRABILE L., (1979). - Esquisse structurale de la marge continentale au sud du Péloponnèse. *C.R. Somm. Soc. Géol. de France,* 2, 76-79.

LE QUELLEC P., MASCLE J., VITTORI J., GOT H., MIRABILE L. (1978). - La fosse de Matapan (mer Ionienne) : nouvelles données sur sa structure. *C.R. Acad. Sc. Paris,* 287 (D), 431-434.

LINDSTRÖM M. (1963). - Sedimentary folds and the development of limestone in an early ordovician sea. *Sedimentology,* 2, 243-292.

LUCAS G., CROS P., LANG J. (1976) - Étude microscopique des roches meubles et consolidées. Toin, Paris, 503 p.

LYBÉRIS N., ANGELIER J., LE PICHON X., RENARD V. (1980). - Interprétation d'un fossé de subduction à partir des levés bathymétriques au sondeur multifaisceaux "Sea beam" : l'exemple du fossé hellénique. *C.R. Somm. Soc. Geol. de France,* 5, 167-170.

MARGOLIS S.-V., GLASBY G.-P. (1973). - Microlaminations in marine manganese nodules as revealed by scanning electron microscope. *Geol. Soc. Am. Bull.,* 84, 3 601-3 614.

MARLOWE J.-I. (1971). - Dolomite, phosphorite and carbonate diagenesis on a Caribbean seamount. *J. sedim. Petrol.*, 41, 809-827.

MARTINI E. (1971). - Standard tertiary and quaternary calcareous nannoplankton zonation. *Proc. 2nd plankt. Conf. Rome*, 1970, 2, 739-785.

MASCLE J., GENNESSAUX M., LE QUELLEC P. (1977). - Remarques à propos des fosses helléniques et de la ride méditerranéenne. *In : VI^{e} Coll. sur la Géologie des Régions Egéennes*, Athènes, III, 1 025-1 029.

MASSON N. (1978). - Présence de grains de quartz d'origine volcanique dans les "grès" de Pinet (Province de Valence, Espagne). *103^{e} Congrès national des Soc. Sav.* Sciences, IV, 375-382.

Mc COY F.-W. (1978).- Volcanic ash stratigraphy in the Eastern Mediterranean and Aegean Sea. *10^{e} Congrès I.A.S.*, Jerusalem, 2, 431-432.

Mc KEE E.-D., GUTSCHICK R.-C. (1969). - History of Redwell Limestone of northern Arizona. *Geol. Soc. Am., Mem.*, 114, 126 p.

Mc KENZIE D.-P. (1972). - Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, 30, 109-185.

Mc KENZIE D.-P. (1978). - Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt : the Aegean Sea and surrounding regions (tectonics of Aegean region). *Geophys. J. Roy, Astr. Soc.*, 55, 217-254.

MEDIBA (groupe) (1977). - La marge occidentale du Péloponnèse : données nouvelles sur la structure et le recouvrement sédimentaire. *In : VI^{e} Coll. sur la Géologie des Régions Egéennes*, Athènes, III, 1 04-3-1 051.

MÉLIÈRES F., CHAMLEY H., COUMES F., ROUGE P. (1978). - X-ray mineralogy studies, Leg 42 A, Deep Sea Drilling Project, Mediterranean Sea. *In :* HSÜ K.-J., MONTADERT L. *et al.* (Eds)., *Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj., 42, A, Washington, U.S. Govern Print. Off.*, 361-383.

MICHARD G. (1975). - Chimie du manganèse à l'interface eau sédiment. Application à la formation des dépôts manganésifères des fonds océaniques. *Mineral. Deposita*, 10, 315-322.

MILLIMAN J.-D. (1971). - Carbonate lithification in the deep sea. *In :* BRICKER O.P. (Ed.), *Carbonate cements.* The John Hopkins Press, Baltimore, 95-102.

MILLIMAN J.-D. (1974). - Marine carbonates. Springer Verlag, Berlin, 375 p.

MILLIMAN J.-D., MÜLLER J. (1973). - Precipitation and lithification of magnesian calcite in the deep sea sediments of the eastern Mediterranean sea. *Sedimentology*, 20, 29-45.

MILLIMAN J.-D., ROSS D.-A., KU T.-L. (1969). - Precipitation and lithification of deep-sea carbonates in the Red Sea. *J. Sedim. Petrol.*, 39, 724-726.

MÜLLER C., BLANC-VERNET L., CHAMLEY H., FROGET C. (1975). - Les coccolithophoridés d'une carotte méditerranéenne. Comparaison paléoclimatologique avec les foraminifères, les ptéropodes et les argiles. *Tethys*, 6,4, 805-828.

MÜLLER J. (1978). - Carbonate content, carbonate mineralogy, and bulk mineralogy of DSDP Leg 42 A samples. *In :* HSÜ K.-J., MONTADERT L. *et al.* (Eds), *Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, 42 A, Washington, U.S. Govern. Print. Off., 1 211-1 219.

MÜLLER J., FABRICIUS F.-H. (1970). - Carbonate mineralogy of deep-sea sediments from the Ionian sea. *22^{e} Cong. C.I.E.S.M.* Rome, 21, 11, 855-859.

MÜLLER J., FABRICIUS F.-H. (1974). - Magnesian calcite nodules in the Ionian deep-sea : an actualistic model for the formation of some nodular limestone. *In :* HSÜ K.-J., JENKYNS H.-C. (Eds), Pelagic sediments : on land and under the sea. *Spec. Publ. Int. Ass. Sedim.* Blackwell Publ., London, 1, 235-247.

NESTEROFF W.-D. (1973). - Petrography and mineralogy of sapropels. *In :* RYAN W.-B.-F., HSÜ K.-J., *et al.* (Eds), *Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj.* 13, 2, Washington, U.S. Govern. Print. Off., 713-720.

NESTEROFF W.-D. (1980). - Le dépôt des films de manganèse recouvrant les roches océaniques : un mécanisme de formation en trois étapes. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, 290 (D), 831-834.

NESTEROFF W.-D., ANGELIER J., BONNEAU M., POISSON A., LORT J. (1977). - Essai d'interprétation structurale de la marge de l'arc égéen méridional : résultats de la campagne océanographique Médor 1975. *In : VI^{e} Coll. sur la géologie des régions égéennes*, Athènes, III, 1 031-1 042.

NESTEROFF W.-D., LORT J., ANGELIER J., BONNEAU M., POISSON A. (1977). - Esquisse structurale en Méditerranée orientale au front de l'arc égéen. *In :* BIJU-DUVAL B., MONTADERT L., (Eds), *International Symposium on the structural history of the Mediterranean basins.* Split (Yugoslavie), octobre 1976, Technip, Paris, 241-256.

PAREYN C. (1965). - Observations géologiques et sédimentologiques dans la fosse ouest de la mer Ionienne : plongées bathyscaphe Archimède. *Ann. Inst. Océanogr.*, XLVI, 1, 53-71.

PARKER F.-L. (1958). - Eastern Mediterranean Foraminifera. *Rep. swed. Deep Sea Exped*, 8, Sediments cores from the Mediterranean Sea and the Red Sea, 2, 4, 219-283.

PASTOURET L. (1970). - Étude sédimentologique et paléoclimatique de carottes prélevées en Méditerranée orientale. *Tethys*, Marseille, 2, 227-266.

PURDY E.-G. (1968). - Carbonate diagenesis : an environmental survey. *Geol. Rom.*, VII, 183-228.

ROBERT C., CHAMLEY H. (1974). - Gypse et sapropels profonds de Méditerranée orientale. *C.R. Acad. Sci., Paris,* 278 D, 843-846.

RÖGL F. (1974). - The evolution of the *Globorotalia truncatulinoides* and *Globorotalia crassaformis* group in the Pliocene and Pleistocene of the Timor Trough, D.S.D.P. Leg 27, site 262. *Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, 27, Washington U.S. Govern. Print. Off., 743-767.

RÖGL F., BOLLI H. (1973). - Holocene to pleistocene planktonic foraminifera of Leg 15, site 147 (Cariaco Basin (trench) Caribbean Sea) and their climatic interpretation. *Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, 15, Washington, U.S. Govern. Print. Off., 553-615.

ROGNON P. (1980) - What controlled the variation of Saharan Anticyclones during the previous 20.000 years ? *26e congr. geol. interna.,* Paris, 1980, rés. 685.

RYAN W.-B.-F., HSÜ K.-J., CITA M.-B., DUMITRICA P., LORT J., MAYNC W., NESTEROFF W.-D., PAUTOT G., STRADNER H., WEZEL F.-C. (1973) - Hellenic trench sites 127 and 128. *In :* RYAN W.-B.-F., HSÜ K.-J. *et al* (Eds). *Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, 13, I, Washington, U.S. Govern. Print. Off., 243-322.

RYAN W.-B.-F., HSÜ K.-J., CITA M.-B., DUMITRICA P., LORT J., MAYNC W., NESTEROFF W.-D., PAUTOT G., STRADNER H., WEZEL F.-C. (1973). - Strabo trench and mountains site 129. *In :* RYAN W.-B.-F., HSÜ K.-J. *et al.* (Eds). *Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, 13, I, Whashington, U.S. Govern. Print. Off. 323-344.

SANCHO J., LETOUZEY J., BIJU-DUVAL B., COURRIER P., MONTADERT L., WINNOCK E. (1973). - New data on the structure of Eastern Mediterranean basin from reflection data. *Earth Planet. Sc. lett.*, 18, 189-204.

SARTORI R. (1974). - Modern deep-sea magnesian calcite in the central Tyrrhenian sea. *J. sedim. Petrol.*, 44, 1 313-1 322.

SAYLES F.-L., MANHEIM F.-T. (1975). - Interstitial solutions and diagenesis in deeply buried marine sediments : results from the Deep Sea Drilling Project. *Geochimica et Cosmochimica Acta,* 39, 103-107.

SCHMIDT R.-R. (1973). - A calcareous nannoplankton zonation for Upper Miocene - Pliocene deposits from the Southern Aegean Area, with a comparison to mediterranean stratotype localities. *Proc. kon. Ned. Akad. Wet.* (B), 76, 287-310.

SIGL W., CHAMLEY H., FABRICIUS F., GIROUD D'ARGOUD G., MÜLLER J. (1978). - Sedimentology and environmental conditions of sapropels. *In :* HSÜ J., MONTABERT L. *et al.* (Eds), *Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, U.S. Govern. Print. Off. 42, A, 445-464.

SOREM R.-K., FOSTER A.-R. (1972). - Internal structure of manganese nodules and implications in beneficiation. *In :* HORN D.-R. (Ed). **Ferromanganese deposits on the ocean floor.** Inst. Dec. ocean Expl., Natl., Sci. Found, Washington D.C., 167-180.

SUJKOWSKI Z.-B.-L. (1958). - Diagenesis. *Bull. Am. Ass. Petr. Geol.,* 42, 2 692-2 717.

TAYLOR J.-C.-M., ILLLING L.-V. (1971). - Alteration of recent aragonite to magnesium calcite cement, Qatar, Persian Gulf. *In :* BRICKER P.-O. (Ed.), *Carbonate cements.* The John Hopkins Press, Baltimore, 36-39.

THIÈDE J. (1977). - A glacial Mediterranean. *In : Geol. Soc. Am. Ann. Meet.,* abstracts with programs, 9, 1 198.

THOMPSON G., BOWEN U.-T., MELSON W.-G., CIFELLI R. (1968). - Lithified carbonates from the deep-sea of the equatorial Atlantic. *J. Sedim. Petrol.,* 38, 1 305-1 312.

THUNELL R.-C. (1978) a. - Distribution of recent planktonic foraminifera in surface sediments of the Mediterranean sea. *Mar. Micropal.,* 3, 147-173.

THUNELL R.-C. (1978) b. - Eastern Mediterranean Sea during the Last Glacial Maximum ; an 18 000 years BP. Reconstruction. *Quatern. Res.,* 11, 353-372.

THUNELL R.-C., FEDERMAN A, SPARKS S., WILLIAMS D. (1979). - The Age, Origin and Volcanological Significance of the Y-5 Ash Layer in the Mediterranean. *Quatern. Res.,* 12, 241-253.

TODD R. (1958). - Foraminifera from Western Mediterranean deep-sea cores. *Rep. Swed. Deep-Sea Exped.,* 8. Sediment cores from the Mediterranean sea and the Red sea, 2, 3, 169-215.

VENKATARATHMAM K.-V., RYAN W.-B.-F. (1971). - Dispersal patterns of clay minerals in the sediments of the Eastern Mediterranean. *Mar. Geol.,* 11, 261-282.

VITTORI J. (1978). - Caractères structuro-sédimentaires de la couverture plio-quaternaire au niveau des pentes et des fosses helléniques du Péloponnèse. Thèse de doctorat de spécialité, Université de Toulouse, 194 p., déposée à la Soc. Géol. de France.

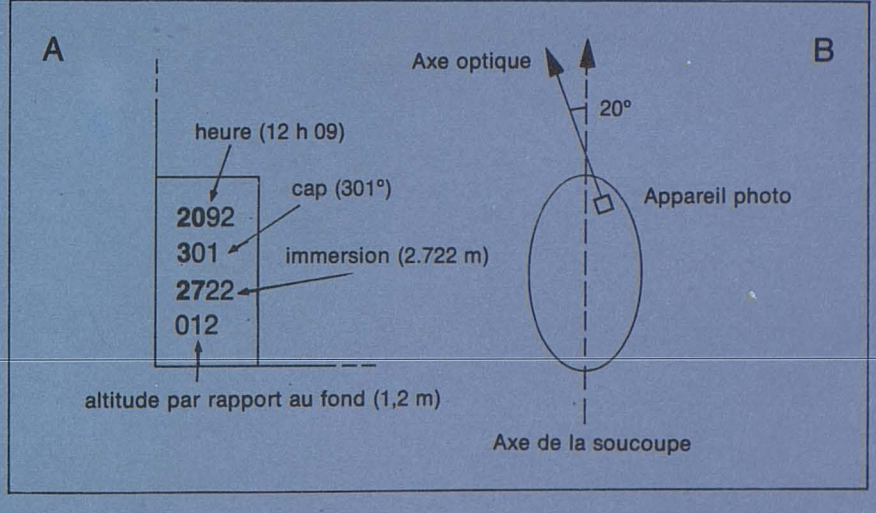
VITTORI J., GOT H., LE QUELLEC P., MASCLE J. et MIRABILE L. (1981). - Emplacement of the recent sedimentary cover and process of clyontiar ont the Matapan trench margin (Hellenic). Mar. Geol., 41, 1981, p 113-135.

WILLIAMS D.-F., THUNELL R.-C., KENNETT J.-P. (1978). - Periodic freshwater flooding and stagnation of the eastern Mediterranean sea during the late Quaternary. *Science,* 201, 252-254.

ZIBROWIUS H. (1980). - Thanatocoenose pléistocène profonde à spongiaires et scléractiniaires dans la fosse hellénique. *C.I.E.S.M., 17e Cong.* Cagliari, octobre 1980, à l'impression.

ATLAS PHOTOGRAPHIQUE

Les photographies du fond sont repérées par deux chiffres : le premier correspond au numéro de la plongée, le deuxième à celui porté sur les cartes de navigation (Ch. I). La signification des données inscrites sur les photos est expliquée par la figure ci-dessous.



A : Données digitales inscrites sur les photos
B : Schéma de l'appareil photo par rapport à la position de l'axe de la soucoupe.

La profondeur indiquée dans la légende de chaque photo est la profondeur corrigée, elle n'est donc pas identique à celle indiquée sur la photo elle-même.

ZONE I

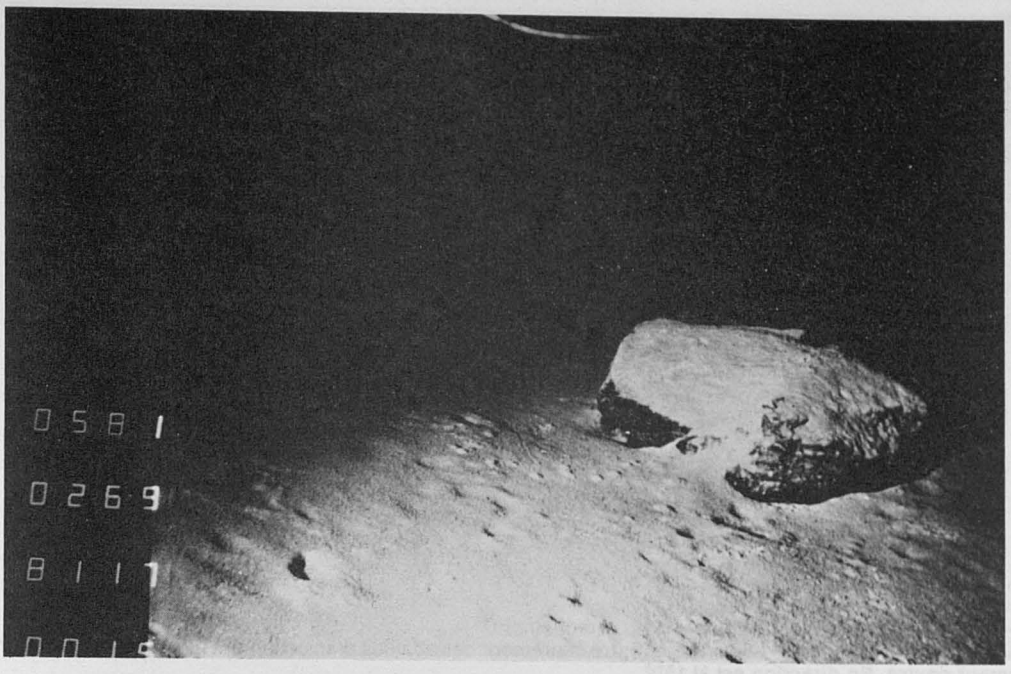
Plongée H1-36

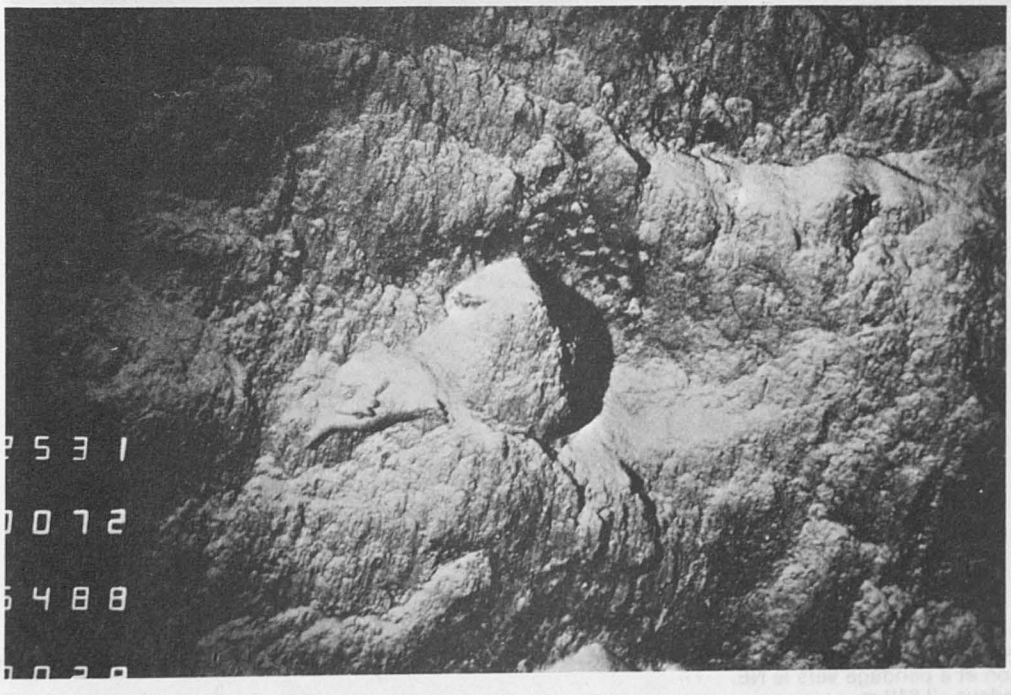
Ph. 1 - Bloc isolé sur une faible pente envasée.
Les blocs tels que celui-ci, très envasé, proviennent des grandes falaises situées à l'W. Deux d'entre eux ont été prélevés (H1-36-1 et 3) et sont de nature gréseuse. Notez la souille (à gauche du bloc) due au courant, ainsi que les terriers circulaires.
Profondeur : 2.985 m.
Localisation : fig. I-6.

Ph. 2 - Petite faille affectant la vase superficielle.
La vase blanche non consolidée apparaît ici sous la vase actuelle grisâtre.
Profondeur : 2.825 m.
Localisation : fig. I-6.

Ph. 3 - Falaise subverticale formée probablement de grès.
Les parois subverticales de ce type, assez envasées, correspondent le plus souvent à des plans de faille normale. La direction de celle-ci est N 150°.
Profondeur : 2.730 m.
Localisation : fig. I-6.

Zone I
Plongée H1-36





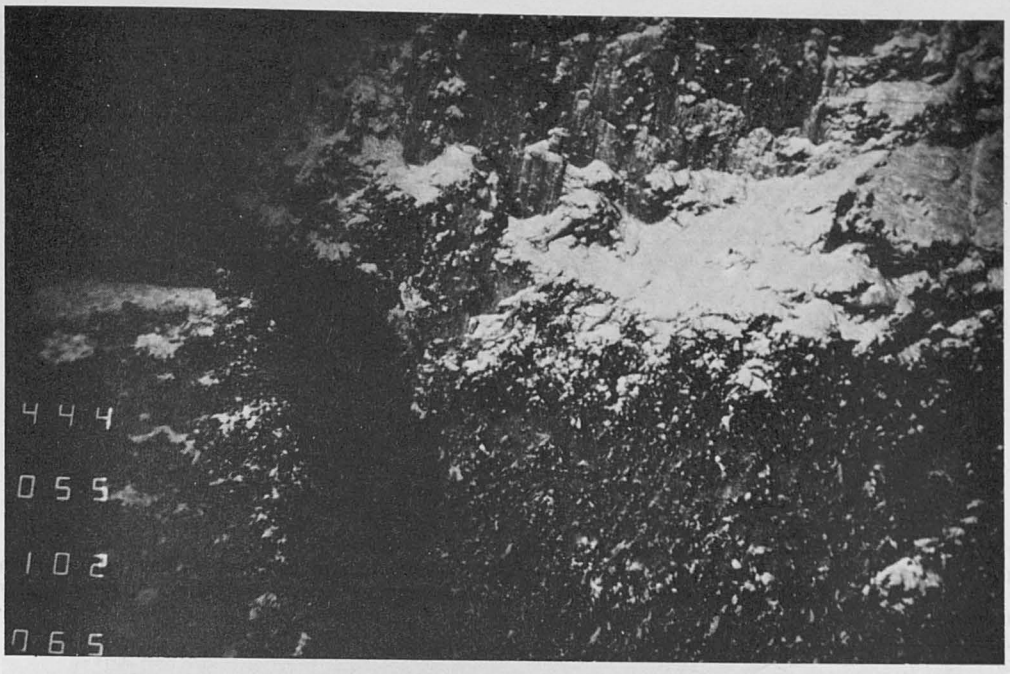
Ph. 4 - Plan de faille normale avec écailles d'arrachement.
Ce plan de faille, très encroûté et envasé, montre clairement des écailles d'arrachement indiquant un jeu normal peut être légèrement dextre. Sa direction est N 150°.
Profondeur : 1.745 m.
Localisation : fig. I-6.

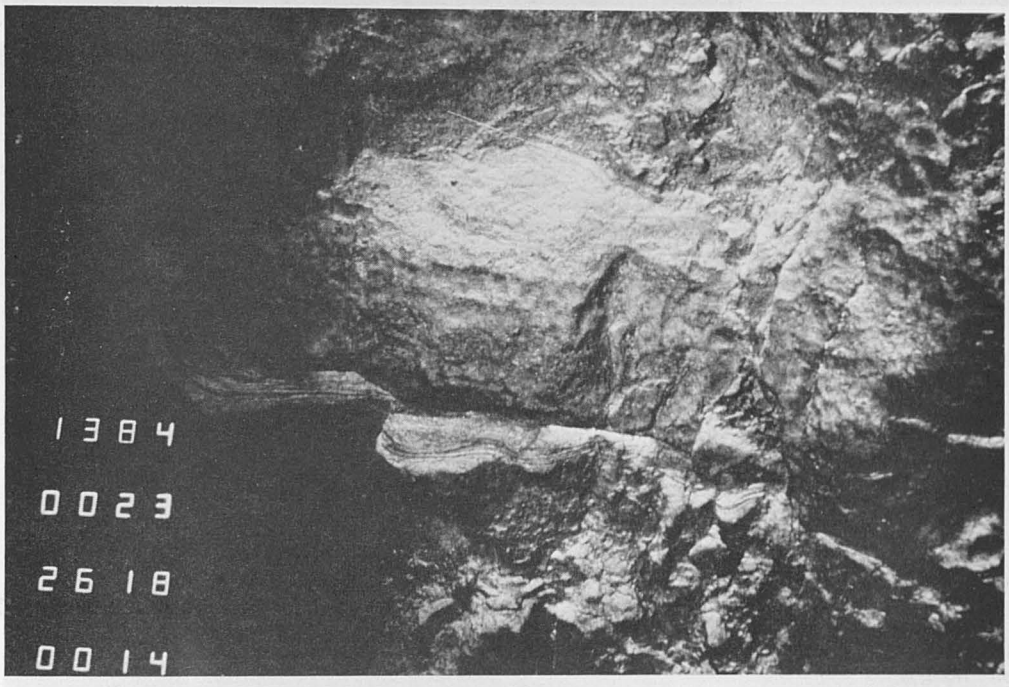
ZONE II

Plongée H2-37

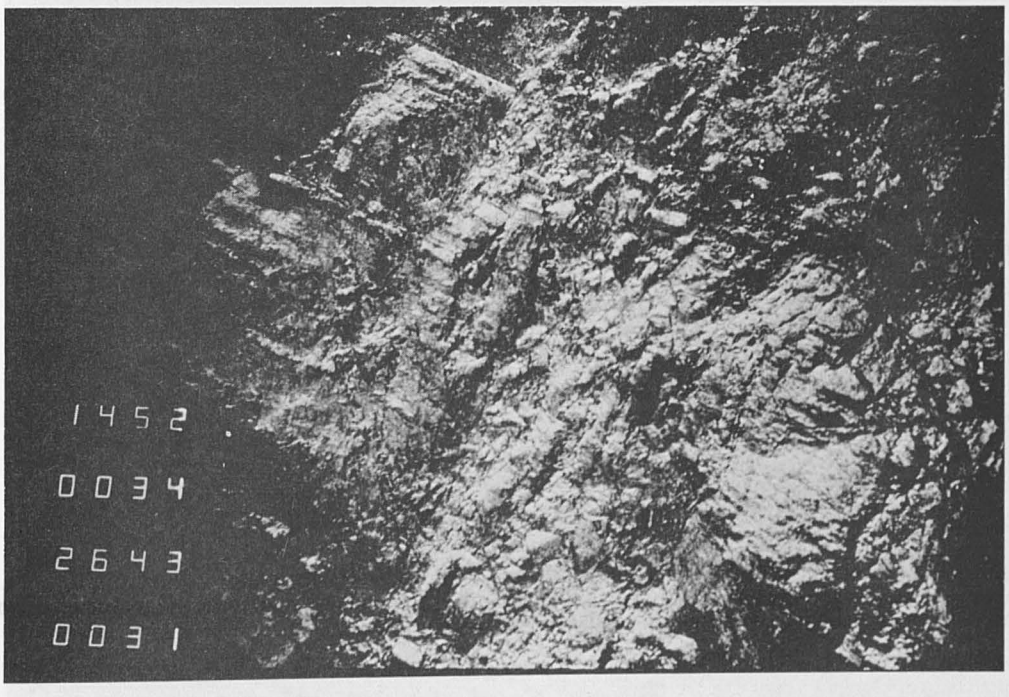
Ph. 1 - Formation massive surmontant un banc finement lité et une formation bréchique.
Ce type d'affleurement, montrant une alternance de roches massives, de petits lits légèrement onduleux et de brèches, est fréquent sur les flancs de la colline de Castor. On y voit également de nombreuses fractures.
Profondeur : 2.786 m.
Localisation : fig. I-7.

Ph. 2 - Poche de brèches dans une formation stratifiée.
Des brèches remplissent ici une poche dans une formation bien stratifiée, formée de petits bancs plus ou moins résistant à l'érosion et à pendage vers le NE.
Profondeur : 2.812 m.
Localisation : fig. I-7.





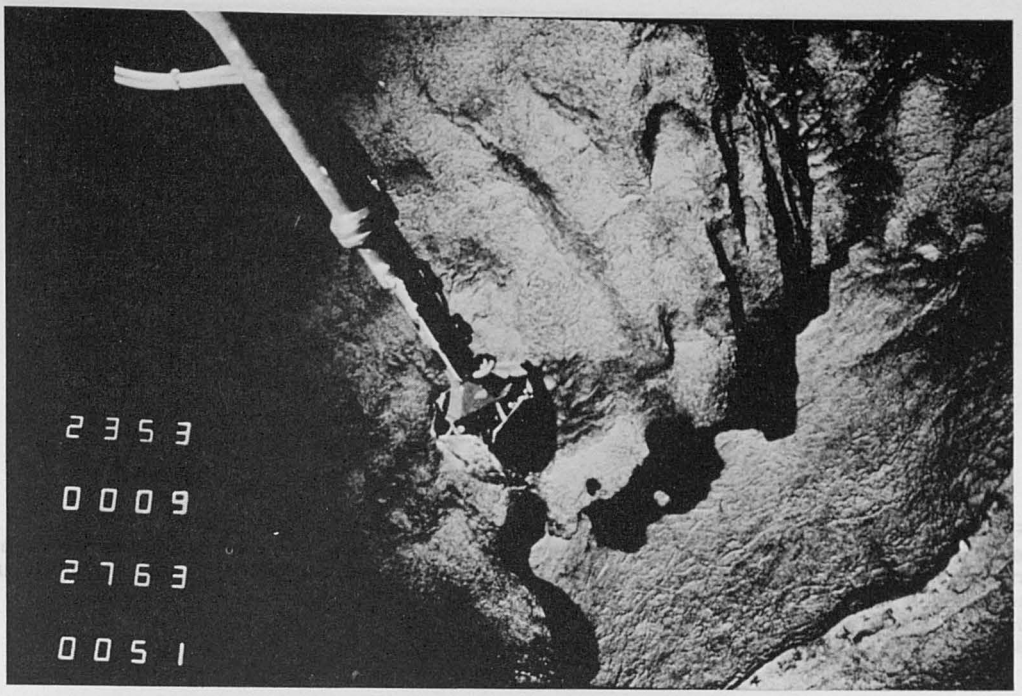
Zone II
Plongée H2-37

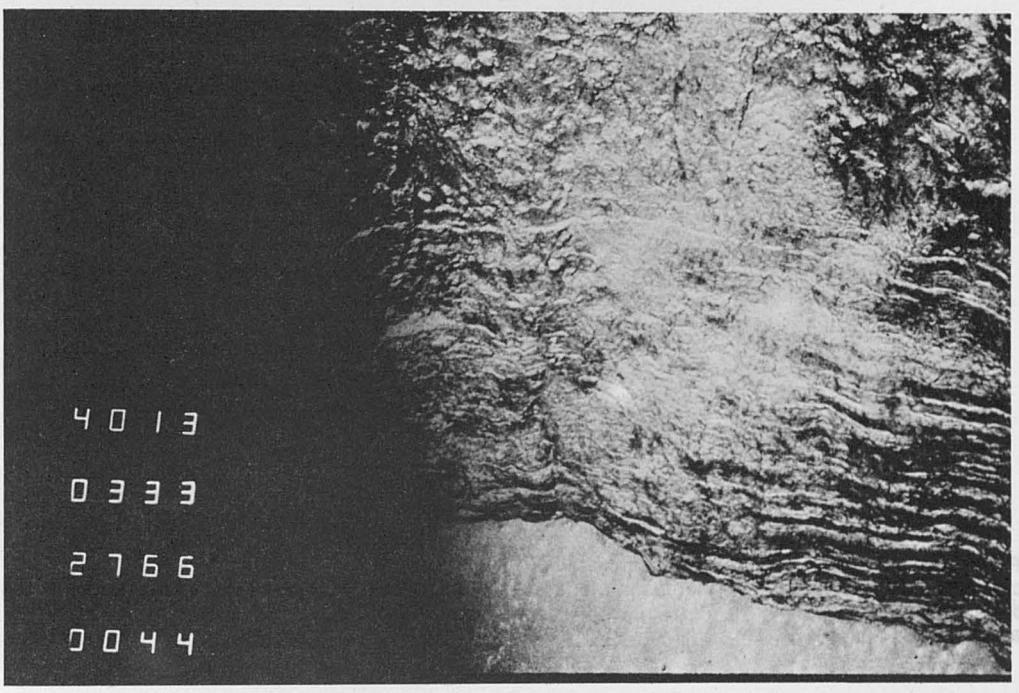


Ph. 3 - Formations de pente formant des "draperies" accrochées à la falaise.
Ces structures sont interprétées comme les restes d'anciens talus indurés, restés accrochés à la paroi après la montée de la falaise par rapport aux talus. L'érosion par dissolution se manifeste ici par des festons, des trous... Au premier plan, le bras mécanique de Cyana.
Profondeur : 2.937 m.
Localisation : fig. I-7.

Ph. 4 - Formation à stratification fine et onduleuse, attribuée au Messinien (évaporites).
Cet affleurement présente les caractéristiques les plus marquées de ces formations constituant la colline de Castor et attribuées au Messinien. La paroi est ici dirigée N 110°.
Profondeur : 2.940 m.
Localisation : fig. I-7.

Ph. 5 - Formation massive à stratification horizontale et formes d'érosion par dissolution.
Cette formation présente une stratification beaucoup plus régulière que celle de la photo 4. Les traces d'érosion par dissolution y sont fréquentes : ici, on voit des cupules de dissolution.
Profondeur : 2.940 m.
Localisation : fig. I-7.


2353
0009
2763
0051

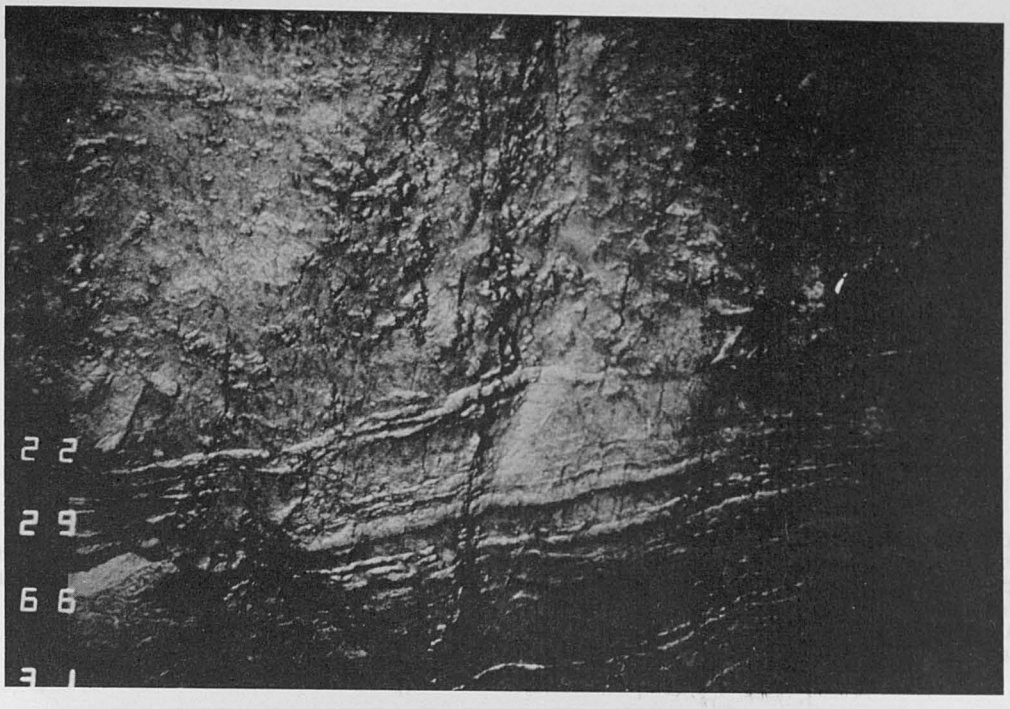

4013
0333
2766
0044

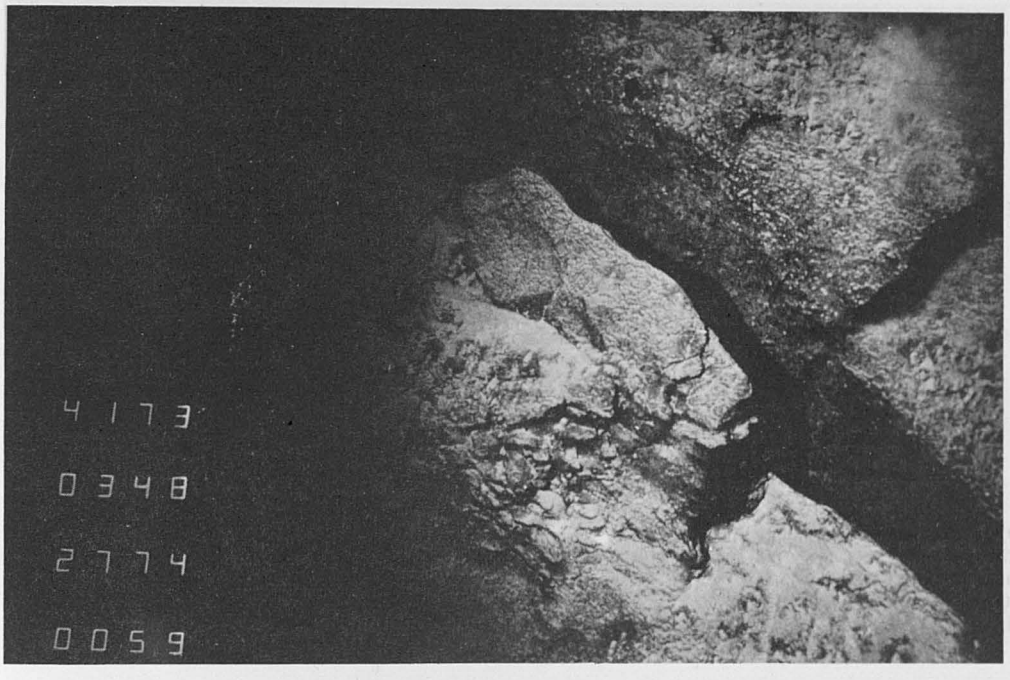
4015
0176
2766
0032

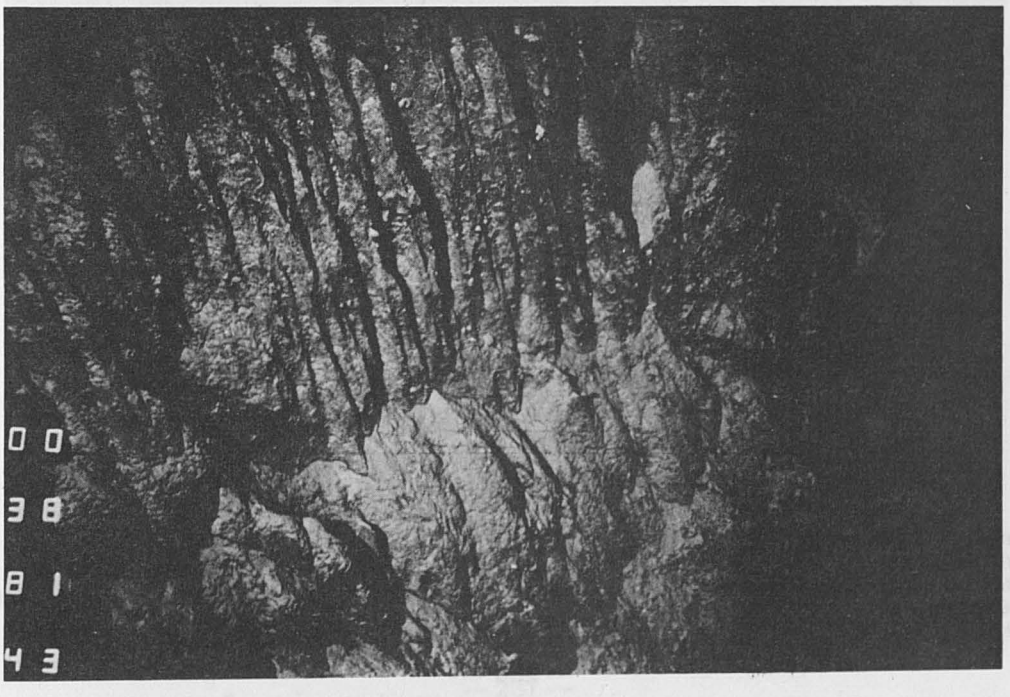
Ph. 6 - Formation massive et encroûtée surmontant une formation à petits bancs en relief.
Cet affleurement montre un autre aspect des formations stratifiées, où l'alternance de lits plus ou moins résistants à l'érosion est bien mise en évidence. Il montre ainsi l'hétérogénéité de la série, avec des bancs épais et massifs surmontant des bancs finement stratifiés.
Profondeur : 2.942 m.
Localisation : fig. I-7.

Ph. 7 - Fracture ouverte dans une formation massive.
Les fractures ouvertes sont assez fréquentes sur le flanc S de la colline de Castor. Celle-ci est dirigée N 100°.
Profondeur : 2.948 m.
Localisation : fig. I-7.

Ph. 8 - Paroi à modelé de surface en grandes cannelures subverticales.
Les cannelures de dissolution, moins développées à la partie inférieure de la paroi, sur 1 m environ, indiquent probablement un mouvement de surrection de la colline de Castor par rapport au talus vaseux.
Profondeur : 2.956 m.
Localisation : fig. I-7.


22
29
66
31


4173
0348
2774
0059


00
38
81
43

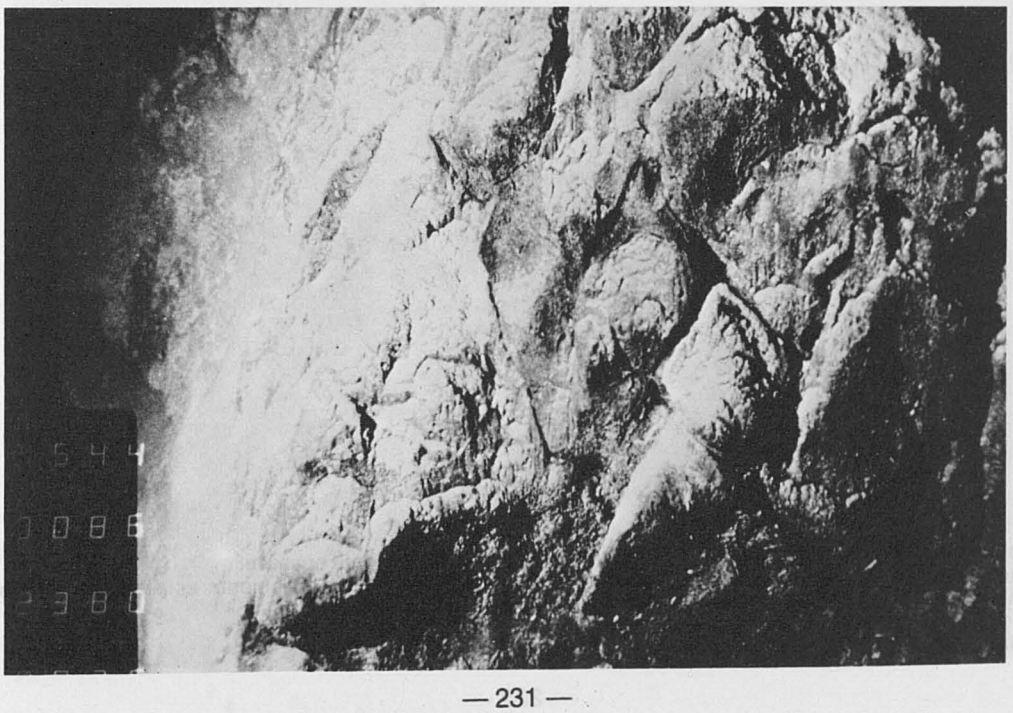
Ph. 9 - Niche d'arrachement et rides de courants.
Les niches d'arrachement, de forme semi-circulaire, deviennent fréquentes dès que la pente dépasse 25 à 30°. Les rides de courant, parallèles à la ligne de plus grande pente, indiquent la présence d'un courant de contour suivant les falaises situées plus haut.
Profondeur : 2.950 m.
Localisation : fig. I-7.

Plongée H3-38

Ph. 1 - Petit escarpement de faille très envasé.
La base du mur interne est très envasée et ne présente que des petits affleurements comme celui-ci. Des figures de dissolution y sont également visibles.
Profondeur : 2.537 m.
Localisation : fig. I-8.

Ph. 2 - Petites failles inverses.
Cet affleurement montre les seules failles inverses observées sur le mur interne. Elles sont dirigées EW et sont à pendage fort vers le N. Elles sont actuellement recoupées par un escarpement dirigé également EW et affleurent ici sur une paroi NS.
Profondeur : 2.539 m.
Localisation : fig. I-8.

Zone II
Plongée H3-38



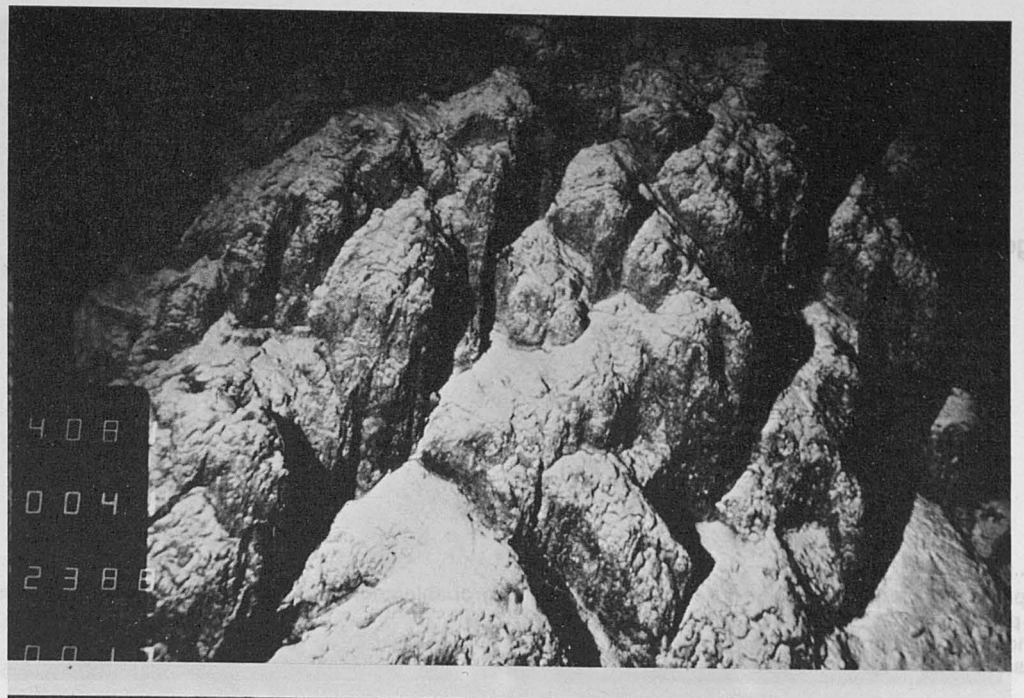
Plongée H4-39

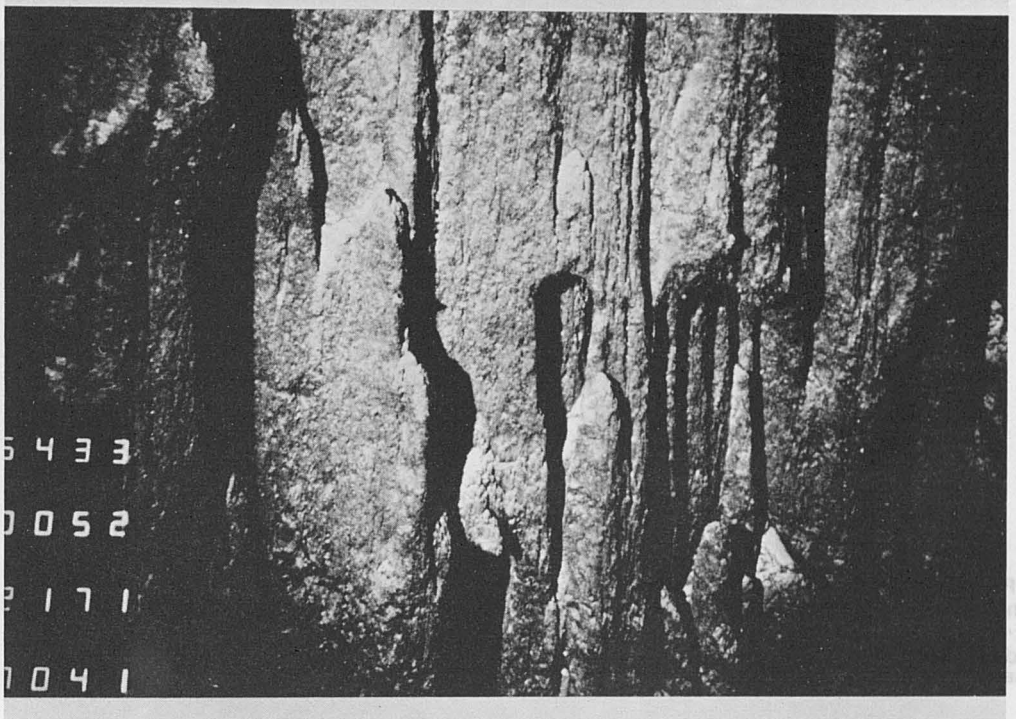
Ph. 1 - Formation massive très fracturée.
La base du mur interne est ici, comme sur la photo 2 de la plongée 3-38, très fracturée, ce qui témoigne peut être d'une accrétion tectonique ancienne et limitée.
Profondeur : 2.547 m.
Localisation : fig. I-9.

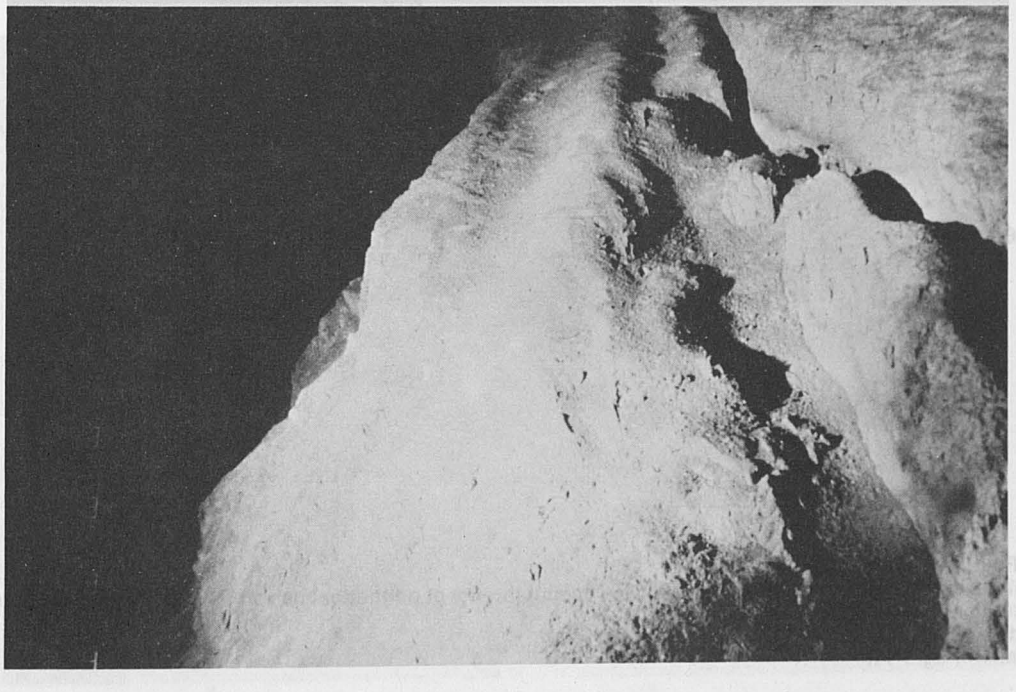
Ph. 2 - Formation massive avec formes d'érosion par dissolution.
A une centaine de mètres au-dessus de la base du mur interne, on retrouve des formations semblables à celles observées sur la colline de Castor avec, ici, des rainures, des cannelures et des cupules de dissolution.
Profondeur : 2.322 m.
Localisation : fig. I-9.

Ph. 3 - Formes d'érosion par appel au vide au sommet d'une très forte pente envasée.
Sur le mur interne, on trouve des pentes à 60° où la vase, mis à part quelques arrachements, est stable. Au sommet de ces pentes cependant, les formes d'érosion par appel au vide sont fréquentes.
Profondeur : 1.857 m.
Localisation : fig. I-9.

Zone II
Plongée H4-39







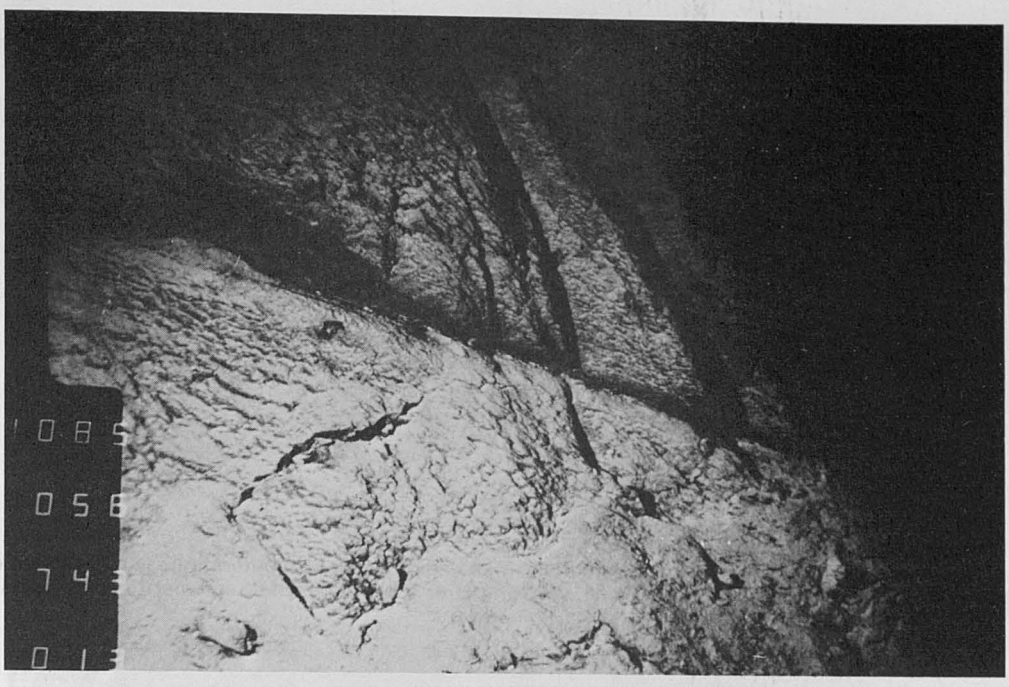
Plongée H5-40

Ph. 1 - Falaise envasée.
Cette paroi assez molle, inclinée à 60° environ, correspond probablement à une passée moins résistante à l'érosion que celles présentées sur les photos 1 à 8 de la plongée 2-37.
Profondeur : 2.916 m.
Localisation : fig. I-10.

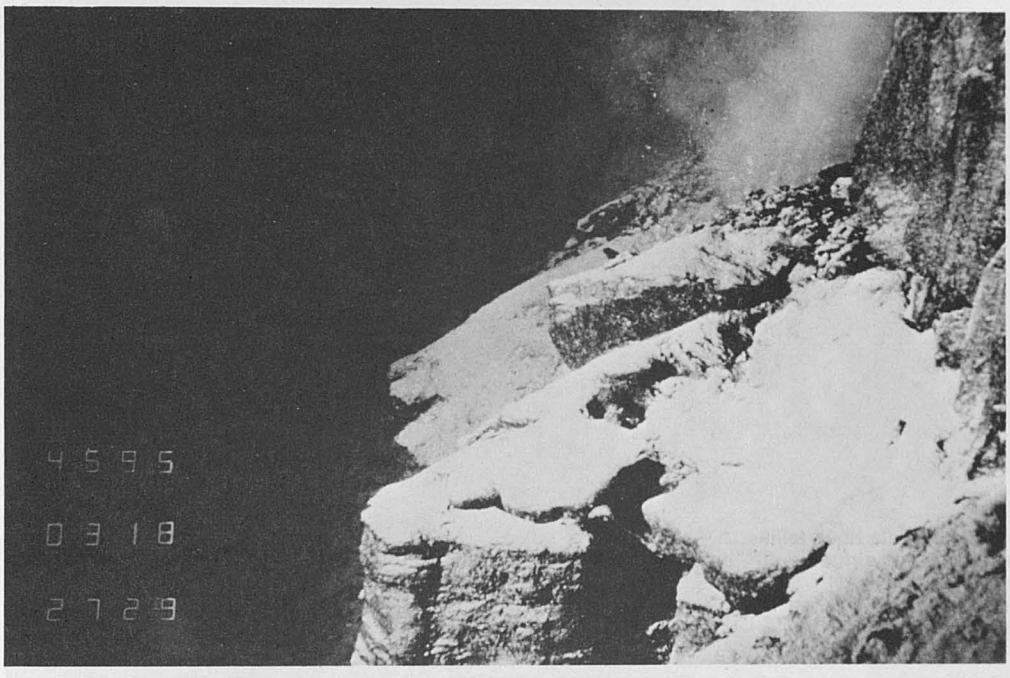
Ph. 2 - Replat envasé dans une falaise verticale.
L'échantillon H5-40-6 a été prélevé à la base de ce replat. Il s'agit d'un fragment de l'un des bancs en relief visibles sur la photo.
Profondeur : 2.902 m.
Localisation : fig. I-10.

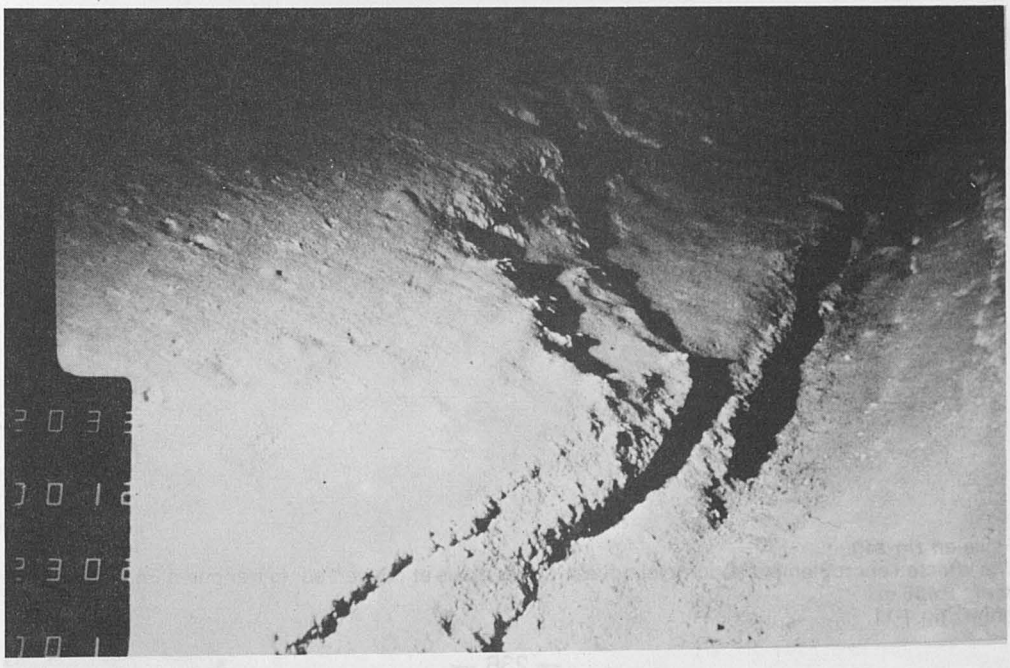
Plongée H6-41

Ph. 1 - Petit chenal d'écoulement.
Ces "mini-canyons" sont très fréquents à la base du mur interne et permettent de voir à l'affleurement plusieurs niveaux d'encroûtement superposés.
Profondeur : 2.458 m.
Localisation : fig. I-11.



Zone II
Plongée H5-40



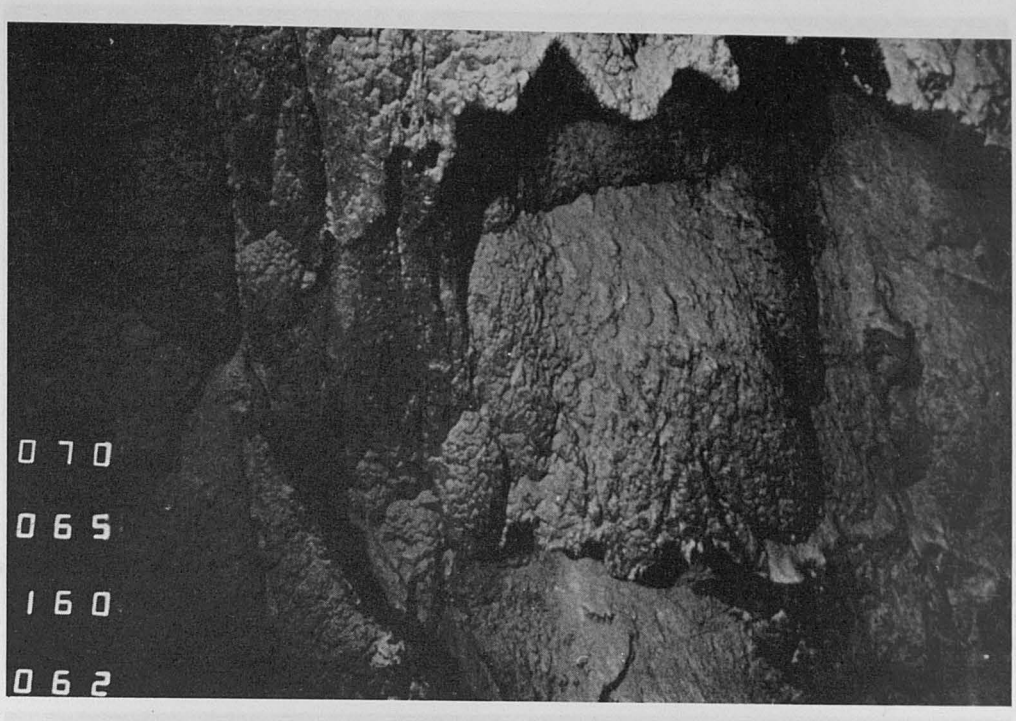


Zone II
Plongée H6-41

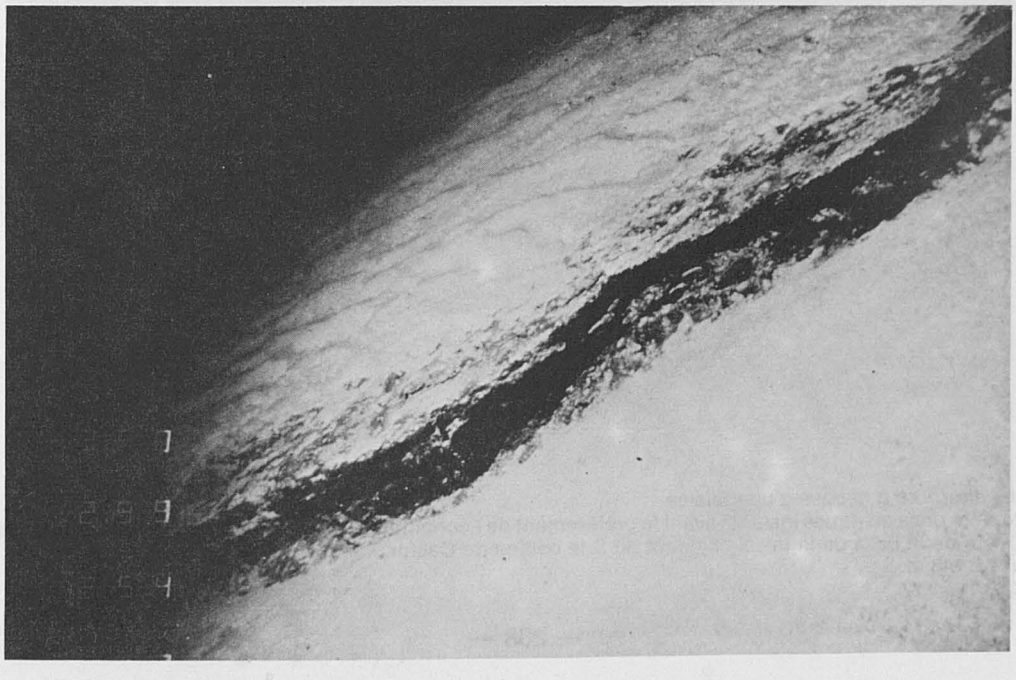
Ph. 2 - "Draperies" accrochées à une paroi verticale.
Ces structures, semblables à celle présentée sur la photo 3 de la plongée 2-37, montrent que le mouvement différentiel entre la falaise et le talus se fait de manière saccadée ; ces "draperies" sont les restes du sommet d'anciens talus indurés.
Profondeur : 2.311 m.
Localisation : fig. I-11.

Ph. 3 - Intersection de deux failles.
Celle de gauche est dirigée N 40°, celle de droite N 110°. La dissolution est ici suffisamment intense pour isoler des colonnes et des piliers.
Profondeur : 2.310 m.
Localisation : fig. I-11.

Ph. 4 - Faille en zig-zag.
Cette faille affecte l'encroûtement superficiel qui est ici très épais et couvert sur la tranche d'un film noirâtre d'oxydes.
Profondeur : 2.408 m.
Localisation : fig. I-11.


070
065
160
062

53
15
64
26

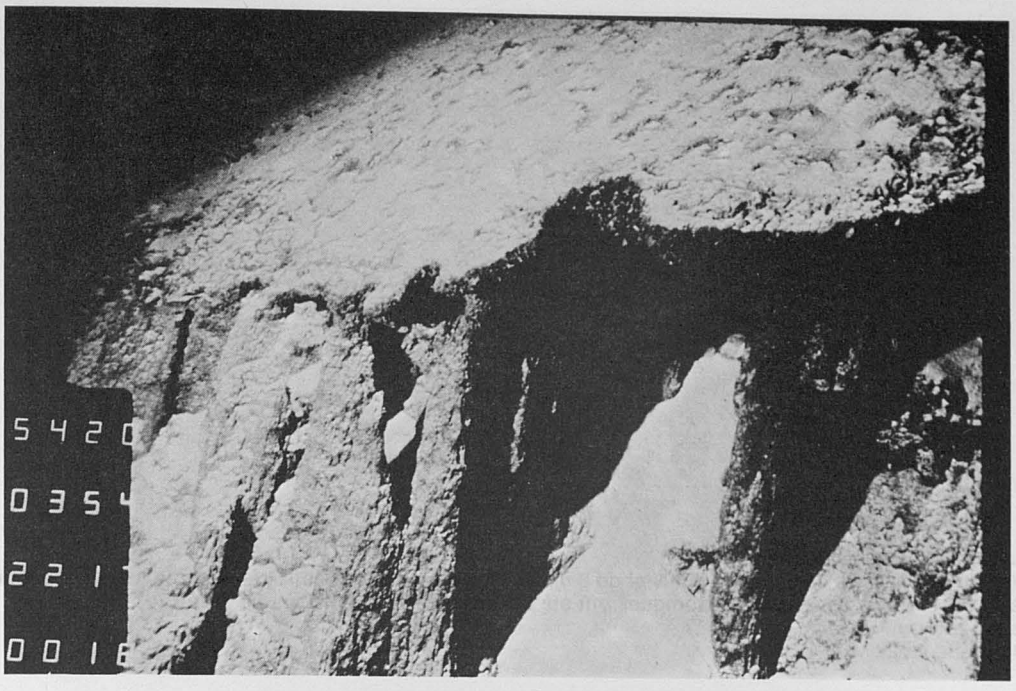


Ph. 5 - "Caverne ".
Cette "caverne " est formée de piliers supportant un toit constitué de formations de pente indurées. Cette structure, tout à fait remarquable, met bien en évidence l'intensité de l'érosion par dissolution.
Profondeur : 2.370 m.
Localisation : fig. I-11.

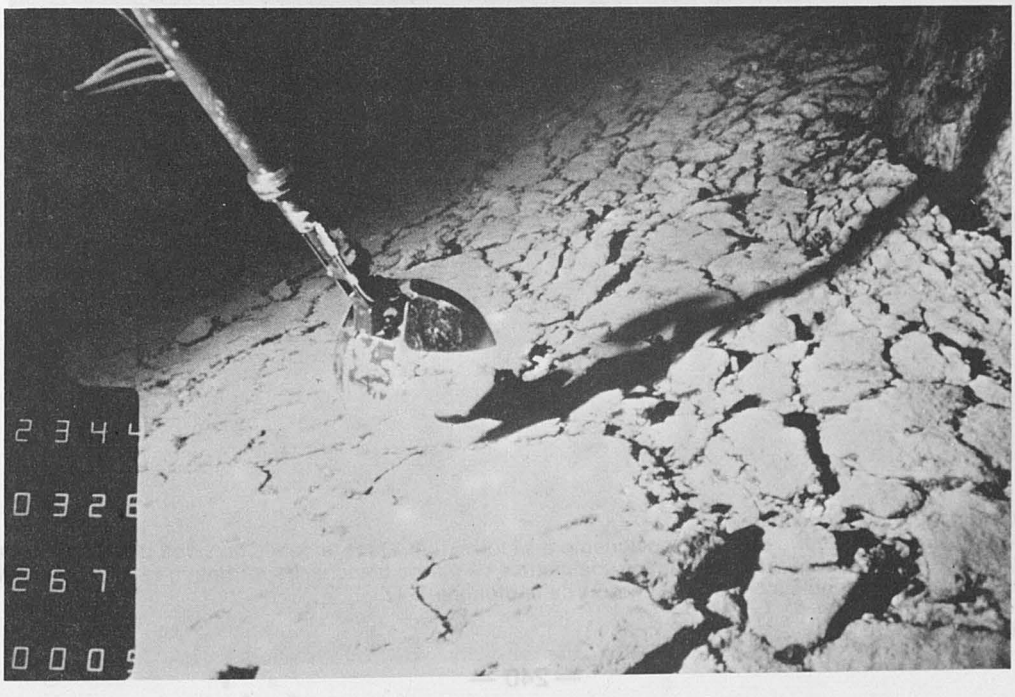
Plongée H7-42

Ph. 1 - Chevauchement du mur externe sur l'axe du fossé.
La base du mur externe, constituée de marnes peu consolidées, surmontées par un encroûtement superficiel, chevauche ici le fond du fossé. La portée de ce chevauchement est plurimétrique et sa vergence est N-NE.
Profondeur : 2.985 m.
Localisation : fig. I-12.

Ph. 3 - Talus encroûté à la base d'une falaise.
Cette photo a été prise quelques instants avant le prélèvement de l'échantillon H7-42-4, bien visible sous la pince de Cyana et situé à 1,5 m de la base de la falaise limitant au S la colline de Castor.
Profondeur : 2.848 m.
Localisation : fig. I-12.



Zone II
Plongée H7-42

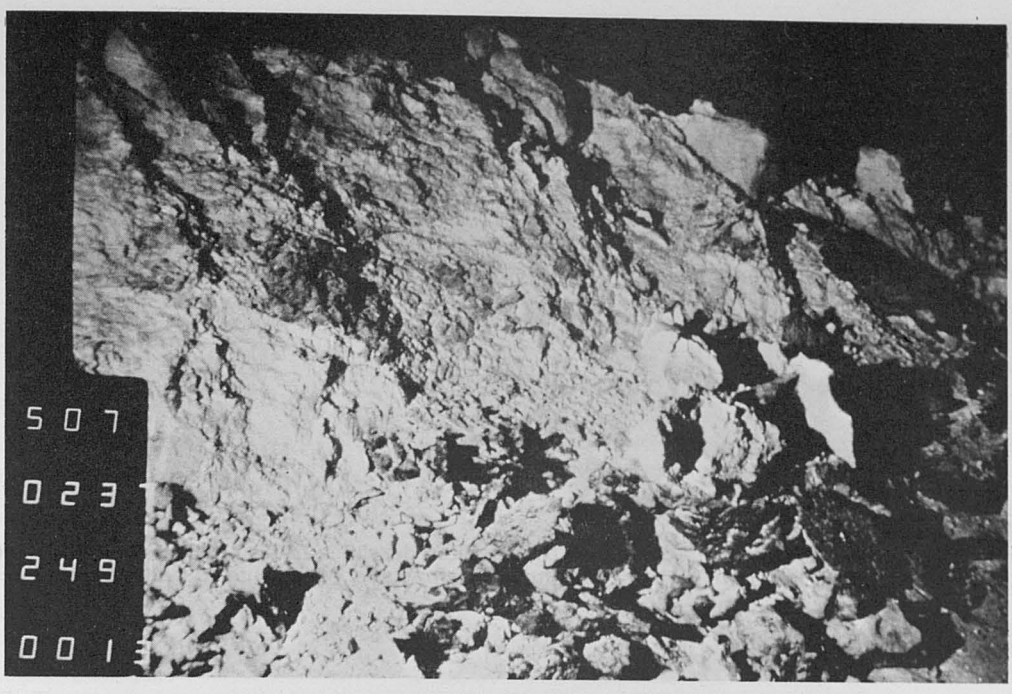


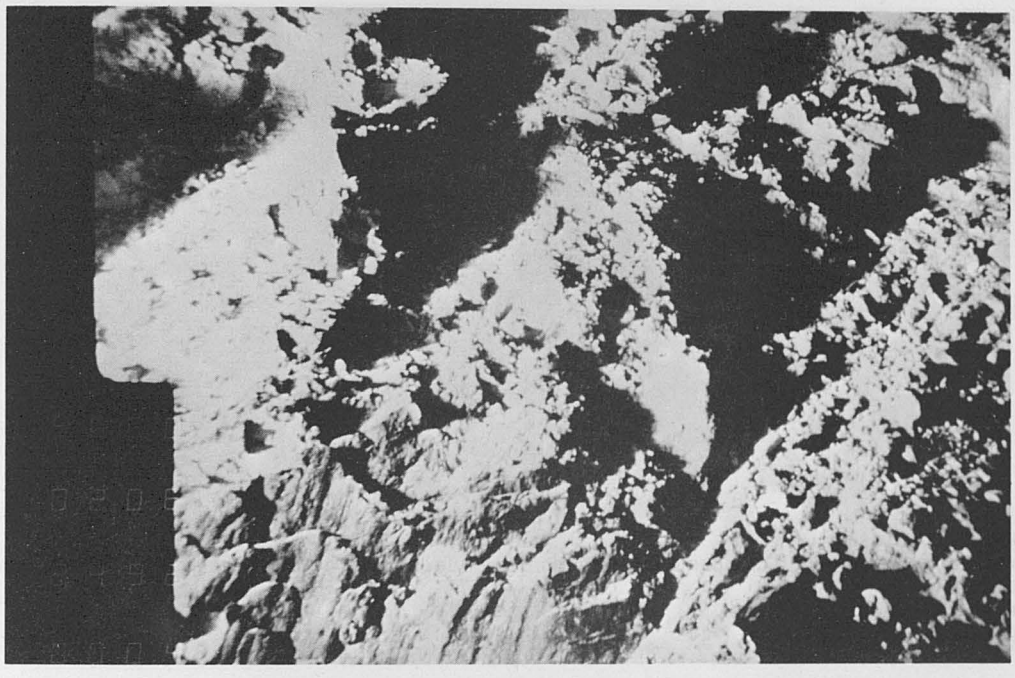
Ph. 4 - Escarpement de faille normale.
Cette faille, dirigée N 110°, de pendage 80° N et de 3 m de rejet, est probablement très récente, comme le montrent les éboulis à sa base. Des indices microtectoniques ont été observés sur des portions de miroir (ph. 5).
Profondeur : 2.654 m.
Localisation : fig. I-12.

Ph. 5 - Miroir de faille.
Cette portion de miroir montre des écailles et des stries de pitch 70° E, indiquant clairement un jeu normal et décrochant dextre. Il s'agit d'un détail de la photo 4.
Profondeur : 2.654 m.
Localisation : fig. I-12.

Plongée H8-43

Ph. 1 - Mélange tectonosédimentaire.
Ce mélange affleure à la faveur d'une faille postérieure à sa formation. Dans le détail, on y voit des blocs de taille et de couleur variés, de forme allongée, emballés dans une matrice de marne blanche. Sa formation est sans doute liée à une phase compressive comparable à celle de la photo 1 de la plongée 7-42.
Profondeur : 2.683 m.
Localisation : fig.I-13.





Zone II
Plongée H8-43

Plongée H14-49

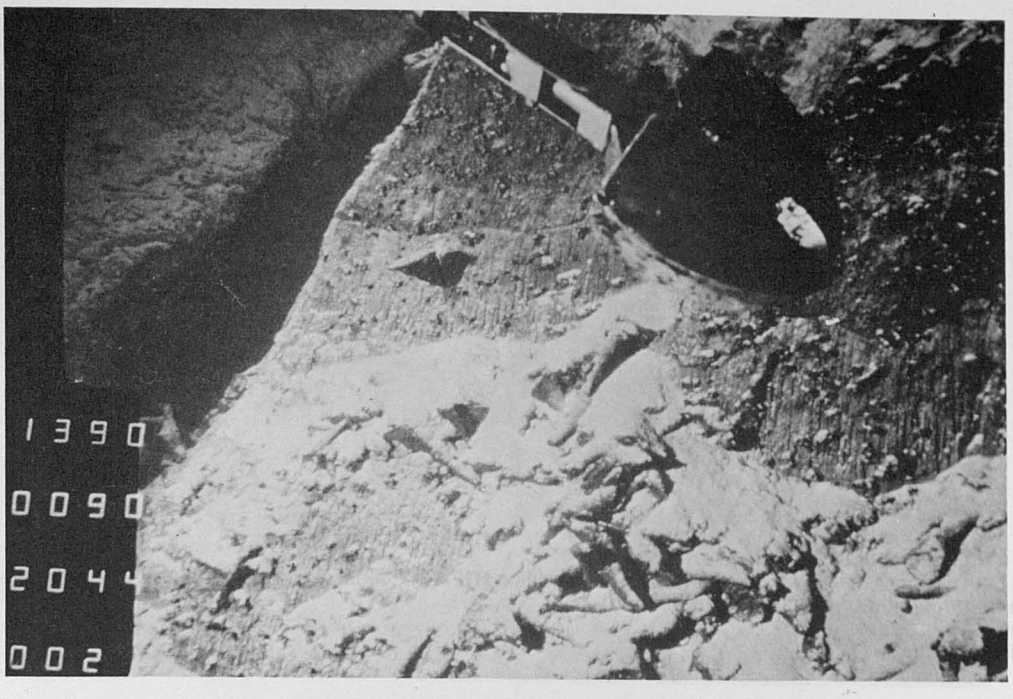
Ph. 1 - Spongiaires fossiles.
Les spongiaires, souvent accompagnés de coraux, sont fréquents au-dessus de 2.200 m, mais on les trouve parfois jusqu'à 2.700 m. Leur disparition à l'état vivant est liée à une phase de refroidissement récente en Méditerranée (voir ZIBROWIUS, 1980).
Profondeur : 2.190 m.
Localisation : fig. I-19.

Ph. 2 - Spongiaires fossiles.
Ces spongiaires qui émergent d'une pente envasée montrent que la roche dure est seulement couverte par quelques centimètres de vase.
Profondeur : 2.184 m.
Localisation : fig. I-19.

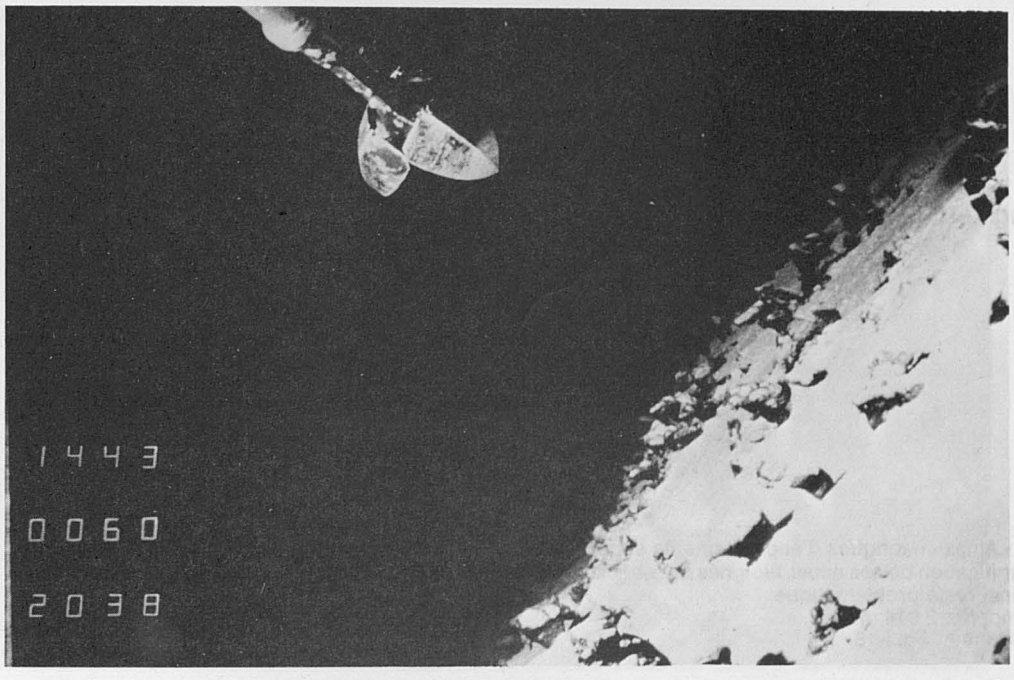
ZONE III

Plongée H12-47

Ph. 1 - Escarpement de faille.
Cette faille, de direction N 140°, est nettement oblique par rapport à la pente. Elle est à regard SW et probablement à jeu normal.
Profondeur : 2.644 m.
Localisation : fig. I-17.



Zone II
Plongée H14-49



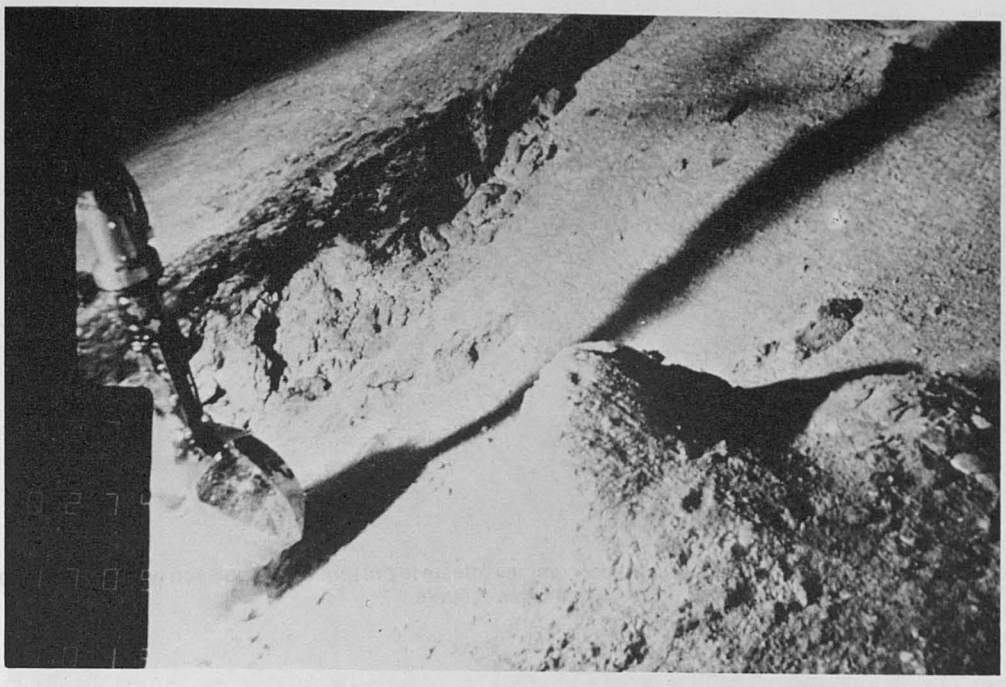
Zone III
Plongée H12-47

Ph. 2 - Tumulus et bord de niche d'arrachement.
Cette photo montre le site de prélèvement de l'échantillon H12-47-7, ainsi qu'un muret (au second plan) qui constitue en fait le bord latéral d'une loupe de glissement.
Profondeur : 1.842 m.
Localisation : fig. I-17.

Plongée H13-48

Ph. 1 - Amas chaotiques d'encroûtements superficiels.
La signification de ces amas, éloignés de tout escarpement ou de toute structure compressive susceptible d'en expliquer l'origine, reste problématique.
Profondeur : 2.914 m.
Localisation : fig. I-18.

Ph. 2 - Plages de vase bleutée.
Les fonds plats de vase sont fréquemment parsemés de granules bleutés de nature inconnue. Ces vases bleutées sont strictement localisées à la zone étudiée lors des plongées 13-48 et 15-50.
Profondeur : 2.914 m.
Localisation : fig. I-18.



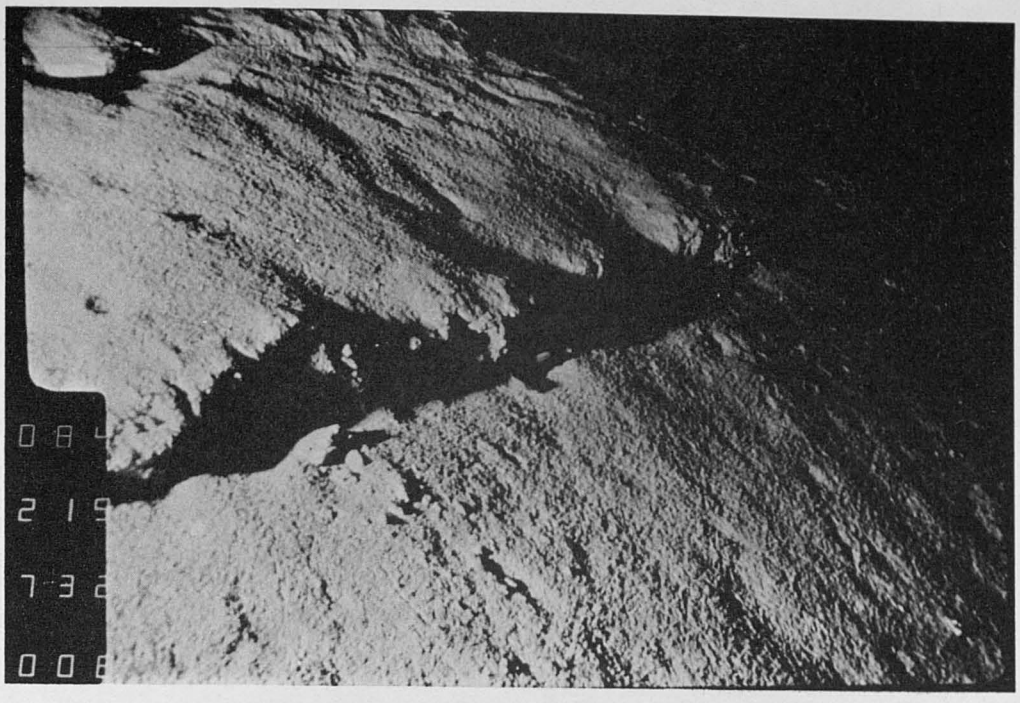
Zone III
Plongée H13-48

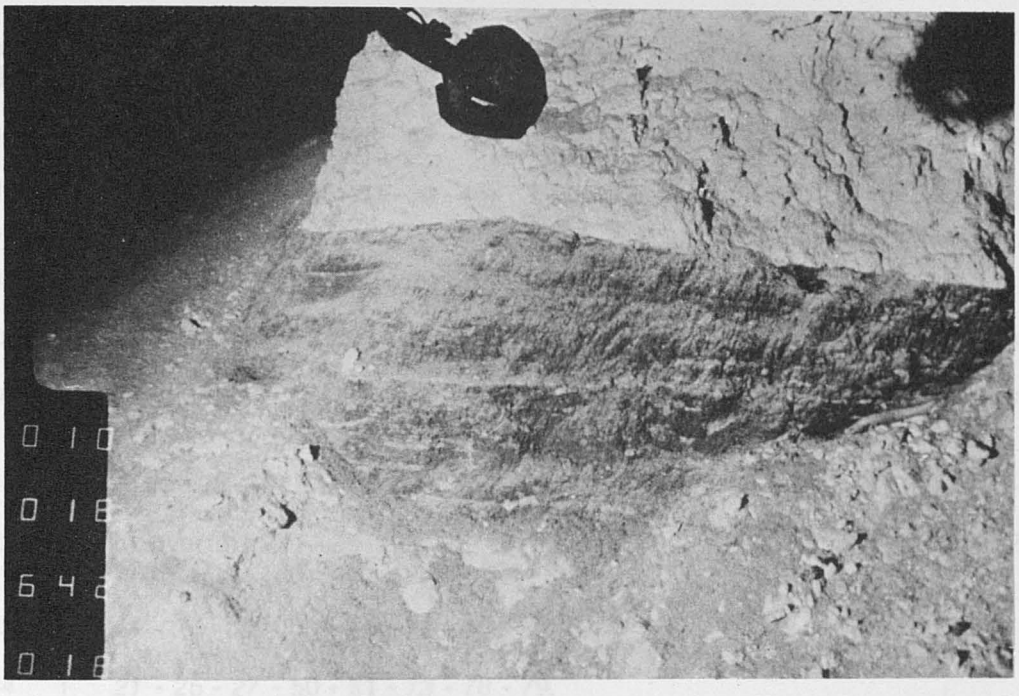
Ph. 3 - Faille récente dans la vase.
Cette faille affecte un matériau très peu consolidé, comme l'atteste la présence d'un poisson (vers le centre de la photo) en train de creuser un terrier, et est donc probablement très récente.
Profondeur : 2.905 m.
Localisation : fig. I-18.

Plongée H15-50

Ph. 1 - Couche marron surmontée de marnes blanches.
Cette couche marron n'est généralement pas régulière ni constante en épaisseur. Il s'agit peut-être du plus récent niveau sapropélique, éventuellement remanié par des glissements sur la pente.
Profondeur : 2.811 m.
Localisation : fig. I-20.

Ph. 2 - Voussure anticlinale avec fentes de tension.
Cette voussure est le sommet de la ride séparant deux segments du fossé de Strabon ; sa direction est N 100° et indique donc une contrainte compressive en gros NS.
Profondeur : 2.795 m.
Localisation : fig. I-20.





Zone III
Plongée H15-50

INDEX DES PLONGÉES*

N° de plongée	Pages
H 1-36	*21* - 24 - *27* - 34 - **35** - *68* - *76* - *146* - *158* - *183* - 222 - 224.
H 2-37	5 - *21* - 25 - *27* - 36 - **37** - *39* - *44* - *68* - *79* - *176* - *178* - *180* - *182* - *184* - 224 - 226 - 228 - 230 - *236*.
H 3-38	*21* - 25 - *27* - 38 - **39** - *69* - *77* - *78* - *176* - *178* - *180* - *182* - *184* - 230.
H 4-39	*21* - 25 - *27* - 40 - **41** - *45* - *69* - *77* - *78* - *176* - *178* - *180* - *182* - *184* - 232.
H 5-40	*21* - 25 - *27* - 42 - **43** - *48* - *49* - *69* - *70* - *79* - *80* - *124* - 172 - *176* - *178* - *180* - *182* - *184* - 234.
H 6-41	5 - *21* - 25 - *27* - 44 - **45** - *70* - *77* - *78* - *91* - *176* - *178* - *180* - *182* - *184* - 234 - 236 - 238.
H 7-42	Couverture - *21* - 25 - *27* - 46 - **47** - *48* - *49* - *70* - *71* - *72* - *78* - *80* - *91* - *99* - *123* - *151* - *176* - *178* - *180* - *182* - *184* - 238 - 240.
H 8-43	*21* - 25 - *27* - 48 - **49** - *72* - *73* - *82* - 240.
H 9-44	*21* - 25 - *27* - 50 - **51** - *73* - *78* - *79*.
H 10-45	*21* - 25 - *27* - 52 - **53** - *73* - *80*.
H 11-46	*21* - 25 - *27* - 54 - **55** - *74* - *77* - *124*.
H 12-47	8 - *21* - 26 - *27* - 56 - **57** - *74* - *75* - *84* - *86* - *124* - *155* - *157* - *176* - *178* - *180* - *182* - *184* - *190* - *202* - 242 - 244.
H 13-48	8 - *21* - 26 - *27* - 58 - **59** - *75* - *84* - *86* - *124* - *157* - *176* - *178* - *180* - *182* - *184* - *190* - *202* - *203* - 244 - 246.
H 14-49	*21* - 25 - *27* - 60 - **61** - *75* - *80* - 242.
H 15-50	*21* - 26 - *27* - *59* - 62 - **63** - *75* - *84* - *86* - *91* - *146* - *157* - *158* - *162* - *176* - *178* - *180* - *181* - *182* - *183* - *184* - *185* - *191* - *195* - *203* - *244* - 246.

* cité (italique) ex. *21*
décrit (caractère gras) ex. **35**
figure ou photo (caractère ordinaire droit) ex. 24

Cartes de localisation p. 24 - 25 - 26

Tableau de renseignements généraux p. 27.

INDEX DES ÉCHANTILLONS*

N° de plongée	Pages
H 1-36-1	*28 - 34 - 35 -* **115** *- 126 -* **141** *- 149 - 152 -* **153** *- 174 - 199 - 207 -* 222.
H 1-36-3	*28 - 34 - 35 - 113 - 126 - 149 - 152 -* **153** *- 174 -* **185** *- 188 - 189 -* **191** *- 192 - 199 - 207 -* 222.
H 1-36-4	*28 - 35 - 117 -* **121** *- 126 - 128 - 132 -* 136 *- 148 - 200.*
H 1-36-4 A	*28 - 113 - 126.*
H 1-36-4 B	*28 -* **122** *- 123 - 126 - 130 - 132 -* **150** *- 206.*
H 1-36-4 C	*28.*
H 1-36-5	*35 - 148 - 188 -* **189.**
H 1-36-5 A	*28 - 121 -* **122** *- 126 - 130 - 132 - 148 -* **150** *- 174 -* **177** *- 206.*
H 1-36-5 B	*28 -* **121** *- 122 - 126 - 128 - 132.*
H 2-37-1	*28 - 37 -* **121** *- 126 - 128 - 132 - 148 - 174 - 188 -* **189.**
H 3-38-2	*39 - 188 -* **189.**
H 3-38-2 B	*28 -* **121** *- 126 - 128 - 132 - 148 - 174 -* **177.**
H 4-39-5	*28 - 41 -* **114** *- 126 -* 134 *- 149 -* **151.**
H 4-39-5 A	*206.*
H 4-39-5 B	*206.*
H 4-39-7	*28 - 41 -* **122** *- 126 - 130 - 132 - 147 - 148 -* **150** *- 206 -* 208.
H 4-39-8	*28 - 41 -* **114** *- 126 -* **143** *- 149 -* **151** *-* 160 *-* 208.

* cité (italique) ex. *28*
décrit (caractère gras) ex. **115**
figure ou photo (caractère ordinaire droit) ex. 222

N° de plongée	Pages
H 4-39-8 A	*206.*
H 4-39-8 B	*206.*
H 4-39-9	*41 - 200.*
H 4-39-9 A	*28 - 149 - 206.*
H 4-39-9 B	*28 - 149 -* **151** *- 206.*
H 4-39-9 C	*206.*
H 4-39-9 D	*206.*
H 4-39-10	*41 - 148 - 188 -* **189.**
H 4-30-10 A	*29 - 120 -* **121** *- 126 - 128 - 132.*
H 4-39-10 B	*29 - 148 - 174 -* **177.**
H 4-39-10 C	*29 - 126 - 130 -* **150** - 158.
H 5-40-1	*29 - 42 - 43 -* **124** *- 126 - 132 -* 138 *- 148 -* **151.**
H 5-40-1 A	*199 - 207.*
H 5-40-1 B	*130 - 206.*
H 5-40-1 C	*130 - 206.*
H 5-40-1 D	*130.*
H 5-40-2	*29 - 42 - 43 - 89 -* 92 *-* **93** *-* **108** *- 109 -* **116** *- 121 - 126 - 130 - 148 -* **150** *-* **151** *-* 160 *- 174 -* **183.**
H 5-40-2 A	*29 -* **116** *- 121 - 126 - 128 - 206.*
H 5-40-2 B	*206.*
H 5-40-3	*29 - 42 - 43 -* **124** *- 126 - 130 - 132 - 147 - 148 -* **150** *- 174 - 188 - 189 -* **190.**
H 5-40-3 A	*206.*
H 5-40-3 B	*206 -* 208.
H 5-40-3 C	*206.*
H 5-40-4	*42.*
H 5-40-6	*29 - 43 - 109 -* **113** *- 126 -* 133 *- 167 -* 168 *-* **169** *- 199 - 207 -* 234.
H 5-40-7	*29 - 43 -* **114** *- 126 - 149 -* **151** *-* **201** *- 206 -* 208.
H 5-40-8	*29 -* **121** *- 126 - 128 - 132 -* 136 *- 148.*
H 6-41-1	*29 - 45 - 117 - 123 - 126 - 130 - 132 - 148 -* **150** *-* **151** *-* 160 *- 174 - 188 - 189 -* **190** *- 200.*
H 6-41-1 A	*206.*

N° de plongée	Pages
H 6-41-1 B	*206.*
H 6-41-3	*29* - **121** - *126* - *128* - *132* - *148* - *174* - *188* - **189** - *206.*
H 7-42-1	*29* - *46* - **123** - *126* - *130* - *132* - *138* - *148* - **150** - **151.**
H 7-42-1 A	*206.*
H 7-42-1 B	*206.*
H 7-42-2	*29* - *46* - *89* - *90* - 94 - **95** - **108** - *109* - **123** - *126* - *130* - *132* - *138* - *148* - **151.**
H 7-42-2 A	*206.*
H 7-42-2 B	*206.*
H 7-42-3	*30* - *46* - **123** - *126* - *130* - *132* - *138* - *148* - **150** - **151** - *174* - *188* - *189* - **190** - *206.*
H 7-42-4	*47* - *89* - *90* - 96 - **97** - **108** - *109* - **123** - *148* - **151** - **201** - 238.
H 7-42-4 A	*30* - **123** - *127* - *130* - *132* - 138 - *206.*
H 7-42-4 B	*30* - **123** - *124* - *127* - *130* - *132* - 134 - *206.*
H 7-42-4 C	*206.*
H 7-42-5	*30* - *47* - **123** - *127* - *131* - *132* - 134 - *138* - *148* - **151** - *174* - **183** - *188* - *189* - **190** - *192* - **193** - *206.*
H 7-42-6	*30* - *47* - *89* - 98 - **99** - **108** - **123** - *127* - *131* - *132* - 134 - 138 - *148* - **151** - **153** - *174* - *188* - *189* - **190** - *200.*
H 7-42-7	*30* - *47* - **115** - *127* - *131* - *148* - **151** - *174* - **183** - *188* - *189.*
H 7-42-7 A	*154* - 158 - 160 - **201** - *206.*
H 7-42-7 B	*206.*
H 10-45-1	*30* - **114** - *127* - **143.**
H 11-46-1	*30* - *55* - **124** - *127* - *131* - *132* - *148* - **150** - **201.**
H 11-46-1 A	*206* - 208.
H 11-46-1 B	*206.*
H 11-46-2	*30* - *55* - **123** - *127* - *131* - *132* - 138 - *148* - **154** - 162 - *200* - *206.*
H 11-46-3	*30* - *55* - *147* - *148* - **150** - **151** - *200.*
H 11-46-3 A	**123** - *127* - *131* - *132* - *206.*
H 11-46-3 B	**121** - *127* - *128* - *132* - 136 - *206.*
H 11-46-4	*30* - **123** - *127* - *131* - *132* - *148* - **150.**
H 11-46-4 A	*206.*

N° de plongée	Pages
H 11-46-4 B	*206.*
H 11-46-5	*30* - **121** - *127* - *128* - *132* - *148* - *206.*
H 12-47-1	*113* - *127.*
H 12-47-2	*30* - *57* - *127* - *131* - *132* - *148* - **151** - **154** - *207.*
H 12-47-3	*30* - *57* - **122** - *123* - *124* - *127* - *131* - *132* - 138 - *147* - *148* - **150** - **151** - **154** - *207.*
H 12-47-4	*31* - *57* - **124** - *127* - *131* - *132* - *147* - *148* - **150.**
H 12-47-4 A	*207.*
H 12-47-4 B	*207.*
H 12-47-5	*31* - *57* - *89* - 100 - **101** - **108** - *109* - **124** - *127* - *131* - *132* - *148* - **154** - *174* - *188* - *189* - **190** - *200.*
H 12-47-5 A	*207.*
H 12-47-5 B	*207.*
H 12-47-5 C	*207.*
H 12-47-5 D	*207.*
H 12-47-6	*31* - *57* - **124** - *127* - *131* - *132* - *148* - **154** - *157* - 162 - *174* - **179** - *188* - *189* - **190** - **194** - **202** - *207* - 212.
H 12-47-7	*31* - *57* - *89* - 102 - **103** - **108** - **124** - *127* - *131* - *132* - *148* - **150** - 158 - 160 - *174* - *188* - *189* - **190** - *207* - 244.
H 12-47-8	*31* - **122** - *127* - *128* - *132* - 136 - *148* - *174* - *188* - **189** - **190.**
H 13-48-1	*31* - *59* - **122** - *127* - *128* - *132* - *148* - *174* - *188* - **189** - **190** - **202** - *207.*
H 13-48-2	*31* - *59* - **124** - *127* - *131* - *132* - *148* - **151** - **154** - *174* - **179** - *188* - *189* - **190** - **202** - 210.
H 13-48-2 A	164 - *207.*
H 13-48-2 B	164 - *207.*
H 13-48-3	*31* - *59* - *89* - *90* - 104 - **105** - **108** - *109* - **124** - *127* - *131* - *132* - *148* - **154** - **155** - *158* - *174* **179** - *188* - *189* - **190** - **202** - 212.
H 13-48-3 A	*207.*
H 13-48-3 B	*207.*
H 13-48-4	*31* - *59* - *89* - *89* - *90* - 106 - **107** - **108** - *109* - **124** - *127* - *131* - *132* - *148* - **151** - **154** - **155** - 164 - **202** - 212.
H 13-48-4 A	*207.*
H 13-48-4 B	*207.*

N° de plongée	Pages
H 14-49-2	*31* - **114** - *124* - *127* - 134 - **143** - *149* - **151** - **201** - *206.*
H 14-49-3	*31* - **144** - *127* - 138 - *149* - **151** - **152** - 158 - 160 - 162.
H 15-50-1	*31 - 62 - 113 - 127 - 149* - **152** - *158* - 162 - *174* - **179** - *188* - *189* - **191** - **203** - *207.*
H 15-50-1 A	**152** - *158* - **203** - 212.
H 15-50-2	*31 - 62* - **122** - *127 - 128 - 132* - **152** - *174* - **179** - *188* - *189* - **191.**
H 15-50-2 B	*148 - 158 - 174* - **177** - **179** - *188* - *189* - **191** - *192* - **195.**
H 15-50-3	*31 - 63 - 111 - 115 - 127* - **141** - *149 - 152* - **153** - *158* - 162 - *174* - **185** - *188* - *189* - **191** - *192.*

Tableaux récapitulatifs : *126 - 127 - 130 - 131 - 132 - 174 - 188 - 189 - 206 - 207.*

Tableaux de renseignements généraux : *28 - 29 - 30 - 31.*

PÉLOPONNÈSE

Cyclades

DODÉCANÈSE

Cythère

Mer de Crète

Monts Matapan

FOSSE NORD MATAPAN

FOSSE SUD MATAPAN

Anticythère

I

Rhodes

Karpathos

Kassos

Fosses ioniennes

CRÈTE

FOSSÉ SUD-CRÉTOIS OCC.

Môle de Gavdos

FOSSÉ SUD-CRÉTOIS OR.

Môle de Chrysi

Môle SE Gavdos

Monts Gortys

II

FOSSE GORTYS

FOSSE DE POSEIDON

FOSSE DE PLINE

Monts Strabon

FOSSE DE STRABON

III

Monts Ariane

FOSSE

Fosses levantines

Ride méditerranéenne

2000

0 50 100 Km

3000 à 4000 m

> 4000 m

21° 22° 23° 24° 25° 26° 27°

34° 35° 36° 37°

IV. SÉRIE **"RÉSULTATS DES CAMPAGNES A LA MER"**

Volume 21 x 29,7

1 1971 **Campagne "NORATLANTE" (1969) - COB**
1 vol. 30 x 42 - 385 pages - **100 F**

2 1971 **Campagne de flexo-électro carottage en Méditerranée nord-occidentale (1970)**
400 pages - **60 F**

3 1972 **"BATHYSCAPHE «ARCHIMÈDE»" Campagne 1977 à Madère - 1969 aux Açores**
126 pages - 2 planches en couleurs - **80 F**

4 1972 **Campagne "COFRASOV I" (1969)**
156 pages - **60 F**

5 1972 **Campagne "POLYMEDE I" (1970) - COB**
1 volume 30 x 42 - **100 F**

6 1973 **Campagne "CINECA CHARCOT I" (1971)**
188 pages - **50 F**

7 1974 **Campagne "CINECA CHARCOT II" (1971)**
138 pages - **50 F**

8 1974 **Campagne "MEDIPROD III" (1972)**
40 pages - **50 F**

9 1976 **Caractéristiques chimiques et planctoniques du golfe de Gascogne et du Proche-Atlantique**
306 pages - **76,50 F**

10 1976 **Campagne "CINECA 5 - CHARCOT - CAPRICORNE 7403"**
pagination multiple - **140 F**

11 1977 **Campagne "BIOGAS" (1972/1974)**
40 pages - **43 F**

12 1977 **Campagne "MÉDOC 1972"**
70 pages - **178 F**

13 1977 **Campagne "GUIDOME. Upwelling 1976"**
Fascicule I : 104 pages — Fascicule II : 100 pages
les 2 volumes : **113 F**

● 14 1978 **Campagne "ESTOCADE — Submersible CYANA" (1976)**
73 pages, 40 photos noir et blanc, 3 cartes dépliantes.

15 1978 **Campagne "NIMBUS F — Bouées dérivantes dans l'Atlantique Nord-Est" (1976/1977)**
96 pages

16 1978 **Campagne "ANTIPROD I — Marion-Dufresne" (1977)**
151 pages

● 17 1979 **Campagne "CYAGOR — Submersible CYANA" (1977)**
75 pages

18 1979 **"Expérience N.E.A.D.S." Volume I (1977/1978)**
238 pages - **80 F**

1980 **"Expérience N.E.A.D.S." Volume II (1978/1979)**
76 pages - **50 F**

19 1981 **Campagne "CIPREA" Juin-Septembre 1978**
250 pages - **150 F**

● 20 1980 **Campagne "CYADANOIS — Submersible CYANA" 9-22 Juillet 1979**
80 pages - **100 F**

21 1981 **Campagnes "ECOMANCHE I-II" fascicule 1 12-24 Mai 1978 - 11-23 Juin 1979**
120 pages - **100 F**

22 1981 **"NESLANTE II" 15 août - 31 octobre 1970**
358 pages - **300 F**

● 23 1981

LES FOSSÉS HELLENIQUES
Campagne Submersible "HEAT"
19 Août - 15 Septembre 1979

1 volume 21 x 29,7 - 254 pages - 300 F

Quinze plongées entre 1530 et 3020 mètres à travers les fossés Hélléniques ont permis d'étudier les déformations dues à la subduction. Après les campagnes "FAMOUS" et "CYAMEX", attachées à l'étude des zones de divergence des dorsales océaniques, HEAT s'attaquait pour la première fois à une zone de convergence, ou le fond de la Méditerranée s'enfonce sous l'arc grec. 58 km de coupes géologiques ont été relevés et 48 échantillons ont été prélevés. On s'est orienté sur une description détaillée de la déformation superficielle qui affecte le fond du fossé et sur l'estimation des taux de déformation à partir d'une datation des différentes formations affectées. Le concours de plusieurs spécialistes de disciplines variées a permis d'analyser des prélèvements et de fixer leur milieu d'origine, leur histoire sédimentaire et tectonique, leur âge. Ce recueil fournit l'ensemble des données dépouillées et les présentent à un stade préliminaire d'élaboration.

● "SUBMERSIBLE"

DOCUMENTATION : **Centre Océanologique de Bretagne — BP 337 — BREST CEDEX**

JOINDRE LE RÈGLEMENT