



THESE

présentée à l'

UNIVERSITÉ D'AIX - MARSEILLE

U.E.R. DES SCIENCES DE LA MER ET DE L'ENVIRONNEMENT

pour obtenir

LE GRADE DE DOCTEUR ES SCIENCES NATURELLES

par

Claude FROGET

ESSAI SUR LA GÉOLOGIE DU PRÉCONTINENT

DE LA PROVENCE OCCIDENTALE.

TEXTE

Soutenue publiquement le **30 AVR.** 1974 devant la commission d'examen

J.M. PERES *Président*
J.J. BLANC
L. DANGEARD
G. LUCAS
E. BONIFAY

AVANT-PROPOS

Avant d'aborder la présentation de ce mémoire, je tiens à exprimer ma reconnaissance à tous ceux, maîtres et collègues, qui m'ont prodigué leur enseignement et leur aide au cours de ces dernières années.

Ma gratitude va tout d'abord à Monsieur le Professeur PERES, membre de l'Institut. Il m'a accueilli au sein de la Station Marine d'Endoume qui, sous sa ferme direction, est devenue une grande maison où se côtoient et s'entremêlent les différentes spécialités des Sciences de la Mer. Ainsi, après avoir bénéficié de son enseignement magistral, j'ai pu travailler dans un cadre matériel et intellectuel que beaucoup de laboratoires marins envient.

Monsieur le Professeur BLANC a été et reste pour moi un maître très compréhensif. Après m'avoir confié ce travail, il en a suivi le déroulement avec un intérêt constant, mais sans tyrannie, orientant sans imposer. Ses encouragements m'ont été à diverses reprises d'un grand secours. C'est pour moi un agréable devoir de l'en remercier bien vivement.

Monsieur le Professeur LUCAS a bien voulu témoigner de l'intérêt aux problèmes de Géologie marine que j'ai eu l'occasion de lui exposer, et accepter l'examen de ce texte où domine la Pétrologie sédimentaire qui lui est chère. Je lui en suis très reconnaissant.

Je suis heureux que Monsieur le Professeur DANGEARD m'ait fait l'honneur de siéger à ce jury. Initiateur des recherches de Géologie marine, il connaît la pente continentale méditerranéenne pour l'avoir explorée en soucoupe plongeante. Il m'a généreusement fait profiter de ses observations et de ses échantillons. C'est donc à double titre que je lui exprime mon respect et ma gratitude.

Monsieur BONIFAY, Maître de recherches au C.N.R.S., m'a associé aux recherches qu'il a entreprises dans les grottes sous-marines ; je le remercie de la confiance qu'il m'a témoignée à cette occasion, en espérant qu'elle portera mieux ses fruits dans l'avenir.

A la Station Marine d'Endoume, nombreuses sont les personnes qui m'ont prodigué leur aide. Je ne peux toutes les citer, mais il y aurait ingratitude de ma part à ne pas rendre à Monsieur J. PICARD, Directeur de recherches au C.N.R.S., l'hommage qui lui revient ; j'ai conscience de lui devoir beaucoup plus que son enseignement scientifique.

Je tiens également à remercier les équipages des navires à bord desquels j'ai embarqué, "Calypso", "Jean-Charcot", "Archéonaute", et en particulier celui de l'"Antedon", composé de MM. DELIELLO, AFFIDI, BRUN, VANNI, qui m'ont apporté leur concours avec une souriante bonne volonté.

J'associerai dans le même hommage le personnel des laboratoires de Géologie de Luminy : Hervé CHAMLEY, qui a en commun avec moi beaucoup de souvenirs et dont l'amitié m'honore ; MMmes BLANC-VERNET et PICARD, avec qui j'ai eu maintes conversations enrichissantes ; Jean-Pierre MASSE, ami compréhensif et de bon conseil ; Jean-Pierre DURAND, Max ROUX, Pierre WEYDERT, compagnons toujours serviables ; ma femme, Catherine FROGET, à qui je dois en la circonstance beaucoup plus que son aide matérielle ; MMelles Denise ARLHAC et Monique FRANZA ; Madame Odette WEYDERT, Monsieur et Madame Marius MARTIN, dont l'assistance technique me fut particulièrement précieuse.

Je ne saurais enfin oublier de remercier pour leur aide aimable et efficace Monsieur et Madame THOMMERET, Jean DUCROT, Léo PASTOURET, Olivier LEENHARDT et son équipe de géophysique en mer.

Ce volume a été réalisé par M. P. EYMAR, dans le service d'imprimerie de la Bibliothèque universitaire de Luminy, dirigée par Melle M.A. BOURNAT, Conservateur en Chef, auxquels j'exprime tous mes remerciements.

R E S U M E

L'exploration géologique du précontinent de la Provence occidentale est axée sur l'étude des fonds rocheux accessibles au sommet de la pente continentale, et complétée par des observations sur les sédiments meubles récents.

Les échantillons de roches ont été recueillis principalement dans le canyon de Cassidaigne par dragages et au cours de plongées en soucoupe. Ils ont été classés en deux catégories :

1°) La première groupe les roches qui permettent d'obtenir des indications sur l'histoire et la structure du précontinent jusqu'au Paléogène, directement comparables à celles du continent.

- L'examen des affleurements sous-marins et des enregistrements géophysiques permet de montrer que le socle métamorphique paléozoïque prolonge le massif de Sicié jusqu'au canyon de Cassidaigne, puis s'interrompt pour faire place vers l'Ouest à la couverture sédimentaire. Celle-ci a été plissée et faillée au Paléogène, puis arasée à l'Oligocène et au Miocène. Sur la surface d'arasion, qui forme le soubassement du plateau continental, se sont épandus des sédiments fluviatiles en provenance des massifs alpins, largement remaniés postérieurement. On montre en outre que le canyon de Cassidaigne, échancrure majeure sans rapport apparent avec le relief continental, est étroitement lié à la tectonique paléogène ; il débute en effet par des bassins d'effondrement où se sont déposés des sédiments continentaux d'âge éocène-oligocène.

2°) Dans la deuxième catégorie sont classées les roches néogènes et pléistocènes, dont les affleurements sont, dans le secteur prospecté, exclusivement en position sous-marine. Leur étude est précédée d'un examen de roches carbonatées récentes permettant de rappeler les caractéristiques minéralogiques et texturales qui différencient la lithification sous l'influence de l'eau douce de la lithification sous l'influence de l'eau salée. Puis ces principes d'analyse sont appliqués aux roches de la pente continentale ; on montre ainsi qu'elles se sont formées en milieu marin au cours des périodes de climat chaud.

En outre, les observations faites sur la succession de phénomènes diagenétiques (dolomitisation, phosphatisation, ferruginisation), liés aux variations de la ligne de rivage, conduisent à proposer une interprétation sédimentologique et paléogéographique.

Dans l'étude des sédiments meubles, on montre que le stock sableux terrigène dérive en grande partie des anciens épandages fluviaux provenant du massif alpin. Puis, quelques modalités de la sédimentation sur le plateau continental depuis la fin de la dernière glaciation jusqu'à l'époque actuelle sont examinées au moyen d'une méthode paléoclimatique basée sur la répartition des Ptéropodes, et de datations au radiocarbène. Il apparaît que les sédiments argileux d'origine rhodanienne sont prépondérants en climat glaciaire. Les courants qui règnent au voisinage et au sommet de la pente continentale contrarient cependant le dépôt de ces particules fines, de telle sorte qu'en certains secteurs les Mollusques nord-atlantiques, datant pour la plupart de la fin de la glaciation, restent à découvert sur la pente continentale.

CONTRIBUTION TO THE GEOLOGICAL STUDY OF THE FORELAND OF
THE WESTERN PROVENCE

The geological exploration of the foreland of western Provence was founded on the study of many rock outcrops situated on the top of the continental slope. Observation and study of recent sediments complete these sub-marine investigations. Rock samples were collected chiefly in the Cassidaigne canyon using a dredger and a diving saucer (SP 300).

The rock samples can be put into two groups. The first group includes rock samples which gave indications of the history and structures of the continental shelf before Paleocene time. These sub-marine samples are strictly comparable those of the mainland. The examination of sub-marine outcrops and the study of geophysics registrations show that the metamorphic rocks of Paleozoic time stretch out towards the west from mountain-chain of the Cap Sicié to the Cassidaigne canyon. In this area the metamorphic rocks break off and on the western side of the canyon sedimentary deposits have been laid down. During Paleogene time these formation were folded and faulted, and during the Miocene time they were truncated. The basement of the continental shelf is constituted by truncated rocks, forming a level surface which is covered with more recent deposits. These deposits come from the Alpine mountain range and were deeply disturbed after their accumulation. The study of the area of the Cassidaigne canyon shows that the deep sub-marine valley was determined by tectonic movements during Paleocene time. In fact, there is no apparent connection between the mainland relief and the big cut in the continental shelf. The Cassidaigne canyon begins by faulted basins where mainland deposits were laid down during the Eocene and Oligocene time .

The second group of samples is formed by neogenic and pleistocene rocks, the outcrops of which - in this sector - are always under present sea-level. Before studying these submarine rock samples, we studied other recent carbonate rocks. Thus, we specified, in a first stage, the mineralogical and textural characteristics of their lithifications in a mainland environment. In the sea-water the conditions of lithification were always very different. The rock outcrops of the continental slope were lithified during warm periods strictly under the sea-level at this period. We also studied the successive stages of diagenesis phenomena (dolomitisation, phosphatisation etc...) stages which depended on the variations of the shore lines. We can propose sedimentological interpretations for the successive aspects of this area

during the end of Tertiary time and Pleistocene time.

The study of samples of loose deposits shows the origins of the stock of terrigenous sands to be ancient deposits carried onto the shelf by rivers coming from Alpine mountain range. We describe also, particular aspects of sedimentation on the continental shelf since the end of the last glacial period until the present day. In these investigations we use a paleoclimatological method. This method consists in the study of the repartition of Pteropode in the deposits and the C^{14} isotopic datations. It appears that during the glacial times the clay deposits - which come from the Rhône river - were very abundant. But, the top of the continental slope is subjected to strong streams. These currents prevent the sedimentation of fine particules and, in certain areas, the ancient shells of the North Atlantic period are not buried. On the continental slope shells of molluscan fauna are reckoned to date from the end of the last glacial period.

INTRODUCTION

INTRODUCTION

Le précontinent de la région de Marseille a été l'objet d'un grand nombre de travaux, consacrés principalement aux milieux actuels ou récents, que ce soit du point de vue de la Bionomie benthique (Pérès et Picard et leur école), de la sédimentologie (Blanc) ou de l'étude de la microfaune (Blanc-Vernet). Par contre, aucune recherche systématique des vestiges permettant d'accroître nos connaissances sur la structure et l'histoire du précontinent, n'a été entreprise dans cette région. Or, au cours de mes premières sorties en mer, j'ai rapidement constaté que si le plateau était presque uniformément recouvert de sédiments meubles récents, la pente continentale au contraire, présentait de nombreux affleurements rocheux consolidés. Je me suis alors orienté vers leur étude, à peine ébauchée par Bourcart, malgré les difficultés matérielles inhérentes à ce genre de travail, et sans pour autant négliger entièrement celle des sédiments meubles. Les résultats que j'ai acquis seront exposés en quatre parties :

- La première partie est consacrée à la description du cadre géographique et géologique de la bordure continentale, étudiée en détail par des générations de géologues.

- Dans la deuxième partie, je tenterai d'apporter quelques informations sur la prolongation en mer des affleurements continentaux, ainsi que sur la structure du plateau continental décelée par la géophysique.

- La troisième partie verra la description d'un groupe de roches qui n'ont pas d'équivalent sur le continent. La comparaison avec quelques modèles de lithification simples, préalablement exposés, montrera que ces roches se sont formées en milieu marin. L'examen des étapes de la diagenèse et des remaniements m'a conduit à établir une chronologie relative, que j'ai comparé à l'histoire de la fin du Tertiaire et du Pléistocène.

- Ayant ainsi abordé l'étude des sédiments lithifiés sous l'angle historique, j'ai voulu poursuivre dans cette voie en ce qui concerne les sédiments meubles. On trouvera donc dans la quatrième partie quelques observations sur l'origine du stock détritique terrigène ; puis je commenterai des résultats de datations effectuées sur des Mollusques ne vivant plus en Méditerranée ; enfin, l'étude paléoclimatique de quelques carottes permettra d'apprécier les variations de la sédimentation depuis la fin de la dernière époque glaciaire.

PREMIERE PARTIE

LE CADRE GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE

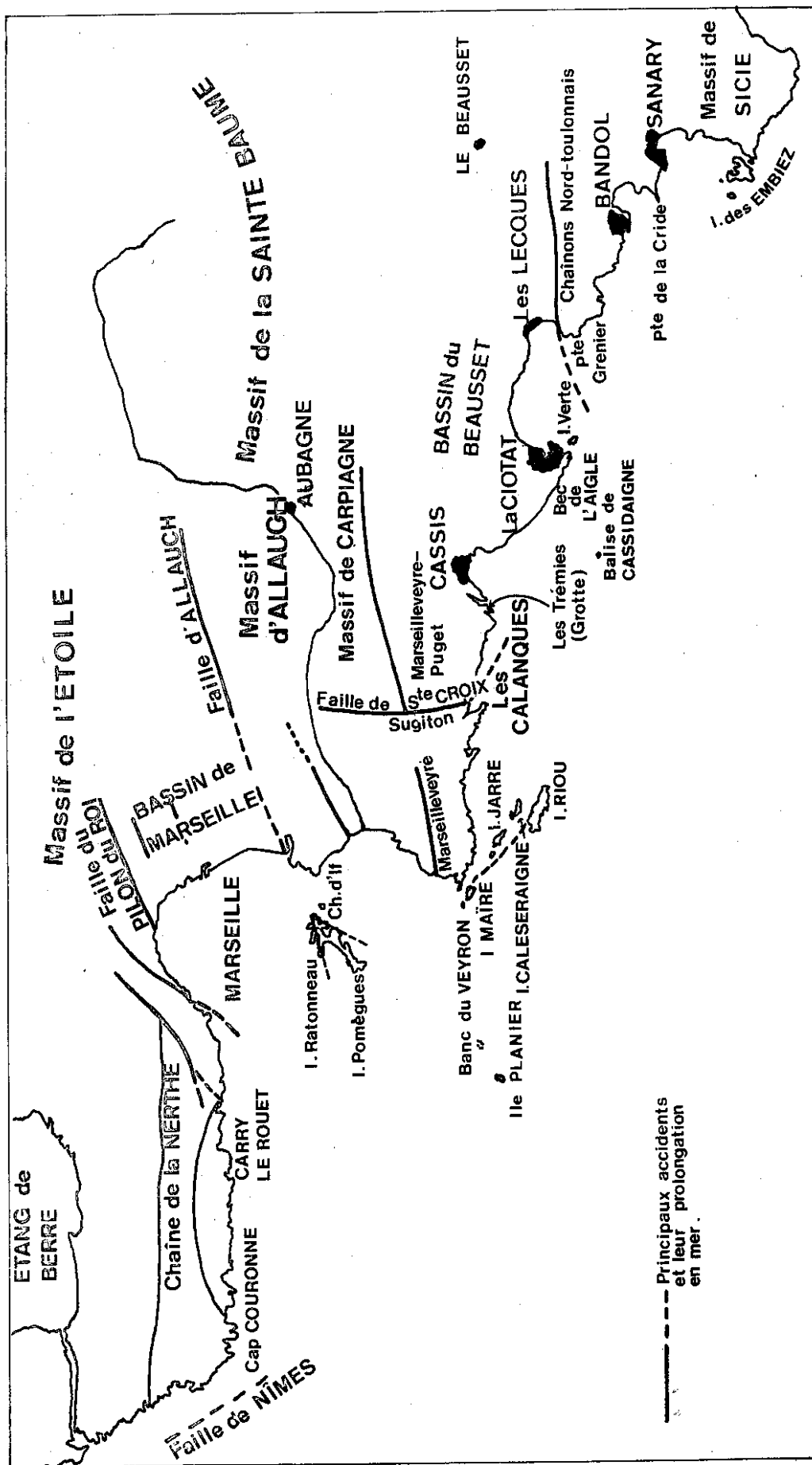


Figure 1. Schéma géographique et structurale de la zone littorale.

PREMIERE PARTIE

LE CADRE GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE

Le secteur étudié se situe à l'extrémité orientale du golfe du Lion. Les structures géologiques du continent qui le limite au Nord, susceptibles de se prolonger sous le niveau de la mer, sont souvent compliquées. Elles ont fait l'objet de très nombreux travaux et suscité maintes controverses (bibliographie in Guieu, 1968). Sans entrer dans les détails, il est nécessaire de rappeler ici les grands traits géologiques et morphologiques du littoral. Je distinguerai successivement : (d'après Blanc, Froget, Guieu, 1967) (fig.1) :

- 1) Le littoral au NW de Marseille (chaîne de la Nerthe).
- 2) Le bassin de Marseille.
- 3) Les massifs de Marseilleveyre-Puget et le Bassin du Beausset.
- 4) Le massif de Sicié et les chaînons nord-toulonnais.

I - LE LITTORAL AU NW DE MARSEILLE (CHAINE DE LA NERTHE).

Compris entre le bassin de Marseille et le delta rhodanien à l'Ouest, le littoral de la Nerthe présente des terrains jurassiques, crétacés et tertiaires.

Les affleurements crétacés se développent sur la partie septentrionale de la côte, orientée NW-SE entre l'anse de Bonnieu et le port de Ponteau. Hauterivien, Valanginien et Barrémien sont représentés, accidentés par des failles de direction E-W qui sont à l'origine des indentations de la côte. Jusqu'au méridien de Carry-le-Rouet, ces terrains sont recouverts en discordance par les dépôts du Miocène marin, constitués par des alternances de faciès variés : poudingues, argiles, marnes, sables et grès, calcaires gréseux, calcaires, affleurant en bancs peu épais à faible pendage vers le SW. A partir de Carry-le-Rouet, les dépôts marins miocènes manquent totalement vers l'Est jusqu'à la région de Cannes-Nice. On peut donc situer ici la limite orientale de la transgression de la mer miocène.

Immédiatement à l'Ouest de Marseille, la côte est de nouveau formée par des affleurements secondaires : Urgonien massif de Niolon, comparable aux calcaires de Marseilleveyre-Puget ; grès et calcaires à Hippurites coniaciens et santoniens du synclinal de Méjean, réplique en modèle réduit du synclinal du Beausset (Philip, 1970), et dont les bancs redressés à la verticale au voisinage de la côte forment les hautes falaises de Méjean et de la Redonne.

Le littoral sud de la Nerthe, entre les caps Couronne et Méjean, est lié aux déformations ayant accompagné l'effondrement du bassin de Marseille (Froget, Guieu et Roux, 1964, 1966). Cette partie du littoral est orientée suivant un faisceau de cassures parallèles passant par la Beaumaderie, Sainte-Croix, le Moulon, la Redonne, Méjean et Niolon.

Par rapport à cette direction générale E.W, le littoral de la Nerthe présente deux brusques coudes. Au cap Couronne, la côte marque un premier rabattement de 60° vers le N.N-W. Cette nouvelle direction correspondrait à un accident qui se prolongerait en mer au large de Marseille (Bonnet, 1966 ; Glangeaud, 1962 ; Glangeaud et al., 1965). A l'Ouest de cet accident se situe le secteur affaissé du Bas-Rhône.

A l'autre extrémité de la Nerthe, près de Marseille, le littoral est dévié de 30° vers le Nord-Est. Il s'aligne sur des abrupts de failles en relation avec un accident interne très important du massif de l'Etoile, le faisceau de cassures du Pilon du Roi. Cet accident majeur marque l'effondrement du bassin de Marseille sous le niveau actuel de la mer (Guieu, 1964, 1968).

Les sommets de la chaîne de la Nerthe et d'une partie du versant méridional de l'Etoile ont été arasés suivant une surface dont la pente moyenne est de 0,75 % d'Est en Ouest et de 1,7 % du Nord au Sud. De ce fait, la majeure partie du massif de l'Etoile apparaît en nette surélévation par rapport à la Nerthe. Cette surface constitue un caractère ^{original} de ce massif. Elle disparaît en effet vers l'Est, et l'on ne retrouve de trait morphologique comparable que dans le massif des Maures. Son âge, ainsi que celui des dépôts sableux qu'elle porte, est discuté : il serait pontien pour Collot (1882 et 1904) et Cornet (1961 et 1965), pliocène pour Denizot (1923 et 1934) et Gouvernet (1959), quaternaire pour Martin (1905). Il s'agit plus probablement d'une surface plus ancienne - peut-être oligocène - reprise ultérieurement. Cette question sera étudiée en détail plus loin, car l'on retrouve des dépôts sableux comparables à ceux de la Nerthe dans le domaine sous-marin.

II - LE BASSIN DE MARSEILLE.

Entre le faisceau de cassures du Pilon du Roi et le massif de Marseillevyre s'étend le bassin de Marseille. D'après Guieu (1968), il existait sur son emplacement un panneau de Mésozoïque qui unissait la Nerthe à Carpiagne. A la fin de l'Eocène et au début de l'Oligocène, ce panneau se serait déplacé vers le Nord pour donner le chevauchement de l'Etoile. Le bassin de Marseille serait alors "un fossé tectonique apparu en arrière du chevauchement sur l'emplacement d'une déchirure par extension de la couverture". Pendant l'Oligocène, le bassin est le siège d'une sédimentation détritique argilo-gréseuse, dont l'épaisseur dépasse 1000 m. La rade de Marseille est creusée dans la partie occidentale du bassin, dont les assises peu résistantes ont été facilement déblayées par la mer lors des transgressions quaternaires.

Une ligne de reliefs E.W, depuis le sud d'Allauch jusqu'aux îles du Frioul, sépare le bassin de Marseille en deux unités :

1) La partie nord présente une topographie assez abrupte se raccordant directement au versant méridional de l'Etoile. La fin du remplissage est ici représentée par des entablements de travertins et calcaires d'eau douce au cap Janet, Saint André, la Viste, les Aygalades. Ces niveaux peu épais (10-20 m) ont été longtemps subdivisés en Pliocène et Quaternaire ancien, (Denizot, 1934). Plus récemment, Bonifay (1962-1967) place ces dépôts à la fin du Quaternaire ancien dans leur totalité. Cet auteur montre également que l'altitude des travertins décroît de la périphérie vers le centre du bassin : 180 m à Fontainieu (sur les pentes de l'Etoile), 150 m à Saint Antoine, 100 m aux Aygalades, 30 m au cap Janet. Ces différences d'altitude s'expliquent par les déformations du dépôt, à l'origine horizontal, déterminant un affaissement de plus en plus accentué vers l'Ouest et le Sud-Ouest. Le rejeu vertical de failles de direction méridienne au début du Quaternaire moyen (avant la fin du Mindel), évalué à 150 m, a ainsi provoqué l'ouverture du bassin de Marseille vers la mer. Le réseau hydrographique, primitivement de direction N-S, s'est infléchi ensuite, au cours du Quaternaire, vers le bassin de l'Huveaune et du Jarret. Cette modification du drainage est en rapport avec l'ennoyage du bassin de Marseille sous le domaine marin.

2) Dans la partie sud du bassin, les dépôts oligocènes sont souvent masqués par les terrasses quaternaires de la Basse-Huveaune (Bonifay, 1962). Les formations oligocènes n'apparaissent que plus à l'Est, en bordure de Carpiagne.

Séparant ces deux parties, un axe ENE-WSW est jalonné par les reliefs de Saint-Julien, la Garde, les îles du Frioul, de Planier et les hauts-fonds voisins. Sur le littoral, le massif de la Garde est un anticlinal dissymétrique d'axe NNW-SSE environné par l'Oligocène. L'ensemble du massif est broyé par des failles qui s'observent à la périphérie. Elles sont soulignées par des formations bréchoïdes qui ont trois origines :

- a) Mylonites contemporaines des cassures,
- b) Brèches d'écroulement sannoisiennes,
- c) Blocailles quaternaires cimentées d'origine karstique, très visibles sur le front de mer, et parfois "reprises" dans des fractures d'origine tectonique.

Ce matériel hétérogène, mais dans l'ensemble résistant, a été soumis à l'action de la mer, qui s'est exercée particulièrement au niveau des mylonites et des failles. Il en résulte un littoral en saillie sur la concavité générale de la baie de Marseille, au relief tourmenté, jalonné d'écueils. Ce modelé est le résultat de trois mécanismes : tectonique cassante, subsidence oligocène, actions karstiques et marines.

L'archipel du Frioul présente une structure anticlinale dissymétrique d'axe WSW-ENE. Le flanc sud du pli est réduit : il ne s'observe qu'entre le sémaphore de Pomègues et le cap Caveaux. Le flanc nord, constitué par la série urgonienne presque complète, forme la quasi totalité de l'archipel. Il est interrompu par un faisceau de cassures E-W en liaison probable avec les effondrements du bassin de Marseille. Ces accidents sont recoupés par des failles de direction méridienne ; ces dernières font partie du réseau qui a rejoué postérieurement à l'Oligocène (effondrements des travertins du bassin de Marseille).

Les îles du Frioul présentent des témoins d'une couverture plus récente que l'Urgonien, aujourd'hui entièrement érodée. Ces vestiges colmatent des cavités karstiques : c'est le cas du Gargasien du Havre du Morgiret (Blanc, Froget, Guieu, 1967). De même au cap Caveaux, j'ai observé une grotte creusée dans le Barrémien, comblée par des marnes gargasiennes à petites Ammonites ferrugineuses ; à ces marnes se trouvent mêlés de nombreux galets, principalement permo-triasiques, provenant soit de poudingues oligocènes analogues à ceux du bassin de Marseille, soit de poudingues du Crétacé supérieur comme ceux de La Ciotat. Ces vestiges témoignent de l'intensité de l'érosion qui s'est exercée sur les îles.

Les premiers stades de cette érosion sont certainement fort anciens. En effet, l'on peut remarquer que le sommet des îles, notamment celui de Ratonneau, présente une petite surface d'arasion analogue à celle qui nivelle les sommets de la chaîne de la Nerthe. Cette surface n'est pas structurale, car elle coupe les bancs fortement inclinés du Barrémien. Comme pour la chaîne de la Nerthe, je reviendrai ultérieurement sur cette question.

Le littoral de l'archipel du Frioul est le résultat de la dernière transgression ennoyant un modelé karstique évolué. La plupart des criques sont les vestiges de dolines et d'ouvalas : le plus bel exemple en est fourni par l'ouvala de Pomègues, dont la bordure est jalonnée d'écueils (Blanc, Froget, Guieu, 1967).

Une topographie karstique analogue se retrouve, entièrement submergée, au banc du Veyron, à 1 mille nautique dans le NE de l'île de Planier (Froget, 1963-1966). Il s'agit d'un plateau rocheux de calcaire urgonien qui s'étend vers le NE jusqu'à des profondeurs de -30 m, où il se perd dans les fonds sableux. Ce haut-fond est parcouru par un réseau de conduites karstiques creusées au cours d'un très ancien stade régressif remontant probablement au Pontien. Deux galeries principales de 5 m de large sur 1,5 m de hauteur unissent deux salles dont les voûtes sont partiellement effondrées. Le réseau de galeries est orienté suivant deux directions principales NNW-SSE et E-W correspondant à l'orientation des fractures qui accidentent le banc du Veyron. On peut paralléliser ces dernières avec les cassures décrites précédemment au Frioul. Le banc du Veyron se prolonge jusqu'à l'îlot urgonien de Planier par une série d'écueils (Le Suquet).

III - LES MASSIFS DE MARSEILLEVEYRE-PUGET ET LE BASSIN DU BEAUSSET.

De Marseille à Cassis s'étendent les falaises blanches des massifs de Marseilleveyre et de Puget, célèbres sous le nom de massif des Calanques. Structuralement, ces deux massifs sont séparés par la grande faille de Sainte-Croix, à l'Est de laquelle commence le bassin synclinal du Beausset dont le massif de Puget constitue l'auréole urgonienne. Un chapelet d'îles : Maïre, Riou, Jaïre, Caleseraigne, est séparé du continent par le plateau sous-marin des Chèvres, dont la profondeur n'excède pas 20 mètres.

A - Le massif de Marseilleveyre :

Le massif de Marseilleveyre est constitué par des assises allant du Séquanien à la partie moyenne du Barrémien. La structure est globalement monoclinale vers le Sud-Est ; le littoral présente de ce fait une morphologie abrupte creusée dans l'Urgonien. Cependant, des modifications locales du pendage et des accidents font affleurer le Néocomien à la calanque de Marseilleveyre et au cirque des Walkyries. Le massif est haché par un grand nombre de failles, suivant deux directions principales WSW-ENE et NNW-SSE. La première affecte une partie du massif, comprise entre Callelongue et le pli de Sormiou ; la seconde comprend, dans la partie est du massif des cassures parallèles au pli de Sormiou et aux grandes calanques : la calanque de Morgiou, notamment, se situe sur un accident le long duquel affleure l'Hauterivien.

Immédiatement à l'Est de cette dernière, la crique de Sugiton marque l'aboutissement de la faille de Sainte-Croix, dont le rejet est très important : il se traduit à Luminy, par l'affaissement du compartiment occidental mettant au contact l'Aptien supérieur et l'Albien avec le Jurassique supérieur dolomitique (Guieu, 1964, 1968) ; le rejet atteint ainsi environ 800 m. A Sugiton, le passage de l'accident se traduit par un pli aigu à noyau portlandien et flancs néocomiens (Guieu, 1962, 1968). La direction de la faille, N-S dans l'arrière pays s'infléchit nettement à la côte, pour devenir WNW-ESE à Sugiton. Cette nouvelle direction est sans doute responsable de la formation des hautes falaises du Dévenson, à l'Est.

B - L'archipel de Riou-Maire :

Les îles de l'archipel de Riou-Maire sont alignées suivant la direction WNW-ESE, parallèlement aux calanques, elles-mêmes déterminées par des failles. Si l'on considère l'ensemble des îles : archipel du Frioul, Planier, archipel de Riou-Maire, on voit qu'elles ont été fragmentées par un réseau de fractures losangiques ENE-WSW et WNW-ESE, particulièrement visible sur l'île Jarre (Froget, 1963). Ce fait, qui est à rapprocher de l'exemple étudié par Tanazacq (1961) sur l'île du Levant, démontre l'importance du rôle joué par la tectonique dans le modelé du littoral.

Les îles sont essentiellement constituées par le calcaire urgonien. Cependant, l'Aptien apparaît en des structures plissées, chevauchées

par l'Urgonien : sur la face nord de Maïre, un noyau synclinal aptien est renversé au Sud sous l'Urgonien (Denizot, 1934 ; Guieu, 1968) ; sur le continent proche au Nord, l'Aptien des Croisettes et de Podestat-Pouli complète cette structure (Blanc, 1960). A Riou une structure analogue s'observe dans la partie orientale : l'Aptien du plan de Caramassaigne est chevauché par l'Urgonien des sommets de Riou (Denizot, 1934) ; vers le NW et le NE, le mouvement s'amortit et la suture entre les masses chevauchantes et chevauchées se fait entre deux "urgoniens" ; de ce fait, elle ne ressort pas toujours nettement.

Le sens du chevauchement n'apparaît pas clairement. Il a pu s'effectuer :

1) Du Sud-Ouest vers le Nord-Est.

C'est le sens de déplacement le plus fréquent dans les plis de Basse-Provence. Nous avons indiqué que ce déplacement semblait improbable du fait de la présence supposée de phyllades à 4,5 milles dans le SE de Riou (Blanc, Froget, Guieu, 1967) : il apparaît difficile d'envisager dans cet espace aussi limité l'extension d'une importante couverture mésozoïque, certainement amincie aux abords de l'axe cristallophyllien. Cependant, cette indication s'est avérée erronée ; la roche métamorphique n'affleure que beaucoup plus loin vers le SE, le précontinent au S de Riou étant probablement formé, dans sa totalité, par la couverture mésozoïque (voir chapitres suivants). Dans ces conditions, le chevauchement SW-NE est parfaitement possible dans l'espace.

2) Du Nord-Est vers le Sud-Ouest.

Cette direction opposée de la précédente serait en accord avec les pendages généraux du massif de Marseillevéyre-Puget vers la mer. Au Nord, dans le vallon de Vaufrèges, le Permien a été trouvé en sondage à la côte -500 NGF (Campredon, 1965). Il y a là un bombement du socle, qui s'accompagne d'un étirement considérable du Jurassique inférieur et du Trias. Il en aurait résulté un glissement de la couverture au Nord, vers la zone synclinale de l'Huveaune et de Marseille (Caron, Guieu et Tempier, 1966). Au Sud, les chevauchements de Maïre et Riou peuvent s'expliquer par un glissement symétrique du précédent.

Il est difficile de choisir entre deux sens de déplacement au vu des affleurements émergés. La Géologie du précontinent permettra de se faire une opinion à ce sujet.

En dehors de ces structures, l'examen détaillé de Riou m'a permis de découvrir des indices géologiques intéressants, que je citerai ici et décrirai plus loin. Ce sont d'une part, des brèches continentales d'âge éocène au Nord de l'île (Froget, 1968), d'autre part la présence dans les sablières occidentales, de dépôts d'origine durancienne analogues au matériel recouvrant la chaîne de la Nerthe (Courtin et Froget, 1970).

C - Le bassin du Beausset :

1) Stratigraphie.

A l'Est de la faille de Sainte-Croix, le littoral est formé par les auréoles du bassin synclinal du Beausset. Affleurent ainsi d'W en E : l'Urgonien du massif de Puget, l'Aptien et le Cénomaniens dans lesquels est creusée la baie de Cassis, le Turonien des falaises de Canaille et du Soubeyran, le Sénonien de La Ciotat. Les faciès représentés sont de façon générale, marins et littoraux, marquant une tendance à l'émersion à mesure que l'on progresse dans la série. C'est ainsi qu'au Turonien, le bassin est alimenté par une puissante sédimentation détritique : les poudingues de La Ciotat, dans lesquels s'intercalent des barres de calcaires sub-récifaux, se sont mis en place en milieu deltaïque. Les galets de ces poudingues sont essentiellement des grès permo-triasiques, auxquels se joignent quelques calcaires mésozoïques. Leurs caractères sédimentologiques indiquent qu'ils étaient arrachés par des cours d'eau violents à un massif situé à une faible distance et au Sud-Est (Blanc, 1950 1951, 1956, 1963). Au Sénonien, la sédimentation détritique s'affine : une puissante formation marno-gréseuse occupe le centre du bassin. Enfin, quelques dépôts continentaux (Valdo-Fuvélien) marquent l'émersion totale du bassin à la fin du Crétacé supérieur.

2) Structure.

Le bassin du Beausset proprement dit offre peu de complications tectoniques, sauf sur sa bordure méridionale, qui s'emboutit sous la couverture nord-toulonnaise. Des contacts anormaux E-W marquent des chevauchements vers le Nord, au Vieux-Bausset et à Fontanieu. Ces accidents aboutissent au littoral dans le secteur de la Pointe-Grenier, jalonnés par des affleurements triasiques.

A l'Ouest, on a vu que la faille de Sainte-Croix prend une orientation WNW-ESE. Cette direction est la même que celle des falaises du Dévenson, puis, plus à l'Est, des falaises du Soubeyran au Bec de l'Aigle. Il est probable que ces abrupts littoraux qui atteignent 200 à 300 m, ont été provoqués par le passage de cette grande faille.

Ces deux accidents, faille de Sainte-Croix, chevauchement de la Pointe-Grenier, interrompent donc le bassin du Beausset vers le Sud, non loin du littoral. L'on verra en effet que les affleurements sous-marins n'ont rien de commun avec ceux de ce bassin.

3) Morphologie.

Les calanques :

Le terme de calanque est appliqué de façon générale et peut-être un peu abusive, à toutes les criques du littoral provençal (calanque du Verdon à l'Ouest de Marseille, de Figuerolles à La Ciotat). Mais les plus typiques et les plus pittoresques sont celles qui agrémentent le littoral de Marseillevéyre-Puget. Elles ont été longuement décrites par différents auteurs (Blanchard, 1911, Denizot, 1934, 1951 ; Nicod, 1951, 1967, ...).

Les calanques longues (Sormiou, Morgiou, Port-Pin, En-Vau, Port-Miou), sont des vallées ennoyées par la transgression flandrienne. Leur formation est souvent déterminée par la structure tectonique qui a favorisé et guidé l'érosion : c'est le cas des failles des Goudes, de Sormiou, de Sainte-Croix, Luminy, Sugiton, d'En-Vau, etc...).

Les calanques courtes sont pour la plupart dues à l'érosion karstique. Celle-ci a commencé très tôt au fur à mesure que l'érosion de la couverture aptienne progressait vers le Sud ; ainsi, de nombreuses cavités karstiques sont comblées par des éléments aptiens et crétacés supérieur : à l'Eïssadon (Denizot, 1934), au Plateau de la Fontasse, au vallon de l'Oule, etc...

Les criques très encaissées, aux parois abruptes et surplombantes, comme à la Triperie et à l'Oule, sont d'anciennes reculées karstiques partiellement immergées (Nicod, 1951).

Le karst :

Les archipels de Marseille présentent un ensemble karstique où les dolines et les conduites forcées, recoupent d'une manière aberrante

les tracés insulaires actuels. Les drainages ont été guidés, on l'a vu, par des fractures ENE-WSW et WNW-ESE (dolines, grottes et galeries de Riou, Jarre, Caleseraigne notamment).

En outre, de nombreuses grottes sous-marines jalonnent le littoral, du cap Croisette à Cassis : grottes du cap Croisette, de Sormiou, du Figuier, de la Triperie, Port-Miou, etc... Ce réseau karstique émergé et immergé est incompatible avec la topographie et le climat actuel, bien que certains drainages demeurent actifs, comme les exurgences de Port-Miou (Coroy, Gouvernet et al., 1958). L'établissement du karst est donc très ancien ; les remplissages marins de la grotte des Trémies, attribués, pour une part, au Quaternaire ancien, montrent qu'il est probablement anté-quaternaire (Bonifay et Courtin, 1971).

Les falaises du Soubeyran :

La côte abrupte entre Cassis et La Ciotat présente un relief de cuesta. L'érosion marine apparaît secondaire, et se borne à dégrader les éboulis de pied de falaise. Par contre, l'exhaussement du secteur littoral paraît être responsable d'un réseau hydrographique, aujourd'hui inactif, s'écoulant en direction du bassin du Beausset, dont les cirques de réception sont tronqués par l'abrupt de la falaise. De plus, le sommet des falaises montre les témoins d'un ancien réseau karstique suspendu, creusé dans les calcaires turoniens, et débouchant dans le vide (Froget, 1963). Une telle topographie montre l'inadaptation du drainage au tracé du littoral. Ce dernier correspond à une interruption structurale, due au faisceau de faille Sainte-Croix - Dévenson, affaissant vers le Sud-Ouest, une partie du précontinent.

IV - LE MASSIF DE SICIE ET LES CHAINONS NORD-TOULONNAIS.

La partie du littoral comprise entre la bordure méridionale du bassin du Beausset et le cap Sicié correspond à un pays de structure complexe, qui a fait l'objet de nombreux travaux, depuis Marcel Bertrand jusqu'à la synthèse de Gouvernet (1963).

A - Le massif de Sicié :

Au Sud, le massif de Sicié représente l'ultime avancée vers l'Ouest de la partie émergée du massif des Maures. Les formations, dénotant un métamorphisme peu profond, ont longtemps été groupées sous le

nom de "phyllades de Sicié et de Six-Fours" (X). Gouvernet (1963) y a distingué plusieurs séries se groupant en deux secteurs différents, séparés par un contact anormal sinueux allant de la pointe de l'Eperon à Coste-Chaude. Ce sont :

- Au N et au NW : le secteur des Lecques, Six-Fours, la Seyne, les Playes.

- Au SE : le secteur de la Vieille Garde et de Fabrégas. Le massif est constitué par un éventail pétrographique assez important : phyllades, quartzo-phyllades, quartzites, arkoses, phtanites. Des dolérites très altérées s'intercalent dans les schistes. Des basaltes datant des plissements hercyniens forment des dykes à épontes silicifiées et minéralisées : pyrite, chalcoppyrite, azurite, malachite, galène.

La série, très métamorphique, est très plissée. Les injections de silice y déterminent la formation de filonnets de quartz, interstratifiés ou recoupant la schistosité. L'invasion par le quartz filonien s'observe sur les lignes de dislocation, plis, failles et fractures. Il apparaît alors, au sein des phyllades, des bancs indurés par la silice, s'orientant parallèlement à la direction des accidents.

Ces terrains métamorphiques sont azoïques ; cependant certains faciès sont voisins des schistes à Grapholites du Mont Fenouillet (Hyères), permettant d'attribuer à celui-ci un âge silurien.

Les phyllades reposent en position anormale sur le Permo-Trias dans le secteur de Fabregas, à l'Est du Massif. Si ce contact a été très tôt reconnu, le sens de déplacement des phyllades est resté un sujet de controverse : les uns voient dans le massif de Sicié une nappe de Phyllades correspondant à un déplacement S.W (Zürcher, 1893) ; Lugeon, 1951) ou SE-NW (Mattaue et Proust, 1963) d'environ 6 km. Les autres enracinent le massif, qui représenterait un ensemble de blocs écailleux, chevauchant le Permo-Trias du NW vers le SE (Corroy, 1935 ; Gouvernet, 1952, 1963).

B - Les chaînons nord-toulonnais :

Au Nord du massif de Sicié, le littoral est constitué par la prolongation occidentale des chaînons nord-toulonnais.

La baie de Sanary est creusée dans les grès permien, le plus souvent masqués par un important piedmont quaternaire provenant du massif de Sicié. Le Permien repose en position normale sur les phyllades

à Six-Fours, ce qui est un argument en faveur de l'enracinement de Sicié dans ce secteur (Gouvernet, 1963). Plus au Nord, les affleurements triasiques et jurassiques de la pointe de la Cride représentent le flanc sud du synclinal de Bandol, qui s'appuie sur le Permien de la vallée de la Reppe et de Sanary. Son remplissage est continental ; une partie est attribuée à l'Oligocène, la fin étant peut être pliocène.

L'anticlinal de la Moute, d'axe N-S, sépare le synclinal de Bandol du synclinal de Port-d'Alon, d'axe également N-S, formé de Jurassique moyen et supérieur plissé et faillé. Ce changement de direction de l'axe des plis dans ce secteur est remarquable ; on verra que des directions parallèles apparaissent dans le secteur sous-marin, à l'Ouest.

La bordure Nord du synclinal de Port-d'Alon est en contact direct par faille avec le Trias de la pointe Grenier. Celui-ci fait partie d'un anticlinal autochtone, chevauché plus à l'Est par les formations triasiques du Télégraphe de Fontanieu. Ces accidents marquent la limite du bassin du Beausset ; à la suite de poussées exercées du Nord vers le Sud, celui-ci s'est embouti sous la couverture du synclinal de Bandol qui, comprimée latéralement, s'est décollée vers le Nord.

C - Les témoins quaternaires littoraux :

En ce qui concerne l'aire géographique envisagée, les seuls vestiges de stationnement de la mer au-dessus de sa côte actuelle, au cours du Quaternaire, se trouvent dans ce secteur. Il s'agit des cordons littoraux de la Madrague des Lecques près de Saint-Cyr, de la pointe du Château de Bandol, de Sauviou dans la baie de Sanary. Signalés par Parent (1929) et Pfender (1951) leur étude a été reprise successivement par Denizot (1951), Bonifay (1952-1962), Blanc et Bonifay (1953). Les recherches les plus récentes mettent l'accent sur le fait que seuls des indices sérieux, tels que la présence d'une plage matérialisée par des galets, permettaient de caractériser un niveau marin. Cette remarque conduit à abandonner les niveaux marins définis seulement par des aplaissements, tels que les avaient décrits Denizot (1951), ou par des grès qui sont généralement dunaires.

Les trois cordons littoraux sont attribués au cycle tyrrhénien au sens large. L'absence de fossiles caractéristiques ne permet guère de préciser cette indication. Je reviendrai ultérieurement sur cette question.

V - CONCLUSION : RESUME DE L'EVOLUTION PALEO GEOGRAPHIQUE.

Du massif de Sicié à la chaîne de la Nerthe, le littoral de Basse-Provence présente une série stratigraphique allant du Primaire au Quaternaire. Les faciès pétrographiques sont conditionnés par la présence ou l'absence de la mer, dont les allées et venues sont elles-même liées aux mouvements du socle et de la couverture. Je rappellerai ici les grandes lignes de l'évolution de ce secteur.

Après les mouvements tectoniques qui ont affecté le Paléozoïque métamorphique, dont l'érosion détermine les puissants dépôts détritiques du Permien, le régime marin s'instaure au Trias moyen. Il persistera jusqu'à la fin du Crétacé supérieur, avec des vicissitudes traduites par la plus ou moins grande profondeur des dépôts. Le Trias, Le Rhétien inclus, et le Lias, sont caractérisés par des formations marines peu profondes, marqués par des émergences temporaires : évaporites du Keuper, dolomies hettangiennes. A partir du Jurassique moyen se développent des faciès dolomitiques qui envahissent tout le jurassique supérieur et, à l'Est, le Néocomien. Le régime de mer peu profonde se poursuit au Barrémien, pendant lequel se déposent les puissants calcaires coralliens, de faciès urgonien (Blanc et Guieu, 1965).

A l'Aptien apparaissent des ébauches de plis, qui modifient les conditions de sédimentation, assez uniformes jusqu'alors (Blanc et Gouvernet, 1967). Les dépôts aptiens se localisent dans des sillons ; leur faciès diffèrent suivant la situation géographique : dans les reliefs situés à la bordure nord des chaînons toulonnais et marseillais actuels, se déposent des calcaires siliceux et des marnes noires, relativement profonds ; au Nord du Bassin du Beausset, la sédimentation est calcaréo-marneuse peu profonde. A l'Albien, l'émergence des rides anticlinales ébauchées précédemment, est presque complète ; des dépôts marins de cet âge ont cependant été identifiés dans des secteurs très localisés (Aboussouan - Burelle, 1963 ; Guieu, 1965 ; Philip, 1969).

La sédimentation marine reprend au Crétacé supérieur, au cours duquel s'individualise le bassin subsident du Beausset. Ce dernier est comblé par une épaisse sédimentation détritique (poudingue et grès de La Ciotat), attestant de la proximité des rivages vers le Sud, déjà pressentie au cours des périodes antérieures.

A la fin du Crétacé supérieur, la mer se retire. Dans le bassin du Beausset se déposent des sédiments fluviolacustres (Valdo-Fuvélien).

Pendant la majeure partie du Tertiaire, la sédimentation va rester continentale. Les dépôts éocènes, fluvio-lacustres, sont inconnus dans le secteur littoral : les plus proches affleurements sont ceux du Bassin d'Aix, à une distance de 25 km au Nord. A la fin de l'Eocène, les unités tectoniques se mettent en place par déplacements tangentiels au cours d'une phase de compression. Le début de l'Oligocène voit se produire d'importants effondrements, provoquant la formation de bassins subsidents dans lesquels s'accumulent, au cours de cet étage, une épaisse sédimentation détritique et lacustre (bassin de Marseille, bassin de Bandol).

Au Miocène, la mer effectue une incursion à l'Ouest de Marseille ; la transgression atteint la chaîne de la Nerthe, mais ne la dépasse pas. A l'Est de Marseille, le secteur littoral reste émergé ; les dépôts sableux attribués au Miocène (Cornet et Dubouyt, 1964 ; Cornet, 1965) indiquent que les drainages se font du Sud vers le Nord, comme au Crétacé supérieur. Cette direction s'inverse à la fin du Miocène. C'est en effet au Pontien qu'est attribué le creusement des canyons sous-marins.

Les dépôts marins du Pliocènes sont inconnus entre la vallée du Rhône et la région de Fréjus-Antibes à l'Est. Quant aux dépôts pléistocènes, on a vu qu'il n'existe dans ce secteur que trois vestiges de plages, attribuables au cycle tyrrhénien. L'absence ou la rareté de ces étages en position émergée est due à une déformation épigénique vers l'Ouest et le Sud, en direction du delta subsident du Rhône, soulignée par différents auteurs (Cornet, 1961, 1965 ; Bonifay, 1965, 1967). Vers l'Est au contraire, on assiste à un soulèvement progressif des massifs côtiers ; ainsi le Pliocène se trouve-t-il porté à des altitudes élevées dans la région niçoise, dépendant de la tectogenèse alpine. On verra que la Géologie sous-marine de la Basse-Provence est comparable en bien des points à la Géologie côtière des Alpes-maritimes.

DEUXIEME PARTIE

LES AFFLEUREMENTS ROCHEUX SOUS-MARINS ANTE-PLIOCENES

CHAPITRE I

GENERALITES SUR LEUR SITUATION ET LES TECHNIQUES

D'ECHANTILLONNAGE

L'étude directe des fonds rocheux sous-marins est soumise à un certain nombre d'aléas, à tel point qu'on peut considérer comme une gageure d'en faire une spécialité. Le géologue classique travaillant à terre, peut choisir ses coupes et les échantillonner banc par banc, s'il le désire. Le géologue océanographe ne voit pas les affleurements, dont la situation est généralement imprécise tant en coordonnées qu'en profondeur, et qu'il échantillonne avec des moyens le plus souvent rudimentaires. J'examinerai ici succinctement les conditions générales d'une telle étude, afin que le lecteur comprenne mieux les incertitudes qui émaillent ce travail.

I - LOCALISATION DES AFFLEUREMENTS ROCHEUX CONSOLIDES.

La première difficulté à laquelle on se heurte est la rareté des affleurements rocheux consolidés. En effet, le plateau continental qui représente la majeure partie du précontinent, est presque complètement recouvert par les sédiments sablo-vaseux du Quaternaire récent. Les reliefs qui accidentent le plateau sont également le plus souvent improductifs, car les têtes de roche y sont masquées par d'anciens concrétionnements d'Algues calcaires qui peuvent atteindre une grande épaisseur.

Dans le secteur étudié, les affleurements rocheux se localisent à la pente continentale, et particulièrement à sa partie supérieure. Ils n'y sont cependant pas constants : certaines zones sont, comme le plateau, envasées par la sédimentation récente. Les conditions les plus favorables sont : une pente forte et la présence de courants descendants, ces deux facteurs tendant à annihiler la sédimentation meuble. Celle-ci n'est d'ailleurs pas très importante actuellement au Sud-Est de Marseille : aucun cours d'eau ne se jette à la côte au Nord ; le Rhône est suffisamment lointain à l'Ouest pour que ses apports détritiques ne se fassent guère sentir. La sédimentation est donc essentiellement d'origine organique.

Le niveau de la mer n'est pas resté identique à l'actuel au cours du Pléistocène. Les régressions et les transgressions se sont succédées; déterminées par les périodes glaciaires et interglaciaires. Certaines phases régressives ont porté le niveau marin au voisinage du sommet de la pente continentale, découvrant la majeure partie du plateau ; la zone littorale, caractérisée par sa forte production organogène benthique se trouvait alors à proximité de la rupture de pente, empiétant même probablement sur celle-ci à plusieurs reprises. Le matériel organogène littoral placé dans ces conditions, a été remanié le long de la pente continentale ; il s'est accumulé aux endroits où le profil originel du talus n'était pas trop fort et les courants point trop violents. Ces dépôts ont eu pour effet, après lithification dans des conditions étudiées plus loin (voir IIIe partie, 2ème section) de masquer les affleurements antérieurs, d'autant plus rares qu'ils seront plus anciens.

II - PROCEDES D'ECHANTILLONNAGE.

Depuis 1928, époque à laquelle L. Dangeard réalisait le premier grand travail de Géologie marine dans la Manche, les techniques de prélèvement n'ont guère évolué. Les seuls progrès dans ce domaine ont été apportés par l'utilisation du scaphandre autonome pour les petits fonds, et de la soucoupe plongeante pour les fonds plus importants. Le dragage reste cependant le procédé le plus couramment utilisé. Chaque technique présente des particularités en ce qui concerne la mise en action, le repérage en coordonnées et en profondeur.

A - Le scaphandre autonome :

Le scaphandre autonome est à l'évidence, le moyen d'étude idéal des affleurements rocheux immergés. Les plongées à l'air comprimé, peu coûteuses, permettent l'observation directe, l'échantillonnage au marteau le repérage exact de la profondeur par lecture du bathymètre. Cependant, un plongeur moyennement entraîné ne peut dépasser la profondeur d'une quarantaine de mètres. Cette limitation aux petits fonds est un avantage pour le repérage des affleurements en position qui peut se faire avec précision au sextant ou au cercle hydrographique, à partir de la surface. Mais cela restreint considérablement le domaine d'utilisation, particulièrement sur les côtes rocheuses de Méditerranée occidentale, où l'isobathe 50 m est le plus souvent très proche de la côte. Les plongées utilisant des mélanges gazeux spéciaux permettent d'atteindre des profondeurs de plus en plus

grandes. Cependant, elles sont réservées à des plongeurs spécialement entraînés ; en outre, étant d'un prix de revient plus élevé, elles ne sont mises en oeuvre que lorsque des intérêts pécuniaires sont en jeu ...

B - La soucoupe plongeante :

La soucoupe plongeante Cousteau permet d'atteindre des profondeurs plus importantes, relayant ainsi le scaphandre autonome. Cet engin est très précieux pour les études de Géologie sous-marine. Ses avantages sont cependant limités par la nature du milieu dans lequel il évolue.

Le principal intérêt est de pouvoir effectuer des observations directes. On peut ainsi tenter de déterminer la nature sédimentaire ou non, des affleurements rocheux; on obtient également des indications sur l'épaisseur et le pendage des couches, éventuellement leur fracturation, leur aspect plus ou moins corrodé. Tous les détails peuvent être photographiés et filmés. D'autre part, lorsqu'on prélève un échantillon, on connaît sa profondeur avec précision par lecture du bathymètre qui d'ailleurs peut être photographié avec l'échantillon, afin d'éviter toute confusion. Cependant il faut souligner qu'il est généralement impossible de casser la roche ; c'est là une sérieuse limitation de l'appareil : on doit se contenter de récolter les fragments détachés des affleurements. Il faut alors s'assurer dans la mesure du possible que l'échantillon provient bien de l'affleurement étudié. De ce point de vue, il n'existe pas de règle générale ; la meilleure méthode cependant, consisterait à prélever plusieurs fragments au voisinage d'un affleurement, ce qui permet de vérifier s'ils sont tous de même nature. A ces difficultés s'ajoute une certaine imprécision sur le repérage en coordonnées des échantillons prélevés ; ils sont placés approximativement entre le point de plongée et le point de surface, effectués au radar par le navire accompagnateur.

La mise en oeuvre de la soucoupe plongeante est une opération coûteuse ; cela explique que les plongées purement scientifiques soient assez peu fréquentes. J'ai, pour ma part, effectué cinq plongées en soucoupe sur le précontinent au Sud de Marseille, jusqu'à la profondeur de 350 m. L.Dangeard m'a par ailleurs, fait bénéficier du matériel récolté au cours de ses propres plongées dans le canyon de Planier.

C - Les dragages de roche :

Le dragage reste donc la technique la plus facile à mettre en

oeuvre, bien que d'un rendement très aléatoire. Il existe de nombreux types de dragues, certaines étant en principe particulièrement apte à casser la roche. J'en ai utilisé deux ; la première est un cylindre entièrement métallique de 1 m de haut, muni d'un bord tranchant et fermé par une grille à l'une de ses extrémités ; c'est le modèle utilisé à bord de la "Calypso". La deuxième, connue sous le nom de "drague Charcot" est constituée par une armature rectangulaire à bord tranchant, à laquelle est fixé un filet que l'on peut éventuellement doubler intérieurement d'un sac de jute, afin de recueillir le sédiment meuble. Les deux appareils ont un rendement assez comparable ; la drague Charcot semble en dernier ressort préférable, car elle est moins pesante, donc plus facile à manier.

La localisation des échantillons rocheux recueillis par dragage est toujours soumise à deux incertitudes, qui concernent la profondeur et le repérage géographique. Cela tient à la manoeuvre elle-même, qui peut varier suivant la topographie du fond. Ayant principalement travaillé le long de la pente continentale, j'ai procédé de la façon suivante : la drague est mouillée avec une longueur de câble égale à trois fois la profondeur à laquelle débute le dragage. Lorsque la drague touche le fond, le navire fait route à vitesse lente, en remontant la pente que l'on suit au sondeur. On sait que la drague travaille sur un fond rocheux par les violentes secousses qu'elle imprime au câble ; il faut alors stopper le bateau presque aussitôt, surtout si la pente est forte. L'expérience montre d'ailleurs que la drague s'accroche presque toujours à une arête rocheuse. On rentre alors le câble en se halant sur la drague comme sur un mouillage. La profondeur de fin de dragage est connue lorsque la longueur de câble qui reste à récupérer est égale à la profondeur lue au sondeur. Si les secousses précèdent de peu l'accrochage, on aura ainsi la profondeur de l'échantillon recueilli, avec une précision qui peut varier de 10 à 50 m suivant le profil de la pente ; sinon, on l'estime entre les profondeurs de début de fin de dragage. Il en va de même pour le repérage géographique : le point est fait, au radar, à la mise à l'eau de la drague et au moment où celle-ci est à la verticale du bateau. Il s'ensuit qu'il y a une assez large erreur sur le repérage géographique ; dans le cours du texte, j'indiquerai néanmoins les points en longitude et latitude, afin de fixer les idées. Il ne faudra pas perdre de vue que ces points sont approximatifs ; ils représentent en réalité le centre de cercles d'environ 250 m de rayon, à l'intérieur desquels se situent les affleurements décrits.

Lorsqu'un coup de drague ramène des fragments de roche, une question se pose aussitôt : sont-ils représentatifs d'un affleurement en

place ? En effet, les causes d'erreur sont nombreuses ; Dangeard (1928) les a minutieusement analysées et a montré par quelques exemples comment on pouvait répondre à cette question. Il y a peu à ajouter à ces observations. Je soulignerai cependant que, pour la pente continentale méditerranéenne, le problème est facilité par le fait que les faciès dragués n'existent pas à terre à proximité, ni même nulle part pour certains, du moins en ce qui concerne les fragments plio-pléistocènes. En général, j'ai retenu les échantillons présentant l'une ou plusieurs des caractéristiques suivantes :

- traces de cassure dues au travail de la drague.
- faciès identiques obtenues par plusieurs coups de drague effectués dans le même secteur.
- éloignement de l'affleurement terrestre à partir duquel aurait pu se produire un remaniement, dans le cas des roches anté-pliocènes.
- faciès inconnus à terre.

En manière de conclusion je reprendrai une citation de Dangeard (1928) : " M. Lemoine a comparé avec raison le résultat des dragages à la récolte curieuse que pourrait faire un aéronaute qui laisserait traîner son guide-rope et qui s'efforcerait de dresser de cette manière la carte géologique des régions survolées. Ce géologue aéronaute serait bien souvent embarrassé pour marquer une teinte sur sa carte". Cela est particulièrement vrai pour une région comme la Provence où les structures continentales sont si compliquées.

Cette observation incite donc à la prudence, mais n'interdit pas l'interprétation, pourvu qu'elle reste dans les limites du raisonnable.

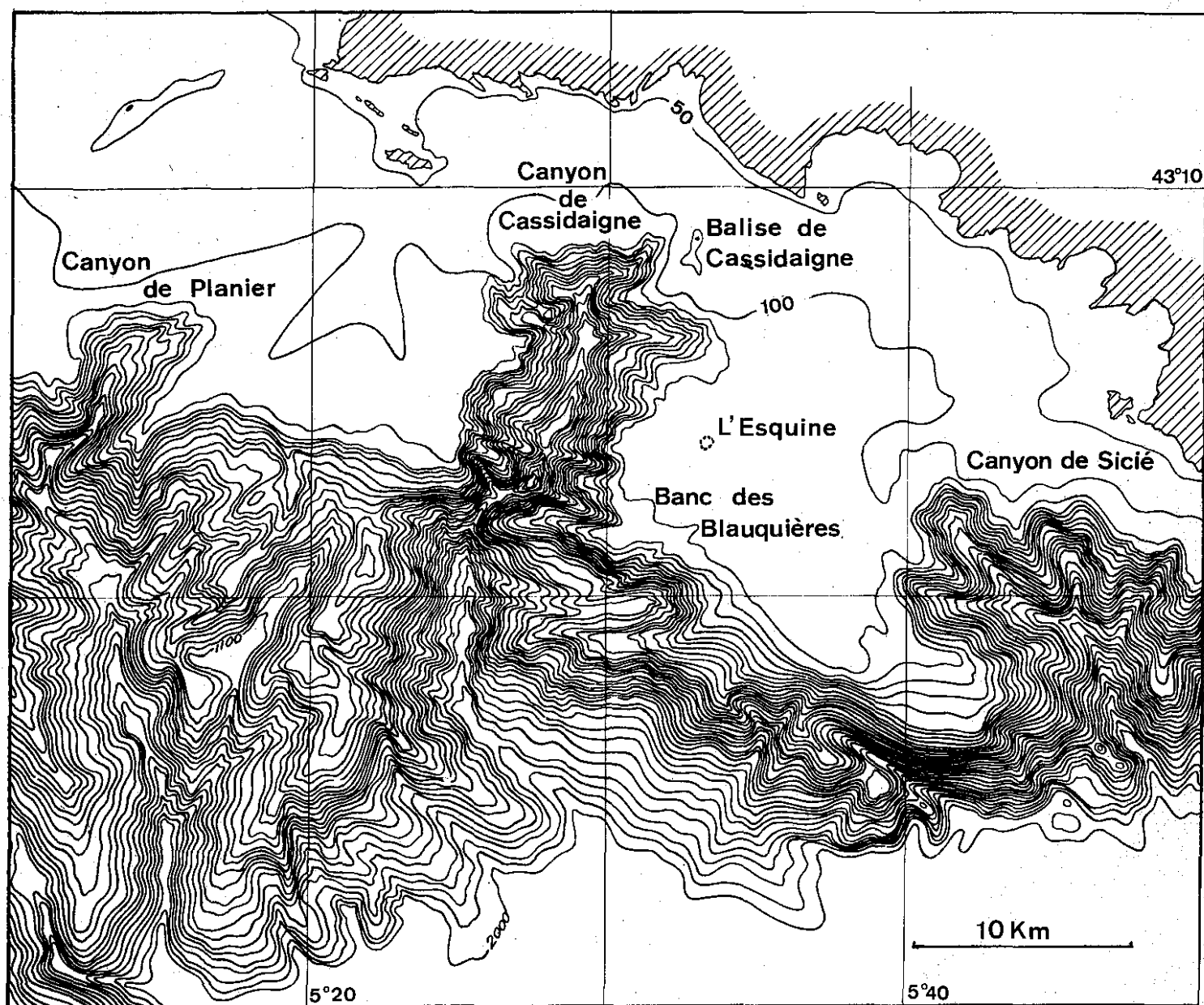


Figure 2. Morphologie de la pente continentale
(d'après J.Bourcart, 1958).

CHAPITRE II

LES AFFLEUREMENTS ROCHEUX ANTE-PLIOCÈNES

Avant d'examiner les indices permettant de formuler quelques hypothèses sur les relations entre la géologie du continent et celle du précontinent, je décrirai succinctement la morphologie de ce dernier, au Sud de Marseille.

I - MORPHOLOGIE.

A - La pente continentale (fig.2) :

La morphologie de la pente continentale a été étudiée par Bourcart et coll. (1958), dont les levées hydrographiques ont permis de préciser le tracé des canyons sous-marins. Dans la région étudiée, trois canyons entaillent le plateau continental :

1) Le canyon de Planier représente une assez faible échancrure simple. La tête du canyon est dirigée SW-NE, son extrémité amont s'infléchit vers le Nord. Les flancs sont dissymétriques : le flanc nord-ouest est plus abrupt ; il offre par endroits des pentes de 20 à 25°, d'ailleurs plus régulières que celles du flanc sud-est (Dangeard et al., 1969).

2) Le canyon de Cassidaigne constitue par contre une coupe beaucoup plus profonde dans le plateau continental. En effet, sa tête se trouve à 4,5 miles (8 km) au S de Cassis, tandis que sa jonction avec la plaine bathyale se situe à environ 25 miles de la même localité (46 km). Le thalweg a une orientation NNE-SSW jusqu'à environ 1.000 m de profondeur puis s'infléchit dans la direction NW-SE.

Dans la partie amont sont creusés quatre diverticules séparés par des promontoires. Le plus vaste s'étend dans le Sud de la balise de Cassidaigne, suivant une direction E-W. De façon générale, les pentes sont plus fortes sur les zones en saillie que dans les diverticules ; de ce fait, les affleurements rocheux y sont plus développés.

3) Le canyon de Sicié résulte de la jonction de plusieurs thalwegs, de direction NW-SE, N-S et NE-SW.

Il est à noter que ces trois canyons sont indépendants de la morphologie du continent, en ce sens qu'ils ne prolongent aucune vallée. Cela est vrai surtout pour les canyons de Cassidaigne et de Sicié, qui sont relativement proches des côtes accores des Massifs de Puget, du Soubeyran et de Sicié.

B - Le plateau continental (fig.3) :

La carte de Bourcart et coll. (1958) donne peu d'informations sur la morphologie du plateau ; j'ai donc établi un schéma bathymétrique, en utilisant des sondages effectués à bord de la "Calypso" pour le banc des Blauquières, du "Jean Charcot" au Sud de l'île Riou, ainsi que les sondages sismiques du Musée Océanographique de Monaco (Leenhardt et al., 1969).

Le banc des Blauquières, partie du plateau situé à l'Est du canyon de Cassidaigne, est relativement accidenté. Une crête sous-marine marquée par une forte convexité des isobathes, semble prolonger le massif de Sicié vers l'Ouest jusqu'à environ 7 milles (13 km de la côte). Plus à l'Ouest, on retrouve un vaste relief, indiqué sur la carte marine par un fond à -85 m, dénommé l'Esquine (échine, en provençal).

Au Nord de l'Esquine et du profond diverticule oriental du canyon, le haut-fond rocheux sur lequel est construit la balise de Cassidaigne, constitue le dernier relief notable du plateau. Situé à 2 milles du rivage (3,6 km), il comprend plusieurs pointements rocheux sous-marins aux environs de -30 m, à la portée de l'exploration en scaphandre autonome.

A l'Ouest du canyon, le plateau continental ne présente pas de relief comparable à ceux du banc des Blauquières. La pente du plateau est faible, en moyenne de l'ordre de 0,4 %. La rupture de pente se situe généralement à -100, -110 m sur le pourtour du canyon, à -150 m sur les interfluves.

II - LA GEOLOGIE ANTE-PLIOCENE. (fig.4).

La majeure partie des échantillons provient du canyon de Cassidaigne. A l'Ouest et à l'Est du canyon, le plateau continental est beaucoup moins vaste que dans la partie centrale du golfe du Lion. Cela devrait en principe rendre plus aisée la liaison entre les structures

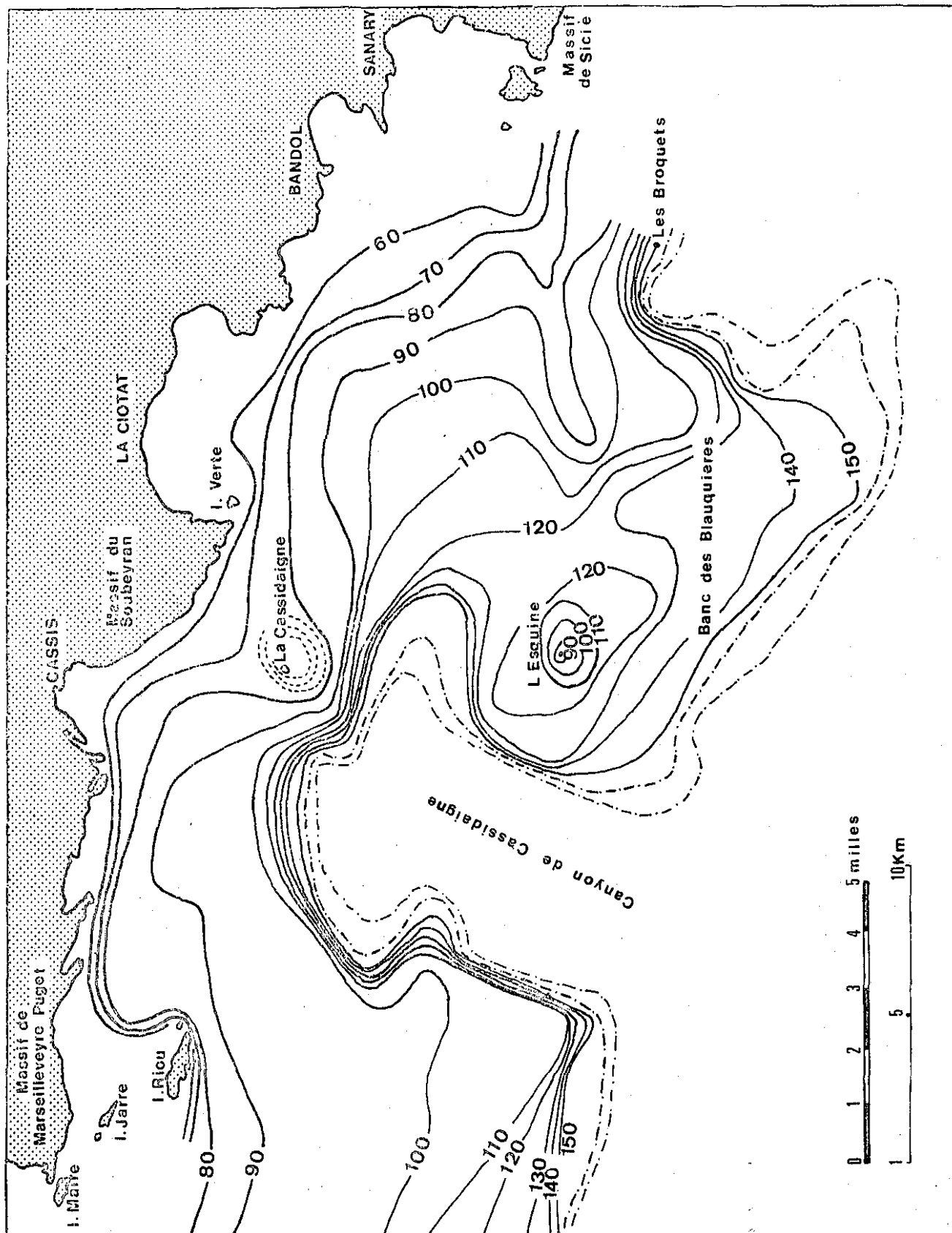


Figure 3. Schéma morphologique aux abords du canyon de Cassidaigne.

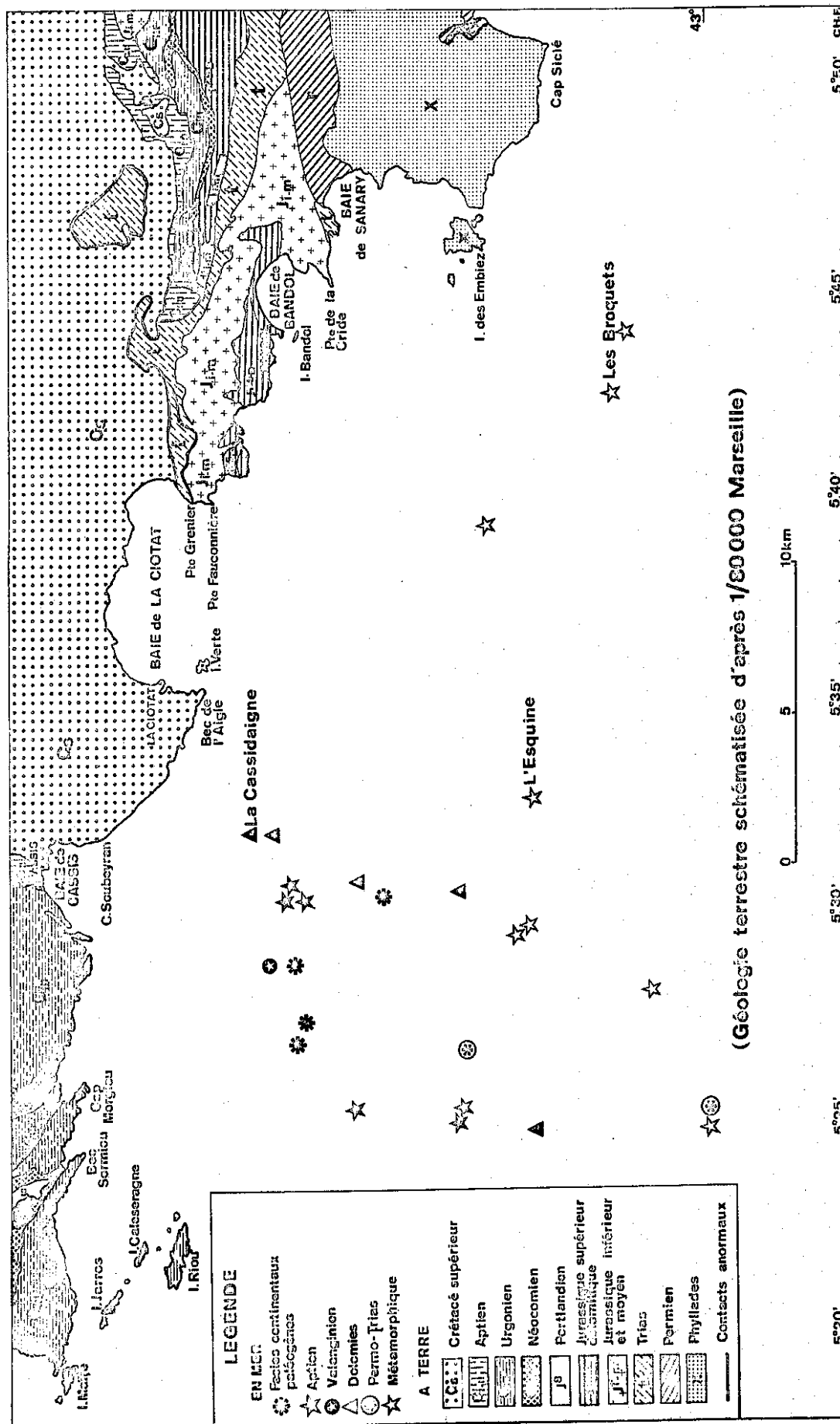


Figure 4. Carte de situation des principaux échantillons sous-marins anté-pliocènes.

connues à terre et les affleurements sous-marins. Cependant, le point du canyon le plus proche du continent s'en trouve séparé par une distance de 5,5 km. Compte tenu de ce qui a été dit à propos des conditions d'échantillonnage, je me garderai d'établir des liaisons trop hardies entre les affleurements sous-marins et ceux du continent. Chaque fois qu'une telle liaison sera proposée, elle devra être prise comme une hypothèse plutôt que comme une conclusion.

Je décrirai les échantillons concernant successivement le socle métamorphique, le Permo-Trias, la couverture secondaire, le Tertiaire continental.

A - Le socle métamorphique.

En 1949, J. Bourcart écrivait : "un dragage latéral dans le canyon (de Cassidaigne), de -270 à -100 m a arraché des phyllades (X) très pourries et des plaquettes de quartz, à deux milles du Jurassique de la Cassidaigne". L'auteur reprend d'ailleurs cette observation dans plusieurs publications ultérieures (1959, 1963). Or, malgré les nombreux dragages effectués dans le secteur indiqué, il m'a été impossible d'y retrouver des fragments de phyllades. Les dragages ont toujours fourni des calcaires siliceux et des marnes schisteuses noires, référables à l'Aptien comme on le verra plus loin, ainsi que des plaquettes de calcite, fréquentes dans les faciès marneux. Les explorations en soucoupe plongeante de J. Vacelet (*in*. Laborel et al., 1961) ont permis de ramener un matériel analogue, manifestement en place d'après les observations de cet auteur. Il ne semble donc pas possible de considérer comme exact la présence de phyllades dans le secteur défini par Bourcart, c'est-à-dire dans un rayon de deux milles de la balise.

Des fragments de roches métamorphiques ont cependant été obtenus en différents points du précontinent :

1) Sur la crête à l'W du massif de Sicié ($\Phi = 43^{\circ}04'20''$, $G = 05^{\circ}39'50''$ E, $p = 110$ m). Un dragage a fourni de petites esquilles de roches métamorphiques. Les dimensions et le mauvais état de ces échantillons interdisant la confection de lames minces, on ne peut qu'indiquer qu'il s'agit de phyllades ou de micaschistes.

2) Au Sud du relief précédent. Deux dragages productifs sont à signaler :

- Sur le point nommé "les Broquets" ($\Phi = 43^{\circ}02' N$ et $G = 05^{\circ}42'50'' E$, $p = 200-150$ m) : le matériel est ici analogue au précédent.

- en $\Phi = 43^{\circ}01'40'' N$, $G = 05^{\circ}44'20''$, $p = 250-150$ m, j'ai recueilli un bloc provenant probablement d'un filon feldspathique. L'échantillon est en effet constitué d'albite, identifiée par diffractométrie des rayons X, recoupé par des filonnets métalliques (oligiste accompagné d'anatase). L'ensemble est très broyé.

3) Dans le canyon de Cassidaigne, à l'W de l'Esquine.

Une exploration en soucoupe plongeante à l'W de l'Esquine (PS 468) a permis d'observer de nombreuses surfaces rocheuses et de prélever quelques échantillons ($\Phi = 43^{\circ}04'10'' N$, $G = 05^{\circ}30' E$, $p = 150-350$ m).

- Observations en plongée. L'allure des fonds s'est révélée relativement variée. Entre 150 et 200 m, la roche est massive, hérissée de petites aspérités très résistantes. Les surfaces affleurantes sont arrondies, dépourvues d'abrupts au pied desquels l'on trouve la plupart du temps des fragments de roche. L'échantillonnage à cet endroit s'est donc révélé impossible. Plus bas, entre 200 et 300 m, la roche est stratifiée : les dalles ont une épaisseur variant de quelques centimètres à 2 ou 3 m, inclinées vers l'Ouest, dans le sens de la pente. La surface et les pans verticaux très déchiquetés évoquent l'aspect d'une karstification; cela est à rapprocher d'observations semblables effectuées sur des bancs d'âge quaternaires au cours d'autres plongées (Froget, 1967, voir IIIe partie). Là encore, il n'a pas été possible de recueillir d'échantillon.

Enfin, entre 300 et 350 m, profondeur limite de la plongée, les affleurements sont constitués de dalles de plusieurs mètres d'épaisseur. Les surfaces verticales sont formées d'éléments plats de dimensions variées, orientés en tous sens, l'ensemble évoquant une stratification entrecroisée.

Plusieurs fragments gisant au pied des abrupts ont été recueillis (300 - 320 - 340 m). Un dragage au voisinage de la plongée a permis de compléter l'échantillonnage.

- Description des échantillons. En ce qui concerne les blocs prélevés en soucoupe, il s'agit de conglomérats à éléments exclusivement métamorphiques et à cimentation calcaire complexe. De dimensions diverses (du mm à plusieurs cm), les fragments cristallophylliens ont aussi un aspect varié. La plupart montrent cependant une usure témoignant

d'un certain transport. Leur nature est difficile à préciser ; il s'agit dans l'ensemble de roches très tectonisées dans lesquelles la texture originelle est très floue. Certains éléments se présentent comme des micaschistes à grain fin, que l'on pourrait rapprocher des faciès du groupe du Loli, défini dans les Maures par Gueirard (1957). Sur l'un des échantillons, on note la présence de filonnets feldspathiques traversant la roche, recoupés et décalés par des filonnets de calcite cristalline renfermant des cristaux de quartz automorphe. La composition de ce type de roche serait celle d'un gneiss à grain très fin, mais elle pourrait résulter d'un apport secondaire de feldspaths à un matériel originellement moins métamorphique, du type phyllade ou micaschiste. On trouve également des schistes très chloriteux, des quartzites, ainsi que des fragments de calcaire cristallin à cristaux de quartz automorphes.

La cimentation calcaire est marine et résulte de plusieurs stades différents (voir partie III). Parmi les débris biogènes, j'ai relevé des sections d'Amphistégines, genre qui ne semble pas avoir dépassé le Pliocène en Méditerranée occidentale (Blanc, Blanc-Vernet, 1966 ; Blanc-Vernet, 1969). Une partie au moins de la cimentation semble donc dater du Pliocène, l'ensemble de la roche ayant subi une diagenèse sous-marine complexe.

L'échantillon dragué dans le même secteur est un gros bloc (30 cm sur 15 cm) de feldspath filonien, sur le pourtour duquel sont cimentés des fragments de roches cristallophyliennes analogues aux précédents.

4) Dans le canyon de Cassidaigne, en $\Phi = 43^{\circ}02' N$, $G = 05^{\circ}28'15'' E$, $p = 400$ m, donc au Sud du point précédent, un dragage a arraché un fragment d'amphibolite.

5) Le relief de l'Esquine.

Le socle métamorphique affleurant le long de l'arête à l'Ouest de Sicié et dans le canyon de Cassidaigne, il eut été intéressant de déterminer s'il affleure également sur le relief de l'Esquine, situé entre ces deux secteurs. Malheureusement la question ne peut être tranchée directement.

En effet, l'exploration en soucoupe plongeante de l'Esquine m'a permis d'observer de nombreuses têtes de roches ; cependant la plupart sont constituées de concrétionnement algal de type coralligène (Pérès et Picard, 1964). Quelques surfaces rocheuses, supports du concrétionnement, sont visibles ; leur dureté a rendu impossible l'échantillonnage direct.

Un dragage a ramené un fragment de micaschiste à muscovite à grain fin ($\Phi = 43^{\circ}03'40''$ N, $G = 05^{\circ}33'10''$ E). Cependant cet échantillon était concrétionné par des Algues et ne portait pas de trace de cassure due à la drague. Un autre dragage, sensiblement au même point a donné un fragment de dolomie argileuse, sans doute jurassique, plus vraisemblablement représentatif de l'affleurement.

Une étude par sismique réflexion (Ducrot, 1967) indique pour le niveau affleurant de l'Esquine une vitesse sismique réelle de 4160 m/s. Les vitesses enregistrées à terre dans les phyllades (4160 m/s) et dans les calcaires urgoniens (4300 m/s) en sont très voisines. Cela laisse donc subsister une ambiguïté en ce qui concerne l'Esquine, qui ne peut non plus être levée par le sondage sismique continu, comme on le verra plus loin.

La nature des éléments remaniés, tels que les galets, peut donner quelques indications. En effet, au Sud de la crête prolongeant Sicié, plusieurs dragages ont ramené des galets de 5 à 10 cm, tous cristallophylliens ; les grès quaternaires contiennent des fragments de phyllades ; les sédiments meubles récoltés sur la crête renferment également des esquilles de roches métamorphiques. Au contraire, dans les parages de l'Esquine, les éléments remaniés ne sont pas cristallophylliens : galets calcaires probablement jurassiques dans un fragment de conglomérat quaternaire (-150 m) au Sud, galets de grès siliceux permo-triasiques à l'Ouest de l'Esquine ; enfin les sédiments meubles dragués sur le fond de -85 m ne contiennent pas d'esquille de roches métamorphiques. Il y a donc une nette différence dans l'environnement des deux reliefs du plateau : métamorphique pour l'arête prolongeant Sicié, sédimentation d'âge secondaire pour l'Esquine. Il semble donc qu'au moins une partie de l'Esquine ne soit pas métamorphique, mais se relierait plus vraisemblablement aux affleurements permo-triasiques et jurassiques de la pointe de la Cride.

En résumé, la présence d'échantillons cristallophylliens, en place ou remaniés, indique que le socle affleure sur le plateau, le long et au Sud de la ligne de relief prolongeant vers l'Ouest le massif de Sicié. Il peut faire place, au niveau de l'Esquine, à une couverture permo-triasique et jurassique et se retrouve à une profondeur de 300 m dans le canyon de Cassidaigne, à la latitude de l'Esquine. On verra par la suite d'autres indications de la proximité du socle. Les faciès pétrographiques du canyon de Cassidaigne (micaschistes, gneiss, amphibolite) sont différents et plus profonds, pour leur niveau dans le métamorphisme régional, que ceux du massif de Sicié (phyllades, quartzo-phyllades). Il

faut également souligner que les nombreux dragages effectués sur la rive Ouest du canyon, à profondeur équivalente, n'ont jamais donné de matériel métamorphique. Cela est en accord avec les études de sismique continue (Leenhardt et coll., 1969) effectuées sur le plateau continental au Sud de Planier et de l'île Riou : les niveaux réflecteurs enregistrés correspondent, dans ce secteur, à une couverture sédimentaire plissée. Sans doute faut-il voir là l'effet d'un enfoncement du socle, en même temps que de son orientation vers le SW, en direction de la zone axiale des Pyrénées.

B - Les terrains secondaires.

Les différents échantillons recueillis ne comportent qu'exceptionnellement des faunes caractéristiques ; c'est pourquoi l'on aura le plus souvent recours à la comparaison avec les faciès connus à terre, pour tenter de les placer, avec plus ou moins de précision, dans l'échelle stratigraphique.

1) Le Permo-Trias :

Le groupement de ce paragraphe est justifié par le fait que les faciès gréseux et pélitiques de la base du Trias ne peuvent être différenciés de ceux du Permien. Les indications concernant les affleurements du Permo-Trias sont peu nombreuses. Je mentionnerai deux points.

- Un dragage sur le flanc Ouest du canyon de Cassidaigne ($\Phi = 43^{\circ}05'15''$ N, $G = 05^{\circ}27'20''$ E, $p = 200$ m) a fourni un échantillon de grès azoïque arraché à la paroi. Le ciment est siliceux et ferrugineux. Ce fragment a un faciès tout à fait comparable à celui des grès permien de Carqueiranne, ou des galets permien du poudingue turonien de La Ciotat.

- Une deuxième indication concerne un matériel remanié à la base d'une carotte de 120 cm de longueur, prélevée à 1572 m dans le thalweg du canyon (C 137, $\Phi = 43^{\circ}11'$ N, $G = 05^{\circ}25'03''$ E). L'ogive contient des débris de roches variées, parmi lesquelles dominent les roches métamorphiques : quartz filonien, quartzites micaschistes, gneiss à biotite, amphibolites. De nombreux fragments de pélites permo-triasiques, rouges et violacées, accompagnent ce premier stock.

Ce matériel n'est pas en place ; cependant, étant donné la position de la carotte, il est vraisemblable que ces fragments ont été amenés

par éboulement sous-marin de la paroi du canyon, à partir d'un point situé au-dessus de 1500 m. Cela confirme la présence du socle dans ce secteur, représenté par des faciès de métamorphisme profond (gneiss, amphibolites), en accord avec les données de la géophysique ; en effet, Ducrot (1967) a caractérisé sous le banc des Blauquières un niveau dont la profondeur varie entre 1000 et 1500 m, qu'il attribue à un matériel de type granite ou gneiss d'après les vitesses sismiques obtenues (6120 et 5950 m/s). D'autre part, la présence des pélites indique qu'il existe des affleurements permo-triasiques au voisinage de cette carotte, entre -200 et -1500 m. Si l'on prolongeait vers le SW, en respectant la direction des bancs, les affleurements permien de Carqueiranne - Saint-Mandrier et triasiques de Port-Issol, ces affleurements "virtuels" passeraient tout à fait à l'emplacement de la carotte C 137. Il faudrait alors admettre qu'une partie du bancs des Blauquières serait constituée d'assises permo-triasiques, qui auraient été démantelées au Turonien, lors de la formation des poudingues de La Ciotat (Blanc, 1956, 1963).

2) Les dolomies :

Plusieurs affleurements dolomitiques ont été reconnus dans le canyon de Cassidaigne.

- Partie nord-est du canyon. La balise de la Cassidaigne est construite sur un écueil émergeant ; Les plongées en scaphandre autonome ont permis de recueillir de nombreux échantillons dans ce secteur, de -2 à -30 m. D'autres ont été prélevés, également en plongée, sur un fond situé à 0,5 mille (900 m) de la balise, à une profondeur de -37 m. L'ensemble des affleurements a un aspect extrêmement chaotique, sans stratification visible. Tous les échantillons recueillis sont des dolomies de couleur grise à beige, ne renfermant aucun débris permettant de préciser leur âge.

Deux dragages, respectivement à 2 et 4 milles au Sud de la balise ont donné quelques éclats d'un matériel analogue au précédent ($\Phi = 43^{\circ}07'05''$ N, $G = 05^{\circ}31'10''$ E, $p = 160$ m ; $\Phi = 43^{\circ}05'10''$ N, $G = 05^{\circ}31'$ E, $p = 300 - 150$ m).

Pour J. Bourcart (1949), le relief de Cassidaigne "est fait de dolomie cristalline (J^5 probable)". Cependant Blanc et Blanc-Vernet, (1966) contestent cet âge et attribuent les dolomies du haut-fond à l'Urgonien. Le différend est difficile à résoudre en l'absence d'indications paléontologiques. On peut cependant remarquer que les dolomies ne sont pas localisées à l'écueil de Cassidaigne puisqu'on en retrouve à 1 km et à

4 km au Sud. Si la dolomie peut envahir entièrement la série infra-crétacée, ce n'est pas le cas aux abords immédiats du canyon : dans le massif de Marseilleveyre - Puget au Nord, la dolomie se présente soit en bancs de quelques mètres d'épaisseur intercalés dans les calcaires zoogènes, soit en amas de 30 m de puissance au maximum (Blanc et Guieu, 1965). Par contre, on sait que les dolomies envahissent massivement le Jurassique supérieur dans la région (environs de Bandol, par exemple). Compte tenu de ces considérations et du fait que les dolomies ont une grande extension en mer, on peut rattacher les affleurements sous-marins soit à l'aurole barrémienne de Puget en supposant alors une dolomitisation massive de cet étage, soit aux dolomies jurassiques des environs de Bandol. Le rattachement aux terrains orientaux serait plus en accord avec ce qui a été dit précédemment (socle, permo-Trias) et avec ce que l'on verra par la suite, notamment au sujet de l'Aptien.

- Partie sud-ouest du canyon. Des dolomies grises, fétides à la cassure, ont été draguées en deux points sur la rive Ouest du canyon ($\Phi = 43^{\circ}04'10''$ N, $G = 05^{\circ}25'20''$ E, $p = 200$ m ; $\Phi = 43^{\circ}05'40''$ N, $G = 05^{\circ}26'$ E, $p = 150$ m). Là encore, il s'agit probablement de dolomies jurassiques sans que l'on puisse en avoir la certitude.

3) Valanginien :

Je rattacherai à cet étage plusieurs échantillons dragués dans la tête nord du canyon ($\Phi = 43^{\circ}08'40''$ N, $G = 05^{\circ}29'30''$ E, $p = 180$ m). En effet, l'examen des lames minces a permis de déterminer : *Dictyoconus waluntensis*, *Trocholina alpina*, *Trocholina elongata*, *Bacinella irregularis*, *Pianella* sp., *Nauticulina* sp., *Mitolidae*, *Textulariidae*, *Pseudotextulariidae*, *Pseudocyclammina* sp., fragments de Codiacées (déterminations J.P. Masse). Cette association est caractéristique du Valanginien provençal.

4) Aptien-Albien :

Un affleurement aptien a été caractérisé par Blanc et Blanc-Vernet (1966), grâce à des échantillons prélevés par J. Vacelet au cours d'une plongée en soucoupe Cousteau ($\Phi = 43^{\circ}08'10''$ N, $G = 05^{\circ}31'25''$ E, $p = 150$ m). Les auteurs décrivent un calcaire siliceux noir à Spongiaires et Radiolaires, grains glauconieux et débris bioclastiques silicifiés ; la microfaune composée de Lagenidae et Textulariidae n'a fourni aucune espèce caractéristique. Cependant, ce faciès est semblable à celui de "certains bancs siliceux de l'Aptien supérieur et de l'Albien du Nord

de l'Etoile, de la Sainte Baume, du synclinal de Camps-La-Source."

Une étude par diffractométrie des rayons X, effectuée sur un échantillon de la Sainte Baume et sur un échantillon de Cassidaigne, confirme cette analogie. Les deux roches montrent, en effet, une association minéralogique identique : peu d'argile, complexe gonflant dominant, mal cristallisé, illite mal cristallisée, quartz assez abondant.

- Un dragage effectué au Nord du point précédent ($\Phi = 43^{\circ}08'20''$ N, $G = 05^{\circ}31'$ E, $p = 220$ m) a ramené un important échantillonnage de marnes noires, compactes, pyriteuses, accompagnées de fragments de plaquettes de calcite. Une carotte prélevée dans le même secteur ($\Phi = 43^{\circ}08'$ N, $G = 05^{\circ}31'$ E, $p = 200$ m) contenait le même matériel à sa partie inférieure. Un tel faciès, pour n'être pas limité à l'Aptien, est cependant assez constant dans sa partie terminale (Gargasien).

- Plusieurs dragages sur la rive ouest du canyon ont ramené un matériel analogue ($\Phi = 43^{\circ}07'10''$ N, $G = 05^{\circ}26'$ E, $p = 150$ m). Dans ce secteur affleurent les marnes noires, ainsi que des calcaires beiges, gréseux et glauconieux, très riches en spicules d'Eponges, voisins de certains faciès gargasiens du Grand-Vallat (Nord de Bandol).

Les faciès précédents sont assez différents de ceux que l'on observe au Nord, aux environs de Cassis, particulièrement en ce qui concerne les calcaires siliceux noirs ; par contre ils sont très voisins de ceux des affleurements aptiens au Nord de Toulon (Gorges d'Ollioules). Dans le canyon, le pendage observé en soucoupe est vers le NW, la direction des bancs étant NE-SW (comm. or. Picard). Il semble donc que l'on ait là une nouvelle indication du fait que les affleurements rocheux du canyon résulteraient de la prolongation vers l'Ouest des structures orientales (Nord de Toulon, Bandol). La morphologie des diverticules NE et NW du canyon peut s'expliquer par un creusement dans les marnes noires.

Il faut remarquer d'autre part que l'Aptien de la rive est du canyon est bathymétriquement plus bas (-150, 200 m) que les dolomies du haut-fond de Cassidaigne ; ces dernières, même si elles sont urgoniennes, sont antérieures au marnes noires.

Il est donc probable qu'un accident NW-SE affaissant l'Aptien sépare ces affleurements. On aurait alors dans ce secteur une structure comparable à celle que l'on observe dans la partie nord du Grand-Vallat (Nord de Bandol) où l'Aptien est fortement affaissé par rapport aux dolomies jurassiques du Gros-Cerveau (Gouvernet, 1963).

Les dragages n'ont pas livré d'autres échantillons que l'on pourrait attribuer au Secondaire marin. En particulier, aucun témoin de Crétacé supérieur marin n'a été relevé. Les faciès du Crétacé supérieur de Cassis - La Ciotat sont déjà très littoraux voire deltaïques. Il y a donc une bonne probabilité pour que ces terrains manquent totalement au Sud, mis à part le golfe de La Ciotat, et la frange côtière au Sud du massif de Soubeyran.

C - Les terrains secondaires et tertiaires de faciès continental:

L'émersion du secteur constituant actuellement le précontinent semble donc s'être dessinée dès la fin de l'Aptien-Albien. Cela est confirmé par la présence de terrains d'âge crétacé supérieur - éocène, de faciès continental, sur l'île Riou et dans le canyon de Cassidaigne. Je décrirai ces deux affleurements avant d'examiner les rapports qu'ils peuvent avoir entre eux, et les conséquences que l'on pourrait envisager dans le cadre tectonique général de la Provence.

1) Les vestiges de l'île Riou : (fig.9)

La majeure partie de l'île Riou est constituée par des calcaires barrémiens à faciès urgonien. On sait cependant (voir partie I) que les calcaires bédouliens affleurant au plan de Caramassaigne en synclinal couché, sont chevauchés par le Barrémien suivant une surface inclinée à 45° vers le S-SW. La partie centrale et occidentale est parcourue par un système de failles N-S et E-W ; elles déterminent une succession de petits compartiments effondrés constitués de Barrémien et de Bédoulien (Pointe du Baou-Rouge, anse de la Sablière).

Une importante brèche occupe la petite anse de Baou-Rouge, au voisinage des failles précitées. La coupe naturelle du rivage permet d'y distinguer trois parties, d'Ouest en Est :

1 - Un ensemble à éléments urgoniens et bédouliens, en blocs anguleux mal classés, reposant sur les bancs fortement inclinés vers le Nord-Est.

2 - Une partie dont l'épaisseur est beaucoup plus réduite (4-5 m). Les constituants, emballés dans un ciment argilo-gréseux rougeâtre, sont les suivants :

- Blocs urgoniens et bédouliens, analogues aux précédents.
- Fragments de poudingue à ciment gréseux rougeâtre et à galets calcaires et gréseux. Le ciment renferme des débris de *Microcodium*, qui

encroûtent également certains galets. Les matériaux calcaires, azoïques, différent de l'Urgonien de l'île : on y trouve une majorité de dolomies fétides et de calcaires dolomitiques analogues aux faciès dragués en mer. Les galets gréseux, colorés en rouge ou vert par des oxydes de fer, également azoïques, ont le faciès des grès permo-triasiques. Cependant, leur ciment est généralement calcaire, et il n'est pas impossible qu'une partie d'entre eux appartiennent au Crétacé (Aptien-Albien ou Crétacé supérieur de faciès continental).

- Fragments de brèches à éléments et à ciments calcaires. Ces brèches sont caractérisées par l'extraordinaire développement des *Microcodium*, répartis soit en débris dans le ciment, soit en épais encroûtements de cailloux, qu'ils corrodent profondément. Ces derniers sont des calcaires marneux, dont les faciès rappellent ceux de l'Aptien, et, comme précédemment, des dolomies. On doit noter l'absence des éléments urgoniens. Sont également remaniés dans ces brèches des calcaires blancs renfermant dans leur masse des prismes de *Microcodium*.

- Fragments de calcaires roses, à matrice micritique, présentant encore des prismes de *Microcodium*. La texture est grumeleuse, ce qui paraît résulter de remaniements intraformationnels. L'analyse diffractométrique a révélé la présence d'attapulгите dans la fraction argileuse de ces calcaires.

3 - Une partie recouvrant la précédente, ne renfermant plus de nouveau que des blocs urgoniens et aptiens, ainsi que des restes de planchers stalagmitiques.

L'origine de l'ensemble de la brèche pose un problème ; je signalerai quelques faits susceptibles de l'éclaircir. La brèche est limitée, vers le Sud par l'une des failles du réseau E-W ; dans sa partie nord-ouest, elle repose sur les bancs urgo-aptiens inclinés à 45°. De plus, les trois parties se présentent d'Ouest en Est avec une pente voisine de 45°, conférant à l'ensemble une stratigraphie très grossière. En surface, la brèche disparaît très vite vers l'Ouest pour faire place aux bancs aptiens. L'affleurement offre une allure semi-circulaire tranchée par la mer. Il ne semble donc pas que l'on soit en présence d'une mylonite syntectonique, mais plutôt du remplissage d'une vaste cavité, dont l'origine pourrait être karstique. La présence de planchers stalagmitiques renforce d'ailleurs cette hypothèse. J'ai envisagé (Froget, 1968) que ce matériel serait le vestige d'affleurements plus importants qui auraient été situés au Sud. Cela paraît confirmé par la présence de faciès voisins dans le canyon de Cassidaigne.

2) Les échantillons de faciès continental du canyon de Cassidaigne.

Plusieurs échantillons de faciès continental ont été dragués dans la partie nord du canyon.

- Poudingue à éléments permo-triasiques. Ce faciès se trouve dans la tête NW du canyon, entre 400 et 200 m de profondeur. Les éléments sont des galets de grès à ciments siliceux et chloriteux, renfermant quelques cristaux de tourmaline et de zircon ; ils sont du même type que le fragment dragué plus au Sud, semble-t-il en place, et que j'ai attribué au Permo-Trias. Les galets sont emballés dans un sédiment argilo-sableux, micacé, assez peu cohérent, de teinte verdâtre. L'ensemble est azoïque.

- Conglomérats à quartz automorphes. A l'Est du précédent, plusieurs dragages ont fourni des grès et des conglomérats dont la caractéristique essentielle est de contenir en abondance des cristaux de quartz automorphes, bipyramidés ($\Phi = 43^{\circ}08'10''$ N, $G = 05^{\circ}29'30''$ E, $p = 450$ m ; $\Phi = 43^{\circ}08'10''$ N, $G = 05^{\circ}27'40''$ E, $p =$ de 320 à 250 m). Le conglomérat polygénique comprend :

a) Des fragments de roches métamorphiques. Ce sont surtout des micaschistes à tourmaline bleu-vert et incolore, et des fragments constitués essentiellement de feldspaths (microline).

b) Des grès quartzites à tourmaline et zircon, et des pélites permo-triasiques.

c) Des fragments de dolomie et de calcaires azoïques. Ces calcaires renferment, outre la calcite cristallisée en grandes plages, des paillettes de muscovite automorphe, du quartz de néoformation, de la calcédonite, du microline, ainsi que des octaèdres de magnétite. Ce matériel est peut-être métamorphique ; il correspond à la description des calcaires recristallisés du massif des Maures (Gueirard, 1957).

d) Des cristaux de quartz automorphes. Ces minéraux peuvent provenir des roches éruptives acides, microgranites ou rhyolites, ou bien des argiles du Keuper. Dans le premier cas, il est probable que, puisque l'on trouve dans le conglomérat des roches aussi fragiles que les micaschistes, les fragments de microgranite ou rhyolite dont seraient issus les cristaux, y seraient également présents. Le deuxième cas est beaucoup plus satisfaisant. Les argiles du Keuper se trouvant facilement dispersées lors d'un transport, si faible soit-il, il est normal de ne retrouver que les cristaux de quartz. Il faudrait alors voir là l'indice d'une prolongation vers l'Ouest des affleurements triasiques de la région de Bandol, notamment ceux de la pointe Grenier.

Les éléments du conglomérat montrent une usure assez faible, témoignant d'un transport limité. Le ciment calcitique est sparitique et non magnésien. Il ne semble pas qu'il s'agisse d'une brèche tectonique. Le dépôt en milieu continental apparaît très probable.

- Grès et microconglomérats à ciment rouge. Ces échantillons proviennent du diverticule est du canyon, au Sud de la balise de Cassidaigne ($\Phi = 43^{\circ}06'30''$ N, $G = 05^{\circ}32'30''$ E, $p = 350$ m). On y observe des graviers (dimension maximale 7 mm) de quartz très émoussés, de grès quartzeux permo-triasiques, de calcaires blancs à Characées, ces derniers peu abondants et anguleux ; ces roches sont également très riches en petits nodules ferrugineux. Le ciment rouge est constitué par de la calcite sparitique ayant cristallisé en grandes plages. Les graviers de grès et les nodules ferrugineux sont probablement remaniés du Permo-trias.

- Grès et conglomérats à Microcodium. Les faciès ont été dragués dans la partie NW du canyon ($\Phi = 43^{\circ}07'40''$ N, $G = 05^{\circ}27'30''$ E, $p =$ de 450 à 420 m). Les grès blancs, à ciment calcaire, contiennent des prismes isolés de *Microcodium* et des débris de fines coquilles, sans doute d'eau douce. Les conglomérats sont du même type que ceux de Riou : il s'agit de brèches dans lesquelles les éléments calcaires (exclusivement dolomitiques) sont couverts et profondément corrodés par des couches de *Microcodium*. Les traces d'arrachages sur les échantillons indiquent que ce matériel semble bien en place.

3) Age de l'ensemble de ces vestiges :

Quelques indications permettent de se faire une idée sur l'âge de ces formations continentales.

- Les *Microcodium*. Les structures en prismes calcitiques des *Microcodium* ont suscité de nombreuses études et discussions quant à leur origine. Elles ont été tout d'abord attribuées à des Algues calcaires, du groupe des Codiaceées ou des Rhodophycées, mais les auteurs se sont rapidement aperçus qu'elles n'en avaient pas les caractéristiques (Jodot, 1935, 1953 ; Moret, 1952 ; Johnson, 1953). Il n'en reste pas moins que leur origine paraît être organique. Lucas et Montenat (1967) ont donné une explication séduisante de la production des *Microcodium* : ayant observé des microstructures filamenteuses à l'intérieur des prismes de calcite, ils estiment que ces derniers ne sont pas le moulage d'organismes, mais plutôt des productions minérales "induites par l'activité de micro-organismes, probablement des Bactéries". Cette hypothèse rend compte du caractère cariant des *Microcodium*, ainsi que de leur mode de

production paraissant parfois hétérotrophe (Gottis, 1963).

Quoi qu'il en soit, les *Microcodium* semblent avoir une signification stratigraphique, au moins dans le cadre régional qui nous occupe. En effet, on n'en connaît pas d'exemple certain antérieur à la fin du Crétacé, comme le soulignent Lucas et Montenat (1967) : de nombreux cas de *Microcodium* anté-crétacés se sont révélés être dus à leur infiltration sur plusieurs mètres dans leur substratum ; les surfaces à *Microcodium* qui affectent le Crétacé de la partie occidentale des Monts de Vaucluse en sont un exemple caractéristique (Masse et al., 1967). Les formations à *Microcodium* sont ensuite connues jusqu'au Miocène ; c'est d'ailleurs dans le Miocène moyen de Bade qu'a été défini *Microcodium elegans* Glück.

En Basse Provence calcaire, les *Microcodium* apparaissent pour la première fois dans les brèches de Saint-Antonin, sur le flanc sud de la montagne Sainte-Victoire, à environ 40 km au Nord du canyon de Cassidaigne. Ces brèches continentales dateraient soit de la fin du Crétacé supérieur (Béguéien) (Durand, 1961), soit de l'Eocène proprement dit (Montien) (Touraine, 1964). Ils sont ensuite très fréquents dans les synclinaux éocènes des Bouches du Rhône et du Var (Durand, 1962). Enfin, ces "organismes" ont été signalés dans les terrains oligocènes du Rouet (chaîne de la Nerthe, W de Marseille) (Nury et al., 1970) ; cependant les *Microcodium* forment là des amas globuleux au sein de sédiments argileux ; il n'y a pas véritablement de brèches à cailloux cariés, mis à part quelques éléments qui semblent remaniés des terrains éocènes du bassin d'Aix (comm. orale R.M. Roux).

En définitive, il ressort des différentes études consacrées à la question, que les brèches à *Microcodium* sont abondantes surtout à l'Eocène.

- D'autres faciès figurant à Riou sont également identiques à ceux de l'Eocène. C'est le cas pour les poudingues à éléments permo-triasiques, qui se trouvent aussi dans le canyon de Cassidaigne. Certains calcaires rosés sont en tous points comparables à ceux de la barre de Vitrolles, attribués au Montien (Durand, 1961) ; la présence de l'attapulgitite dans ce faciès renforce cette analogie visuelle : ce minéral en effet, n'a pas été trouvé dans la région avant l'Eocène (Sittler, 1966) ; sa présence est signalée pour la première fois précisément dans les calcaires de Vitrolles.

4) Rapports entre les deux affleurements :

A la lumière de la découverte de dépôts éocènes dans le canyon de Cassidaigne, on peut formuler deux hypothèses sur les vestiges de même âge de l'île Riou. Ils peuvent être dus à l'érosion des terrains éocènes situés au Sud, provoquant le remplissage d'une cavité karstique, comme je l'ai déjà envisagé (Froget, 1968) ; la période la plus favorable à cela serait le Miocène, où le réseau hydrographique était dirigé du Sud vers le Nord. Il n'est pas exclu, d'autre part, que les terrains éocènes aient été entraînés lors du chevauchement de Riou ; l'ensemble de la brèche du Baou-Rouge serait alors une sorte de lambeau de poussée ; cela confirmerait, dans ce cas, le sens du chevauchement du Sud vers le Nord.

5) Conséquences structurales :

En examinant les conditions de dépôt des terrains éocènes continentaux, on peut tenter de tirer quelques conséquences en ce qui concerne le canyon de Cassidaigne :

a) Les formations fluviolacustres éocènes se rencontrent dès les bassins à structure synclinale (Durand, 1962).

b) Les couches à *Microcodium* appartiennent toujours au matériel affecté par la tectonique de compression pyrénéo-provençale de l'Eocène supérieur. En particulier, les brèches à *Microcodium* apparaissent pour la plupart en relation avec deux épisodes de l'orogénèse provençale annonçant la phase tectonique majeure de la fin du Lutétien (Durand, 1962). Il paraît peu douteux actuellement que ces brèches soient dues à l'écoulement de crêtes calcaires sur leurs thalwegs ; il n'est pas rare, enfin, qu'elles soient impliquées dans les mouvements de chevauchement provoqués par la surrection des terrains qui les ont nourries, comme c'est le cas pour la Sainte Victoire.

Ces observations appliquées au canyon de Cassidaigne suggèrent que sa partie amont serait constituée par un bassin à remplissage éocène, dont le soubassement serait l'Aptien à faciès nord-toulonnais décrit précédemment. Deux faits méritent d'être soulignés :

1 - Les éléments des poudingues et des brèches à *Microcodium*, que ce soit à Riou ou dans le canyon, sont essentiellement des grès permotriassiques, des calcaires marneux aptiens et des dolomies. On a vu que ces faciès affleurent largement en mer, au Sud de la tête nord du canyon notamment en ce qui concerne les dolomies. Par contre, les calcaires

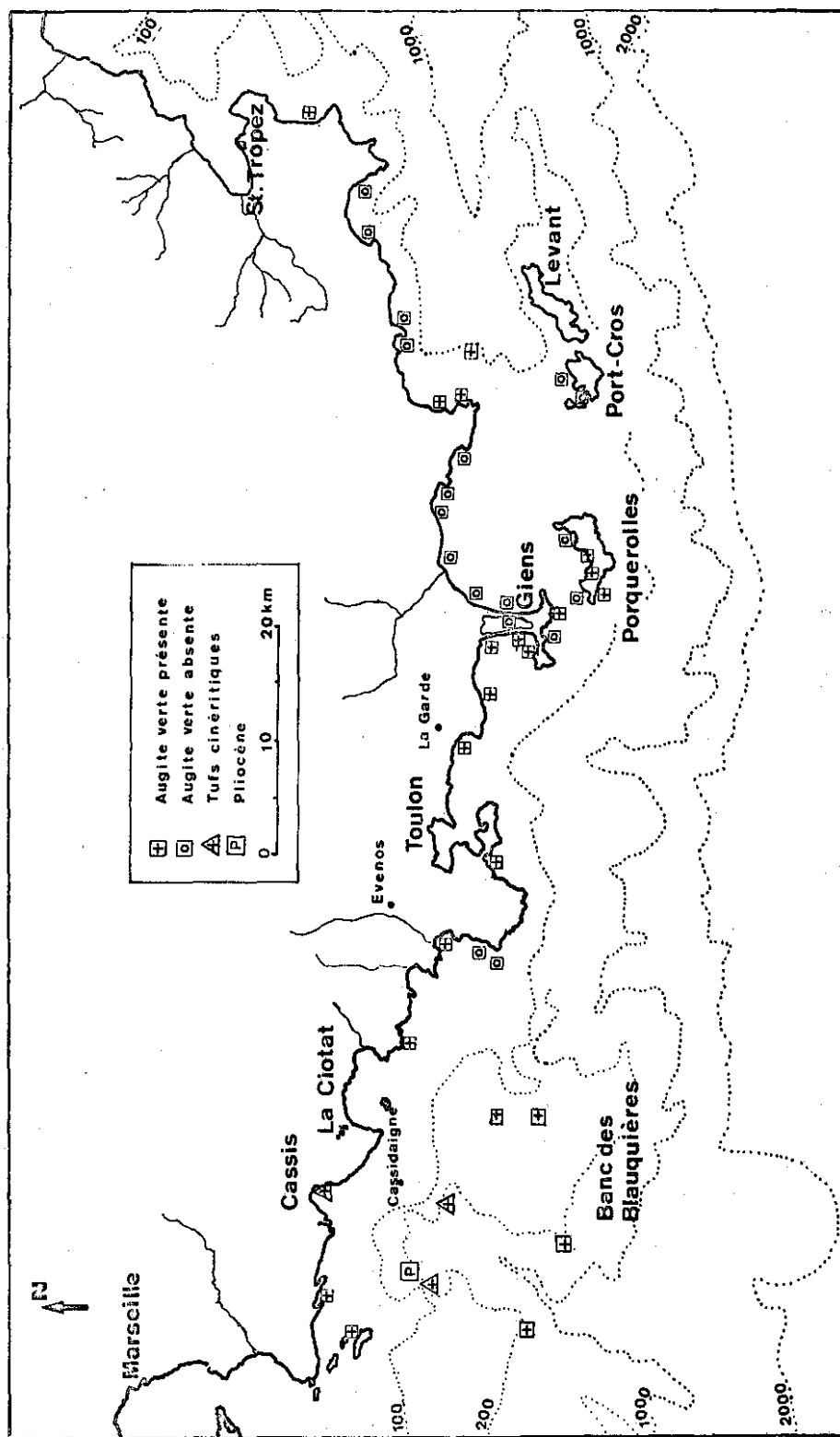


Figure 5. Carte schématique de répartition de l'augite verte et des tufs cinéritiques .

bioclastiques de la série urgonienne affleurant au Nord sur le continent, y sont absents. On peut en déduire que les brèches éocènes, sortes d'éboulis de piedmont, se sont formées aux dépens des massifs méridionaux actuellement immergés, et probablement au cours de leur surrection, amorcée au Crétacé supérieur, comme en témoignent les poudingues de La Ciotat.

2 - Les terrains éocènes se trouvent, dans le canyon, à une profondeur relativement importante, supérieure ou égale à 400 mètres. Or, plus au Sud, l'Aptien et les dolomies jurassiques affleurent moins profondément, entre 200 et 150 mètres. Cette dénivellation peut être provoquée par des accidents ; en remarquant en outre que les quartz automorphes des brèches ont toutes chances de provenir des argiles triasiques, on peut envisager que ces accidents soient en prolongement ou en relais du chevauchement de la pointe Grenier.

Ces remarques sont également applicables à la tête orientale du canyon, dans laquelle ont été dragués des faciès continentaux. On verra plus loin que la structure sismique de ce secteur évoque bien un bassin subsident, en grande partie comblé.

Ces considérations, sur lesquelles on me pardonnera d'avoir insisté, montrent à quel point la genèse du canyon de Cassidaigne a été influencé par la structure des terrains intéressés. Sur le continent, aucune vallée ne peut correspondre au canyon : les falaises accores de Marseillevéyre-Puget et du Soubeyran sont à peine interrompues par la petite dépression aptienne de Cassis, sans commune mesure avec les dimensions du canyon. Celui-ci apparaît donc comme isolé, sans aucun rapport avec la morphologie continentale. En fait, les diverticules de sa partie amont correspondent soit à des bassins synclinaux, soit à des bassins d'effondrements subsidents. Ces zones basses et faibles ont été mises à profit par l'érosion, de quelque nature qu'elle soit, et plus ou moins comblées par la sédimentation. On pourrait aboutir à une morphologie comparable si le bassin Oligocène de Marseille par exemple, était surcreusé, puis envahi par la mer. Cet essai d'interprétation n'est évidemment applicable qu'au canyon de Cassidaigne ; il montre en tous cas qu'il est loin d'être certain que tous les canyons sous-marins aient la même origine et la même évolution.

D - Les tufs cinéritiques : (fig.5).

En 1953, Bourcart signalait la présence de tufs cinéritiques "intercalés dans les dolomies" de l'écueil de Cassidaigne. J'ai

recherché cet affleurement ; malheureusement, les travaux de réfection de la balise ont fait totalement disparaître la partie émergée de l'écueil. J'ai cependant recueilli plusieurs fragments de tufs cinéritiques qui pourraient être analogues à ceux qu'indiquait Bourcart : deux fragments roulés ont été dragués dans le canyon de Cassidaigne ; d'autres ont été trouvés dans la sablière de Riou, et dans un grès pléistocène rejeté à la côte sur la plage de l'Arène (Cassis). De coloration variant du brun au rouge, ces fragments renferment : des cendres volcaniques, des grains de quartz, des lamelles de biotite, des cristaux automorphes d'apatite, de hornblende brune et surtout d'augite verte, de type aegyrinique. L'un des fragments présente une texture sphérolitique, attribuée classiquement à une dévitrification précoce s'accompagnant de la cristallisation d'un pyroxène.

L'augite aegyrinique, généralement caractéristique d'un volcanisme de type andésitique, n'est signalée dans la région, que dans l'andésite de La Garde, près de Toulon ; l'âge de ce pointement éruptif est d'ailleurs incertain (Maurisard, 1959). Le minéral n'est cité ni dans les basaltes permien de la côte toulonnaise, ni dans le basalte pontien d'Evenos (Coulon ; 1967) ; il est également absent dans les dépôts à variolite d'origine alpine, que l'on trouve notamment dans la chaîne de la Nerthe.

Cependant, l'augite aegyrinique se trouve en différents points du précontinent, mêlée aux dépôts meubles flandriens, ainsi que sur certaines plages des îles d'Hyères. Dans ces stations le minéral en grain présente les caractères optiques suivants : formes nettes, usure des prismes extrêmement faible ; couleur vert clair à vert foncé suivant l'épaisseur, pléochroïsme très faible à nul ; angle d'extinction variant entre 0 et 40°. La très bonne conservation des minéraux est un caractère qu'il faut souligner : elle indique que leur transport a été faible. Or, l'augite aegyrinique de l'andésite de La Garde est fortement altérée ; à proximité de l'affleurement, l'usure des minéraux est déjà forte. Il semble donc que, compte tenu du fait que l'on trouve l'augite aegyrinique à des distances considérables de cet unique gisement connu à terre, l'on puisse écarter la possibilité que celui-ci soit à l'origine des minéraux trouvés sur le précontinent. Il est plus probable qu'ils proviennent du démantèlement des tufs cinéritiques actuellement en position sous-marine (Froget et Picard, 1969).

Les tufs cinéritiques sont très voisins de ceux qui affleurent dans la région d'Antibes, dont l'âge est controversé : pour Ginsbourg

(1956), ils seraient miocènes ; Bellon et Brousse (1971) les placent à la limite Oligocène-Miocène grâce à une datation absolue au K/Ar. Cependant, Bourcart et al. (1959) ont trouvé, dans une carotte de sondage, des tufs cinéritiques intercalés dans les marnes bleues pliocènes, ce qui indiquerait qu'au moins une partie de ces témoins volcaniques se serait mise en place au Pliocène. A Biot, les calcaires coralligènes du Pliocène renferment sur leurs bordures, des fragments remaniés, anguleux, de tufs cinéritiques (Blanc-Vernet, 1969).

Par analogie, on est amené à penser que les tufs cinéritiques de Cassidaigne ont le même âge et la même origine que ceux d'Antibes. Bourcart (1953), à la suite d'E. Haug, attribuait les tufs d'Antibes à des émissions d'un grand volcan sous-marin. Les tufs de Cassidaigne pourraient résulter de l'accumulation des produits les plus fins venus de ce volcan ou d'émissions secondaires le long des failles du précontinent.

Dans le canyon de Cassidaigne, tufs cinéritiques et, on le verra, Pliocène, sont en position sous-marine. Dans la région d'Antibes, ces terrains affleurent largement à terre. Ces positions respectives soulignent les déformations tectoniques inverses des deux secteurs, postérieurement au Pliocène ; affaissement pour le précontinent au Sud de Marseille appartenant au secteur subsident du delta rhodanien, surélévation de la région d'Antibes appartenant à l'Arc Alpin.

III - LA STRUCTURE DU PRECONTINENT D'APRES LES ETUDES GEOPHYSIQUES.

Afin de compléter les indications structurales obtenues par l'étude directe des fonds, exposées précédemment, il convient de rapporter les résultats obtenus par les géophysiciens. Les levés du plateau continental en sismique continue ont été effectués par l'équipe de géophysique du Musée Océanographique de Monaco, d'une part au Sud des îles Riou et Planier, d'autre part sur le banc des Blauquières. La première zone a été décrite en détail par Leenhardt et al. (1969), dans un article abondamment illustré ; les enregistrements concernant le banc des Blauquières, assez médiocres, n'ont pas fait l'objet, à ce jour, d'une publication ; cependant, ayant collaboré à cette étude, je pourrai en faire état. Enfin Ducrot (1967-1971) a réalisé plusieurs profils de sismique-réfraction sur le banc des Blauquières.

A - Le précontinent au Sud des îles Planier et Riou :
(fig.6 et pl.1).

Leenhardt et al. (1969) distinguent plusieurs réflecteurs sous le fond dont la pente moyenne est de 1,5 %. Ce sont, du bas vers le haut :

1) Les réflecteurs D :

Ces réflexions sont nettes et présentent un fort pendage. Leur cartographie permet de distinguer un certain nombre d'anticlinaux et de synclinaux, de direction préférentielle NE-SW. Il s'agit donc d'une série sédimentaire fortement plissée et faillée, qui a toutes chances de correspondre à la couverture secondaire, telle qu'on la connaît à la côte. Les auteurs distinguent deux provinces. Dans la province orientale, les réflecteurs D sont particulièrement nets, ainsi que leur plissement ; ce secteur correspond à la partie NW du canyon de Cassidaigne, où affleurent les roches d'âge aptien-albien ; or on sait que, dans la région de Toulon, ces terrains sont constitués par des alternances de bancs calcaires et marneux ; la vitesse du son, dans ces couches de diverses compacité est donc très variable ; cela pourrait expliquer que les réflexions soient, dans ce secteur, particulièrement bien marquées.

Dans la province occidentale, les réflexions sont souvent masquées par des diffractions ; les auteurs expliquent ce fait en invoquant la présence d'une surface karstique irrégulière ou de lits de galets au-dessus des réflecteurs D. Il pourrait s'agir plus simplement de couches calcaires ou dolomitiques épaisses et homogènes, disposition peu favorable aux réflexions ; on sait que dans la région, de tels affleurements sont intensément faillés et diaclasés (massif de Marseilleveyre-Puget, dolomies de Bandol) ce qui expliquerait les phénomènes de diffraction.

Sur une coupe enregistrée au Sud de Riou, orientée N-S et passant à proximité du canyon de Cassidaigne (coupe Y, Pl.1) on remarque que les réflecteurs D du premier type semblent passer sous les réflecteurs du second type au niveau de la zone en saillie sur la rive W du canyon, zone où ont été draguées des dolomies ; il se pourrait que cette structure corresponde à la prolongation vers l'W des accidents chevauchants de la pointe Grenier, compte tenu des hypothèses précédemment énoncées sur la nature des deux types de réflecteurs D, étayées par les dragages.

Il faut également noter que la direction des plis (NE-SW) correspond plus aux orientations tectoniques que l'on observe sur le continent

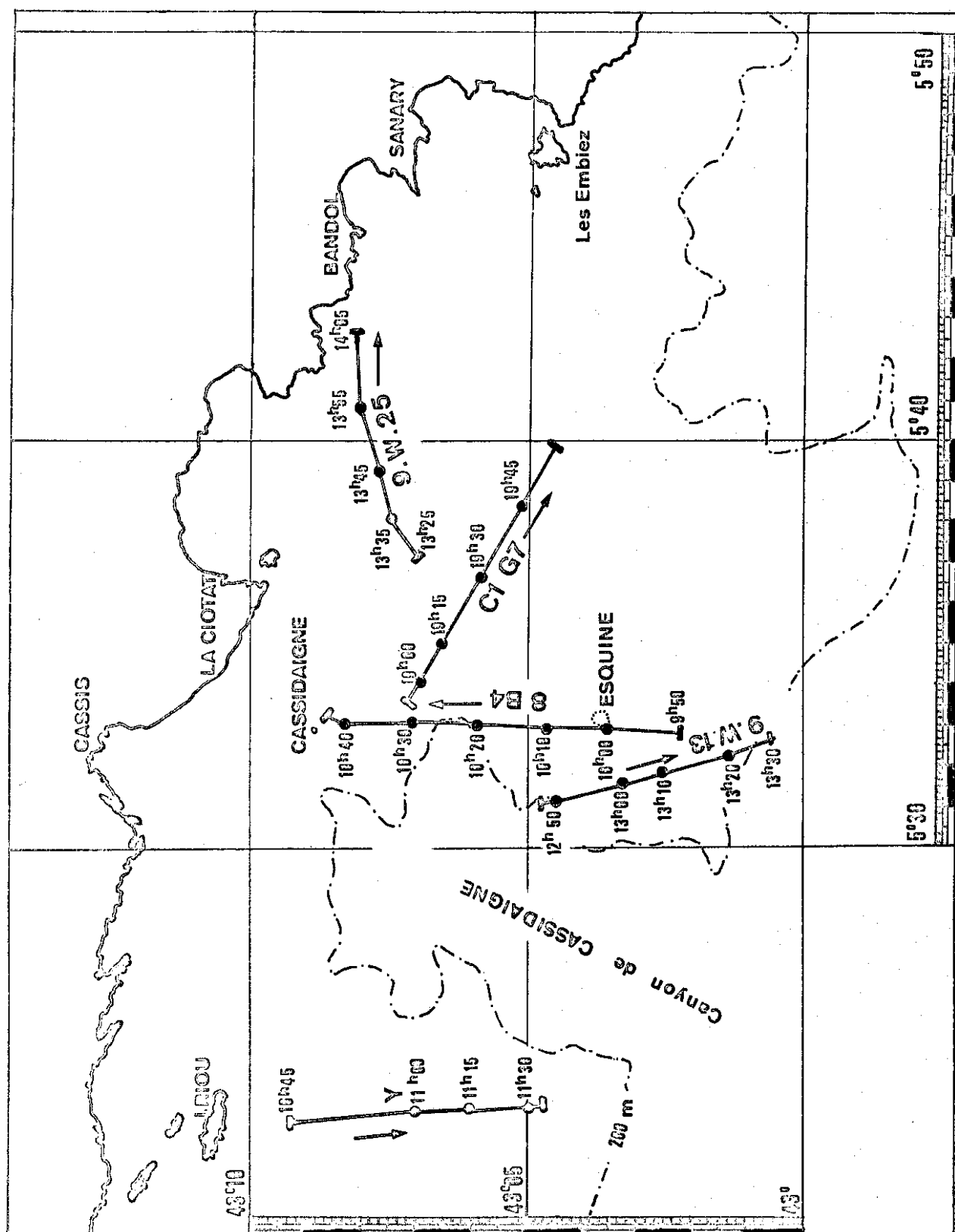


Figure 6. Carte de situation des profils sismiques reproduits.

à l'Est (pointe de la Cride, synclinal de Bandol) qu'à celles des massifs septentrionaux (Marseillevyre, Puget). D'après les cartes présentées par Leenhardt et al., les failles ont sensiblement la même orientation que les plis.

2) Le réflecteur C :

C'est le miroir le plus net, sur lequel on retrouve le caractère du signal observé sur le fond. Il forme une surface de pente faible et régulière, qui coupe les réflecteurs D sous-jacents sans souci de leurs pendages. Ce sont les caractéristiques d'une surface d'arasion, telle que celle qui nivelle la chaîne de la Nerthe, au NW. Il est à remarquer que cette surface existe sur le plateau continental au Sud du massif de Marseillevyre-Puget et de l'archipel Riou-Maïre qui en sont pourtant dépourvus. Je reviendrai ultérieurement sur ce fait.

Dans la partie sud-ouest de l'étude, à l'approche de la pente continentale, Leenhardt et al. indiquent l'existence de réflecteurs à pendage sud, différents des réflecteurs D, et empilés sous C. "Ici, un hiatus apparaît entre le toit des réflecteurs D et le réflecteur C ; ils seraient recouverts par une série sédimentaire transgressive jusqu'à la profondeur de 200 m environ". Les auteurs ne fournissent pas d'explication à ce sujet. Il pourrait s'agir de l'homologue de la série miocène qui, immédiatement au Nord, s'étend sur la partie occidentale de la Nerthe. Cette série a en effet les mêmes caractéristiques que les réflecteurs dont il est question : elle est rapidement limitée vers l'Est (méridien de Carry-le-Rouet), ses bancs ont un pendage sud, elle est affectée par la surface d'arasion de la Nerthe.

Le réflecteur C s'interrompt par endroits sur la bordure continentale. D'après Leenhardt (1963) ces figures seraient d'anciens canyons remblayés.

3) Le réflecteur B :

Entre le réflecteur C et le fond, il existe plusieurs réflecteurs discontinus et souvent inclinés ; parmi eux, Leenhardt et al. distinguent un réflecteur B, dont le caractère est peu net et le tracé sujet à caution. Au Nord et au Nord-Ouest, la terminaison de ce réflecteur est masquée par l'épaisseur du signal réfléchi sur le fond. Il est discordant sur l'horizon C jusqu'aux profondeurs d'eau de 80 à 85 m ; subhorizontal jusqu'à la rupture de pente, il paraît quelquefois incliné à son abord.

Les autres réflecteurs, situés généralement au-dessus de B apparaissent nettement dans les sondages fins exécutés au Boomer 300 J. Des niveaux inclinés P sont visibles notamment au voisinage de la rupture de pente, particulièrement dans la partie sud-est près du canyon de Cassidaigne, et à l'approche du canyon de Planier. *Les pendages sont toujours orientés vers le large. Leur disposition est analogue à celle qui a été décrite sous le nom de "knee-line"* (Edgerton et Leenhardt, 1966 ; Edgerton et al., 1967).

4) Interprétation :

On a vu que les réflecteurs D représentent la couverture secondaire, plissée et faillée. Le réflecteur C matérialise la surface qui arasait cette série ; homologue de celle qui affecte le précontinent au large des Maures et de l'Estérel (Glangeaud et al., 1965), son âge serait miocène ; l'effondrement de la marge continentale au début du Pliocène a provoqué la "fossilisation" de la surface au large du massif de Marseilleveyre - Puget, eux-mêmes disséqués par l'érosion continentale au cours du Plio-Pléistocène.

La surface C est recouverte par des sédiments jusqu'à la cote -85 m. Leenhardt et al. pensent que cette première série, dont le toit est le réflecteur B, pourrait être pliocène. On verra, dans la deuxième partie, que cette hypothèse est vraisemblable.

Les auteurs distinguent au-dessus de B, une deuxième série transgressive jusqu'à la cote -75 m. Elle comprendrait les réflecteurs inclinés P qui dessinent le "knee-line" sur la pente continentale. L'étude pétrologique de ces couches pléistocènes sera effectuée dans la troisième partie de ce mémoire, à l'issue de laquelle seront examinés les problèmes qu'elles posent.

B - Le banc des Blauquières : (fig.6, Pl.2 et 3)

Le banc des Blauquières présente quelques aspects originaux, décelés aussi bien par la sismique-réfraction que par la sismique-réflexion. Qualitativement, je distinguerai une zone septentrionale, séparée de la zone méridionale par la crête Sicié-l'Esquine.

1) La crête Sicié-l'Esquine :

Sur les coupes W-E passant par l'Esquine et à son voisinage, on relève un réflecteur présentant le même caractère que le réflecteur C précédemment décrit, auquel je donnerai donc la même désignation. Ce réflecteur se confond avec le signal du fond sur les reliefs de L'Esquine et ceux du voisinage de Sicié, qui apparaissent de ce fait mieux marqués qu'en sondage bathymétrique.

Le réflecteur C représente la surface du "bed-rock", dont la nature est difficile à déterminer. En effet, on ne retrouve pas ici les réflecteurs D au-dessous de C : les enregistrements de sismique-réflexion ne montrent que des hyperboles de diffraction. On a vu que ces figures peuvent être dues à une masse calcaire homogène et faillée, mais les roches métamorphiques qui affleurent dans le massif de Sicié peuvent donner le même résultat, pour les mêmes raisons. Cependant, plusieurs arguments inclinent à penser que le "bed-rock" est ici de nature métamorphique : il l'est certainement sur les reliefs à l'W de Sicié, où ont été dragués des fragments de phyllades ; de là, le réflecteur C se suit sans solution de continuité jusqu'à l'Esquine et, plus à l'Ouest, jusqu'au canyon de Cassidaigne ; là, il s'approfondit nettement pour aboutir sur la pente continentale dans le secteur où ont été également recueillis des éléments métamorphiques ; enfin, la vitesse relevée en sismique-réfraction par Ducrot (op. cit.) est égale à celle que cet auteur a enregistrée dans les phyllades (4160 m/s aux Embiez), la vitesse étant légèrement supérieure dans les calcaires du massif de Puget (4400 m/s).

Au-dessus du réflecteur C se trouvent des réflecteurs sub-horizontaux peu marqués, correspondant à une couche de sédiments meubles d'épaisseur variable. En sismique-réfraction, ces sédiments sont caractérisés par une faible vitesse de propagation du son (1810 m/s). En adoptant cette valeur, on peut calculer que le recouvrement est inférieur ou égal à 5 m sur les reliefs, tandis que Ducrot indique une valeur de 35 m pour la zone qui sépare l'Esquine des reliefs avoisinant les Embiez.

Au-dessous de la couche limitée à sa partie supérieure par le réflecteur C, qui correspondrait aux phyllades, la sismique-réfraction décèle une couche à vitesse de propagation élevée (supérieure à 6000 m/s), dont le toit se situe entre 1500 et 1000 m de profondeur selon les points. Ducrot considère que cette couche représente le "substratum de nature granitique au sens large", terme englobant les gneiss et amphibolites. Cela est compatible avec les observations géologiques directes, ces dernières roches se trouvant remaniées dans le canyon de Cassidaigne à

-1572 m. Cette couche profonde n'est pas atteinte en sismique réflexion, par suite du manque de pénétration.

2) La zone septentrionale :

Le secteur situé au Nord de l'arête Esquine-Sicié se singularise par la présence d'un important bassin de sédimentation. Cette structure apparaît nettement sur une coupe S-N allant de l'Esquine au relief de Cassidaigne (8B₄) (Pl.2, fig.1). Le réflecteur C s'interrompt brutalement au voisinage de ces deux reliefs pour faire place à un grand nombre de réflecteurs plus ou moins marqués dont les pendages, assez accentués sur les bordures, deviennent quasi-nuls dans la partie centrale. Cette disposition paraît caractériser ici un bassin subsident, limité par des failles E-W responsables de la disparition du réflecteur C. La dépression correspondant à la tête orientale du canyon de Cassidaigne reflète morphologiquement cette structure d'origine tectonique, dont l'extension dépasse largement celle du thalweg, puisque la limite orientale du bassin atteint approximativement le méridien de l'île Verte (S de La Ciotat). Dans sa plus grande dimension, le bassin mesure environ 6 km.

Il est instructif de comparer une coupe marginale du bassin, orientée NW-SE, allant du Sud de Cassidaigne jusqu'à l'Ouest de Sicié, aux résultats d'une coupe de sismique-réfraction enregistrée dans le même secteur (coupe E IV, Ducrot op. cit.). Sur la coupe de sismique-réflexion (CIG7, Pl.2, fig.2), on distingue à l'Ouest une zone I où un réflecteur net, tout d'abord confondu avec le fond, s'en écarte très rapidement ; au-dessous de ce miroir, probablement équivalent de C, quelques réflecteurs sont perturbés par des hyperboles de diffraction. Cette zone I correspond sans doute aux dolomies qui affleurent à Cassidaigne. A l'autre extrémité du profil, une zone II à hyperboles de diffraction représente probablement les roches métamorphiques de Sicié. A partir de là, et en revenant vers le NW, on retrouve le réflecteur C qui s'écarte du fond, sous lequel sont nettement marqués une série de réflecteurs à pendage NW ; ils permettent de délimiter une zone III qui doit correspondre à la prolongation du Permo-Trias de la Seyne et du Jurassique de la pointe de la Cride. Dans la partie centrale, on distingue une série de réflecteurs mollement ondulés et ravinés (zone IV) surmontés par des réflecteurs sub-horizontaux (zone V). Les zones IV et V correspondent aux remplissages du bassin.

La zone V, la plus récente, est décelée en sismique-réfraction.

Sa vitesse est de 1810 m/s et Ducrot lui attribue une épaisseur de 85 m ; en adoptant cette vitesse, l'épaisseur maximale mesurée sur le profil de sismique-réflexion serait de 90 m. Ces deux valeurs sont très voisines et se confirment mutuellement. Cette assise correspond, d'après sa vitesse, à des sédiments meubles ; son épaisseur, déjà assez considérable dans ce secteur, l'est encore plus dans la partie centrale du bassin ; en effet, sur la coupe S-N (8B₄ ; Pl.2, fig.1), le caractère des réflecteurs du remplissage est comparable à ceux de la zone V ; en leur affectant la vitesse de 1810 m/s, l'épaisseur serait là supérieure à 230 m.

Au-dessous, Ducrot distingue une couche de vitesse 2330 m/s, épaisse de 245 m, qui doit correspondre à la zone IV ; cette vitesse définit un matériel peu consolidé.

Enfin, sous la zone IV vient une assise de vitesse comprise entre 4580 et 4160 m/s, correspondant à celle des calcaires secondaires ; cette couche n'est pas atteinte en sismique-réflexion.

La zone IV représente la phase la plus ancienne du remplissage qui a été tectonisé et érodé. Son âge est hypothétique ; cependant, étant donné que l'on trouve des témoins de terrains continentaux dont le faciès évoque ceux du Tertiaire continental en Provence (Eocène-Oligocène) dans la tête E du canyon, il est raisonnable de penser qu'au moins la base de la formation IV daterait de cette époque. Le thalweg oriental du canyon de Cassidaigne serait donc un bassin d'effondrement analogue à celui du bassin de Marseille, dont la subsidence se serait poursuivie au cours du Plio-Pléistocène, ce qui expliquerait la grande épaisseur des terrains de la zone V, vraisemblablement de ce dernier âge.

A l'Est, du bassin, le réflecteur C est plus souvent confondu avec le fond ; la couverture de sédiments meubles est donc généralement inférieure à 5 m. Au-dessous de C, des réflecteurs inclinés, plissés et faillés, équivalents des réflecteurs D, correspondent à la prolongation des terrains secondaires du Nord de Bandol ; leur structure est très complexe, et la mauvaise qualité des enregistrements interdit de la détailler (9W25 ; Pl.3, fig.2).

Il est à noter enfin que la sismique-réfraction ne décèle pas, dans la zone septentrionale, la couche "granitique" profonde enregistrée sur les reliefs Esquine-Sicié. Cela est en accord avec la présence de la couverture secondaire et du bassin d'effondrement à remplissage épais.

3) La zone méridionale (profil 9W13, pl.3, fig.2) :

En se dirigeant vers le Sud à partir de l'arête médiane, on peut suivre le réflecteur C sur une distance assez faible, bien que sa pente ne soit pas accentuée. Il disparaît en effet, sous une couverture, marquée par des réflecteurs faiblement inclinés, dont l'épaisseur va croissant au fur et à mesure que l'on se rapproche de la pente continentale.

Le réflecteur C représente vraisemblablement le toit des phyllades comme sur l'arête Esquine-Sicié. La sismique-réfraction le décèle, dans ce secteur, avec une vitesse d'environ 4000 m/s, compatible avec celle des phyllades ; de plus cette méthode permet de retrouver ici la couche granitique profonde ($V = 6150$ m/s), immédiatement au-dessous de la précédente, à 1375 m de profondeur.

D'après Ducrot (op.cit.), la couverture comprend d'une part les sédiments meubles ($V = 1850$ m/s) dont l'épaisseur est de l'ordre de 30 m, d'autre part une assise de sédiments semi-consolidés ($V = 2420$ m/s), dont l'épaisseur serait d'au moins 175 m. L'étude pétrologique, qui sera développée dans la troisième partie, montrera qu'il s'agit de Plio-Pléistocène, recouvrant probablement une série Miocène.

4) *En résumé*, on peut retenir que le soubassement du banc des Blauquières est, dans sa partie méridionale et à partir de l'arête Esquine-Sicié, constitué de terrains cristallophylliens reposant sur une couche granitique profonde. Au Nord des reliefs précités, la couverture permo-triasique et secondaire s'étend jusqu'à la côte, interrompue à l'Ouest par un bassin d'effondrement limité par des accidents E-W, dont le comblement, commencé probablement à l'Eocène-Oligocène, s'est poursuivi au cours du Pliocène et du Pléistocène. Au Sud, une série sédimentaire monoclinale recouvre le socle métamorphique ; inclinée vers le large et s'épaississant vers le sommet de la pente continentale, elle correspond aux dépôts marins de la fin du Tertiaire et du Pléistocène.

TROISIEME PARTIE

LA DIAGENÈSE DES ROCHES CARBONATÉES DU TERTIAIRE TERMINAL ET DU PLÉISTOCÈNE

INTRODUCTION.

Dans la première partie, on a vu qu'il n'existe pas sur le continent, de dépôt marin plus récent que le Miocène, mis à part quelques cordons littoraux pléistocènes ; encore le Miocène n'affleure-t-il que sur la Nerthe, à la limite occidentale de cette étude. J'ai jusqu'à présent décrit les roches susceptibles de donner quelques indications sur la prolongation des affleurements continentaux. Elles ne posent pas de grande difficulté quant à leur identification : en général, elles sont directement comparable aux faciès terrestres, et les problèmes ne surgissent que lorsqu'il s'agit de donner une interprétation structurale, en ce pays où la tectonique n'est pas simple.

Les dragages et les plongées m'ont procuré un échantillonnage de roches quantitativement plus importantes que les précédentes et qui, du premier coup d'oeil, sur le pont, en sont fort différentes. Elles n'existent donc que sous la mer, et se sont déposées à la fin du Tertiaire et au Pléistocène. Leur originalité, indiquée par leurs faciès microscopiques et les problèmes qu'elles soulèvent, que j'évoquerai plus loin, obligent à aborder leur étude d'une manière particulière, par rapport aux roches du premier groupe.

Panorama des principales recherches antérieures en Méditerranée :

En Méditerranée, les recherches sur les sédiments lithifiés récents ont donné lieu des travaux assez peu nombreux, comparativement à celles qui portent sur les sédiments meubles. La raison en est probablement que ces derniers sont présumés actuels, et qu'ainsi leur étude peut servir de modèle simple pour la compréhension des roches anciennes, ce qui est l'un des objectifs principaux de la Géologie marine fondamentale. Par contre un sédiment lithifié, si peu que ce soit et si récent soit-il, a déjà enregistré des avatars qui peuvent être très complexes.

Bourcart fut le premier à explorer systématiquement le précontinent et notamment les parois des canyons sous-marins. Ses recherches aboutissent à la classique coupe du Rech Lacaze-Duthiers (1955) dont le remplissage pliocène est surmonté d'une "dalle quaternaire" qui serait responsable de l'allure du plateau continental ; cette notion est encore couramment utilisée actuellement. Des indications plus fragmentées sur les canyons des côtes méditerranéennes françaises, sont données dans d'autres publications (1949, 1957, 1958, 1963).

La présence de dépôts pliocènes est signalée en d'autres points du précontinent : dans la baie des Anges (Nice) (Gennesseaux, 1960), dans le canyon de Cassidaigne (Blanc et Blanc-Vernet, 1966).

Plus récemment des calcaires ferrugineux ont été découverts en Méditerranée occidentale : dans le détroit de Sicile (Leclaire, 1964), sur le précontinent provençal (Froget, 1967). Dangeard et al., (1968) donnent une description détaillée d'un bel échantillon de ce type de roche, prélevé dans le canyon de Planier, et attribué au Pléistocène.

Le travail d'ensemble le plus important a été effectué par Blanc-Vernet (1969), qui a étudié dans sa thèse la microfaune des échantillons plio-pléistocènes recueillis sur le précontinent de Basse-Provence. Enfin j'ai, de mon côté, donné un premier essai d'étude pétrologique de ces roches (Froget, 1971 et 1972).

I - GENERALITES SUR LES PROBLEMES ET L'ORIENTATION DE L'ETUDE.

J'ai déjà indiqué à quelles incertitudes sont soumis les échantillons rocheux prélevés en majorité par dragage : on ne connaît pas avec précision leur position géographique, ni la profondeur d'où ils proviennent. Or, dans le cas du Plio-pléistocène marin, il faut considérer que les fragments de roches sont issus d'une série stratigraphique échappant à l'observation directe. On peut dès lors se demander si l'étude d'une telle série n'est pas sans espoir, lorsqu'on sait que pour les séries émergées, le géologue exige des observations très détaillées avant d'élaborer une interprétation. Tout dépend des questions que l'on se pose et des buts que l'on poursuit. Force est de limiter son ambition : il ne peut être question de reconstituer dans le détail la série stratigraphique plio-quaternaire. Voyons donc quels sont les problèmes auxquels on peut espérer apporter des éléments de solution.

A - L'âge :

La première question qui vient à l'esprit est celle de l'âge du fragment rocheux examiné ; la réponse serait d'ailleurs d'un grand secours pour résoudre d'autres problèmes. Malheureusement, entre les sédiments pliocènes, pour lesquels la microfaune semble assez bien caractérisée, et les sédiments suffisamment récents pour être datés par le ^{14}C , il y a un éventail de roches dont l'âge demeure imprécis : la microfaune ne s'est pas suffisamment diversifiée, au Pléistocène, pour permettre d'établir des subdivisions chronologiques.

B - Le milieu et les conditions de formation :

Ces problèmes se posent dans l'étude de toute roche carbonatée. Pour les résoudre, la Pétrographie sédimentaire a suivi deux voies, l'une précédant l'autre.

La première consiste à analyser les roches anciennes, qui ont depuis fort longtemps quitté leur milieu de formation, du moins en ce qui concerne les faciès marins. Cette orientation a donné naissance à une littérature dont l'abondance m'interdit de la résumer ici ; les bibliographies complètes sont données dans les ouvrages généraux (p.ex. Bissel et Chillinger, 1967 ; Sanders et Friedman, 1967 ; Chillinger et al., 1967 ; Bathurst, 1971).

La deuxième orientation a pour objet l'étude des sédiments carbonatés récents et des roches dont la lithification et l'évolution diagenétique sont actuelles ou sub-actuelles. Depuis les premiers travaux de Friedman (1964), ces recherches ont permis de réaliser des progrès considérables dans la compréhension des roches anciennes.

L'étude du matériel que j'ai recueilli peut s'aborder, pour une part, de la deuxième façon : un certain nombre d'échantillons sont des exemples de lithification sous-marine récente, en Méditerranée occidentale, par opposition aux lithifications sub-aériennes, dont je reprendrai l'étude locale. Cependant, la majorité des faciès pétrographiques que j'analyserai se trouve dans une catégorie intermédiaire entre les deux précédentes. Ce sont des roches plus ou moins anciennes, puisque l'échantillonnage commence à la fin du Tertiaire, mais qui présente la caractéristique de se trouver encore sur le lieu et, on le verra, dans le milieu où elles se sont formées. Comme pour les lithifications actuelles, on peut donc espérer tirer de leur étude des renseignements sur la formation des roches en milieu marin. Cependant, la question n'est pas simple car plus la roche est ancienne, plus les conditions du milieu ont varié à partir du dépôt des sédiments : climat, niveau de la mer, température, salinité, courants, tous facteurs plus ou moins interdépendants, ont subi des fluctuations au cours du Pléistocène.

En résumé, je me propose, dans cette partie de mon travail de donner quelques exemples de formation des roches en Méditerranée ; ce faisant, je montrerai que plusieurs processus diagenétiques se sont exercés sur les sédiments de la pente continentale à la fin du Tertiaire et au Pléistocène, déterminés par les événements de nature, *grosso modo*, climatique évoqués ci-dessus. Mon souhait est ainsi d'apporter quelques précisions sur l'ancienne notion de "dalle quaternaire" de Bourcart,

qui se révèle beaucoup plus compliquée qu'on ne pouvait s'y attendre.

II - GENERALITES SUR LES CONSTITUANTS DES ROCHES.

Les roches carbonatées sont composées d'éléments "squelettiques", en général organismes ou débris d'organismes, unis par un ciment ou une matrice. L'analyse d'une roche récente nécessite la connaissance de quelques données sur ces constituants, que je résumerai brièvement ici.

A-- Minéralogie des organismes marins :

Les organismes testacés marins se présentent sous deux espèces minéralogiques, l'aragonite et la calcite. Ces carbonates de calcium peuvent comporter en solution solide dans leur réseau, une certaine quantité de magnésium. Dans l'aragonite le magnésium n'exède jamais 2 mole %, tandis qu'il peut atteindre 43 mole % dans la calcite (Schroeder et al., 1969). La plupart des organismes calcitiques ont une teneur en magnésium soit inférieure à 5 mole %, soit supérieure à 10 mole % (Chave, 1954) ; il y a donc un "trou" entre 5 et 10 mole %. La majorité des auteurs traduit ce fait en adoptant le terme de calcite fortement magnésienne (High-Magnesian calcite) lorsque la teneur en CaMg dépasse 5 mole %, et de calcite faiblement magnésienne (low-Magnesian calcite) dans le cas contraire.

La nature minéralogique des organismes dépend de plusieurs facteurs. Le premier est d'ordre taxonomique. Charke et Wheeler (1922), Chave (1954) ont analysé un grand nombre d'invertébrés ; Johnson (1961) rassemble les mêmes résultats pour les Algues. Ces données peuvent se schématiser de la façon suivante :

	Aragonite	Calcite faiblement magnésienne	Calcite fortement magnésienne
Foraminifères benthiques			+
Foraminifères pélagiques		+	
Madrépores	+		
Alcyonaires			+
Bryozoaires	+		et/ou +
Vers Annélides			+
Pélécytopodes	+ et/ou	+	

Gastropodes	+ et/ou	+	
Algues calcaires Corallinacées			+
Chlorophycées Halimeda	+		
Crustacés Décapodes			+
Ostracodes		+ et/ou	+

La teneur en ces différents éléments varie évidemment suivant l'espèce. Il faut cependant noter que les organismes les plus magnésiens sont les Algues calcaires Corallinacées, suivies par les Echinodermes.

Ce tableau n'est valable que pour les mers chaudes ou tempérées. La température est, en effet, le deuxième facteur qui régit la composition minéralogique des organismes et ce, de deux façons : les espèces qui présentent une association d'aragonite et de calcite voient le pourcentage d'aragonite augmenter avec la température (Lowenstam, 1954) ; la teneur en magnésium des espèces à calcite magnésienne croît également avec la température (Chave, 1954).

Enfin, la teneur en magnésium de la calcite semble suivre dans le même sens les variations de la salinité (Lowenstam, 1961). Ce facteur paraît cependant avoir été moins étudié que les précédents.

B - La liaison des particules :

L'abondance des termes employés pour traiter de la liaison des particules est source de confusion, d'autant plus qu'ils ont une signification tantôt descriptive, tantôt génétique. C'est ainsi qu'en Français, le mot *ciment* est utilisé pour indiquer toute substance incorporée entre deux corps durs pour les lier ; en langue anglaise, ce terme tend à prendre un sens plus restreint. La majorité des travaux étant écrits dans cette dernière langue, il est nécessaire de se conformer à son vocabulaire, en l'adaptant autant que possible.

1°) Dimension des particules :

Les liants des roches carbonatées sont classés d'après les

dimensions de leurs éléments. On distingue la sparite (pour calcite sparitique) dont les cristaux ont un diamètre supérieur à 4 μ , et la micrite (pour boue micro-cristalline) composée de particules inférieure à 4 μ) (Folk, 1959 ; Bathurst, 1971).

Certains auteurs attachent un sens génétique au terme micrite, défini alors, en sus du caractère dimensionnel, comme un précipité inorganique ou biochimique ne montrant que peu ou pas d'indice de transfert, par opposition à matrice qui décrit le matériel sédimentaire mécaniquement déposé entre les grains (Bathurst, 1971). Dans cette dernière acception, il ne peut théoriquement pas exister de matrice de micrite, bien que l'expression soit couramment employée. Il semble donc préférable de garder à micrite un sens uniquement dimensionnel. Dans ces conditions, on distinguera les ciments micritiques, précipités, et les matrices micritiques, mécaniquement déposées.

2°) Textures :

La forme, les orientations cristallographiques, le mutuel arrangement des éléments assurant le liant extraparticulaire, permettent de distinguer un certain nombres de textures (anglais : fabric).

Chilingar et al. (1967), synthétisant les travaux de Bathurst (1958, 1959), Folk (1962), Orme et Brown (1963), Wolf (1963), proposent la nomenclature suivante, s'appliquant de façon générale à la calcite :

- Sparite granulaire : cristaux plus ou moins équi-dimensionnels.
- Sparite drusique : assemblage de cristaux dont le diamètre s'accroît au fur et à mesure que la distance à la paroi particulaire augmente.
- Sparite fibreuse : assemblage de cristaux en minces fibres, allongées.
- Sparite en anneau syntaxial (syntaxial rim) : désigne les cristaux croissant à partir d'un cristal unique, en conservant l'orientation cristallographique (texture fréquente pour les débris d'Echinodermes).
- Micrite : la micrite est en elle-même une texture, puisqu'elle est composée d'éléments que l'on ne peut séparer optiquement, du moins par l'intermédiaire du microscope pétrographique.

Ces termes sont accompagnés du préfixe ortho, lorsqu'il s'agit d'un remplissage précipité dans des espaces vides, et du préfixe pseudo lorsqu'ils décrivent des textures dérivées d'un arrangement initial par

accroissement (grain-growth) ou diminution des grains (grain-diminution).

Dans son ouvrage général, Bathurst (1971) propose une simplification. Il nomme ciment tous les cristaux de carbonate passivement précipités, remplissant les vides, croissant à partir d'une surface libre. Du fait de cette acception, il abandonne les termes de mosaïque drusique ou granulaire qu'il employait précédemment (Bathurst, 1958) ; il souligne qu'un ciment peut ainsi être intra-particulaire (chambres d'organismes par exemple) aussi bien qu'extra-particulaire. Les ciments sont le plus souvent disposés en mosaïque sparitique. La définition restreinte du ciment, génétique, est adoptée par opposition à un autre type de mosaïque sparitique, issue de l'évolution d'une micrite, nommée sparite néomorphique (néomorphie spar). Bathurst énumère et discute en détail les caractères permettant de différencier ces deux types de sparite.

En réalité, cette distinction n'a guère d'importance dans l'étude des roches récentes, où les sparites néomorphiques ont peu de chance de se développer. Il est bon d'autre part, de conserver des termes tels que calcite fibreuse ou granulaire, qui facilitent les descriptions en les diversifiant.

La pétrologie des roches carbonatées utilise une terminologie dont je n'ai fait que donner un bref aperçu en ce qui concerne le domaine de la cimentation au sens large. Elle est issue des différentes classifications proposées (notamment Folk, 1969 ; Dunham, 1962) ou de l'étude des phénomènes diagenétiques, tels que la dolomitisation, que j'évoquerai dans le cours du texte.

3°) Minéralogie :

Les ciments peuvent cristalliser sous trois formes : aragonite, calcite magnésienne, calcite non magnésienne. Les différentes modalités de mise en place de ces phases minéralogiques sont bien connues ; en particulier, la cimentation sous l'action des eaux douces se distingue très bien de la cimentation en milieu marin. Cependant, plutôt que de traiter cet aspect de façon bibliographique, je crois préférable de le faire en présentant des exemples régionaux qui permettront d'illustrer le propos.

III - METHODE D'ETUDE.

A - Analyse minéralogique des carbonates :

J'ai effectué l'analyse minéralogique des roches par diffractométrie des rayons X, méthode rapide et suffisamment précise dans le cadre de l'étude.

1°) Préparation des échantillons :

La roche est pulvérisée par broyage ; il convient de ne pas prolonger cette opération au-delà de quelques minutes, afin d'éviter toute transformation minéralogique : Burus et Bredig (1956) ont montré que de l'aragonite apparaît après 30 minutes de broyage de la calcite au mortier. J'ai procédé de façon générale à l'analyse minéralogique globale des échantillons. Cependant quelques faciès permettent d'isoler certains constituants par grattage sous la loupe binoculaire.

Le diffractomètre utilisé est un CGR Thêta 60, muni d'un porte objet vertical. L'adhérence des poudres sur ce support a été obtenu de deux façons :

- la plus simple consiste à déposer une couche fine et régulière de poudre sur la lame de verre porte-objet, préalablement enduite de graisse au silicone, corps n'introduisant pas d'artéfact diffractométrique. Cette technique est nécessaire lorsque le fragment analysé est de petite dimension, ce qui est le cas des débris d'organismes ou des ciments.

- dans la deuxième méthode, on incorpore la poudre à du collodion liquide sur un support de verre plan. Après séchage du collodion, on obtient une lamelle dont une surface est parfaitement plane ; c'est cette surface que l'on expose aux rayons X en collant la membrane de collodion sur la lame porte-objet. Cette façon d'opérer à l'avantage d'éviter que les particules n'adoptent une orientation préférentielle sur le support.

2°) Détermination des carbonates :

La nature des carbonates est déterminée par la position des pics sur le diffractogramme. Dans les évaluations quantitatives des pourcentages aragonite/calcite/dolomite, j'ai utilisé les rapports des hauteurs des pics au-dessus du fond continu (Chave, 1954), corrigés par les abaques données par Griffin (1971). Cette méthode conduit à des résultats approchés, néanmoins suffisants dans le cadre de cette étude.

Les travaux de Chave (1952) et de Goldsmith et Graf (1958) ont montré que le pic de la calcite se déplace vers les grands angles de

réflexion à mesure que sa teneur en carbonate de magnésium augmente. La position du pic de la calcite, déterminée par rapport au pic de la fluorine, étalon interne préalablement mélangé à la poudre de roche (Griffin, 1971), est ainsi caractéristique de sa teneur en MgCO_3 . Les courbes construites par ces auteurs donnent directement le pourcentage en MgCO_3 en solution solide avec la calcite en fonction de la position de ses réflexions.

De manière comparable, la dolomite peut contenir un excès de carbonate de calcium, provoquant le déplacement de ses pics vers les petits angles de réflexion. Ce caractère, joint à l'absence de certaines réflexions (réflexions d'ordre), définit les protodolomites par rapport à la dolomite idéale (Graf et Goldsmith, 1956 ; Goldsmith et Graf, 1958). J'ai utilisé l'abaque construit par Füchtbauer et Goldsmith (1965) pour déterminer les pourcentages respectifs en Ca et Mg des dolomites.

3°) Sensibilité :

Certaines roches contiennent à la fois de la calcite fortement magnésienne et de la calcite faiblement magnésienne. Afin d'établir dans qu'elles conditions un tel mélange est discernable par diffractométrie X, j'ai préparé des mélanges de calcite pure (pic à $14,70^\circ\theta$, RP pour analyse) et de calcite fortement magnésienne (Algues calcaires pulvérisées, pic à $14,90^\circ\theta$), en pourcentages pondéraux respectifs variant de 5 en 5 %. Les diffractogrammes de ces différentes combinaisons montrent que :

- La calcite magnésienne est discernable à partir d'une teneur pondérable de 5 % ; à cette teneur, elle provoque un décrochement sur la retombée du pic de la calcite pure ; elle ne donne de pic séparé qu'à partir de teneurs variant de 10 à 20 %, suivant le réglage de sensibilité choisi sur le diffractomètre.

- La calcite pure donne un pic séparé de celui de la calcite magnésienne dès la teneur de 5 % ; cela tient à son excellente cristallinité, alors que les pics de la calcite magnésienne d'origine organique sont plus étalés.

En résumé, un examen attentif des diffractogrammes permet de distinguer des teneurs d'au moins 5 % dans un mélange de deux calcites. Il est bien entendu qu'il est nécessaire d'adopter une technique opératoire constante, notamment en ce qui concerne le broyage des échantillons le degré de broyage influence l'aspect des pics (Persoz, 1969).

B - Analyse minéralogique des argiles :

Lorsque l'échantillonnage d'un faciès donné est assez abondant, il est possible d'en extraire les argiles par décalcification ménagée. Les minéraux argileux sont alors déterminés et étudiés par diffraction des rayons X, par la technique classique des agrégats orientés de particules inférieures à 2 μ .

La cristallinité de l'illite apporte des renseignements intéressants. Un indice d'aigu de l'illite a été utilisé par Dunoyer de Segonzac et Kubler (1966) pour suivre les étapes de la diagenèse profonde et de l'épimétamorphisme. Chamley (1967, 1969, 1971) a repris cet indice pour les sédiments marins récents de Méditerranée, en montrant qu'il est sensible aux variations climatiques. J'ai utilisé ici les techniques et les résultats de cet auteur.

L'indice de cristallinité de l'illite (na) est égal à la largeur, en 1/10 de degré θ , du pic (001) de l'illite, mesuré à mi-hauteur. "Ses variations en fonction du climat résultent des variations dans l'intensité de l'altération : une illite issue du continent sous climat chaud et humide sera moins bien conservée qu'une illite de climat froid ; sa réflexion (001) sera donc plus large, et son na plus important". (Chamley, in Blanc-Vernet, Chamley, Froget, 1969).

Ainsi l'illite sédimentée au large des côtes de Provence a un indice na compris entre 2, pour les climats froids de la dernière glaciation, et 4 pour les climats chauds représentés par les épisodes interstadias ou l'époque actuelle (Blanc-Vernet et al. op.cit.).

Chamley a en outre montré (1971) que les argiles de la plaine bathyale sont, en Méditerranée occidentale, d'origine essentiellement détritique. On peut admettre qu'il en est de même en ce qui concerne les argiles contenues dans les roches du précontinent.

L'interprétation de l'indice na se heurte à une difficulté, dans le cas des roches : il est possible que la cristallinité de l'illite ait été modifiée au cours de la lithification. Cependant, ce changement éventuel ne peut aller que dans le sens d'une fermeture des feuillets argileux, c'est-à-dire d'une amélioration de la cristallinité. En anticipant quelque peu sur les résultats, j'indiquerai ici que les cristallinités relevées sont toujours médiocres ; comme elles ne pouvaient que l'être davantage originellement, les indices pourront être considérés comme significatifs, ce qui n'aurait pas été le cas s'ils avaient traduit de bonnes cristallinités.

C - Analyse pétrologique :

Les caractères pétrographiques sont déterminés par l'étude des sections polies à la loupe binoculaire et des lames minces au microscope polarisant. J'ai porté une attention particulière aux textures des ciments et matrices.

Pour déterminer optiquement les minéraux carbonatés, j'ai utilisé certaines colorations décrites par Friedman (1959, 1971) :

- la solution de Feigl, utilisable sur lame mince, colore sélectivement l'aragonite en noir.

- l'alizarine en solution acide teinte en rouge profond l'aragonite et la calcite, sans affecter la dolomite. Cette coloration peut être également opérée sur lame mince.

- l'alizarine en solution alcaline colore en pourpre la dolomite et la calcite fortement magnésienne. L'intensité de la teinte est fonction de la teneur en magnésium du minéral : il existe tous les degrés de coloration entre les calcites fortement magnésiennes, les calcites moyennement magnésiennes et la calcite pure qui, ainsi que l'aragonite, reste incolore. De plus, cette coloration s'effectuant à température d'ébullition, ne peut être mise en oeuvre que sur section polie. Ces caractères la rendent plus délicate à interpréter que les deux premières.

- sur les diffractogrammes, les décalages des pics de la calcite et de la dolomite pourraient être dus à l'introduction dans le réseau cristallin d'autres ions que le Mg, en particulier du Fe. Cependant, tous les essais de coloration au ferricyanure de potassium, qui teint en noir la calcite et la dolomite ferrifère, se sont révélés infructueux. Comme le Mg est l'élément le plus disponible dans l'eau de mer, qui entre de plus dans la composition des organismes vivant dans ce milieu, j'admettraï, suivant en cela la majorité des auteurs, que c'est bien lui qui provoque les décalages des pics en ce qui concerne les roches analysées. Le résultat négatif de cette coloration confirme en quelque sorte les résultats des trois premières.

PREMIERE SECTION

LA LITHIFICATION EN MILIEU CONTINENTAL LITTORAL

ET SOUS-MARIN PEU PROFOND

CHAPITRE I

LA LITHIFICATION SUB-AÉRIENNE : CORDONS LITTORAUX

ET ÉOLIANITES

Les caractéristiques minéralogiques et pétrographiques des éolianites, cimentées en milieu sub-aérien par l'action des eaux météoriques, sont bien connues grâce aux travaux de Friedman (1964-1968) et Gavish et Friedman (1969). J'en reprendrai cependant l'étude locale, afin de disposer d'exemples concrets permettant de comparer la diagenèse sub-aérienne à la diagenèse sous-marine.

I - RAPPEL ET DESCRIPTION DES PRINCIPAUX GISEMENTS LITTORAUX.

On connaît dans la région trois gisements marquant un stationnement de la mer au-dessus de sa cote actuelle : ce sont les affleurements de la Madrague des Lecques, de Bandol et de Sauviou (localisation fig.1). Il existe également un certain nombre de témoins dunaires disséminés sur le littoral.

A - Le gisement de la Madrague-des-Lecques (fig.7) :

Découvert par Parent (1929-1943), ce gisement a été successivement étudié par Denizot (1951), Bourcart (1952), Parent (1952), Blanc et Bonifay (1953), Bonifay (1952, 1962, 1968).

Dans la partie nord-est de la baie des Lecques, on observe de bas en haut :

1 - Un conglomérat à coquilles et galets marins, de 1 m d'épaisseur, reposant sur le Crétacé supérieur (Santonien). Le poudingue est lithifié, sauf à son extrémité nord, où galets et coquilles sont emballés dans un limon jaune. Ce cordon littoral est à la cote +1 m; il passe à un grès de plage vers le Sud.

2 - Une formation gréseuse à stratification entrecroisée, sculptée en tuyaux horizontaux par le Mistral. Son épaisseur est de 3 à 5 m. Ces grès représentent une ancienne dune cimentée.

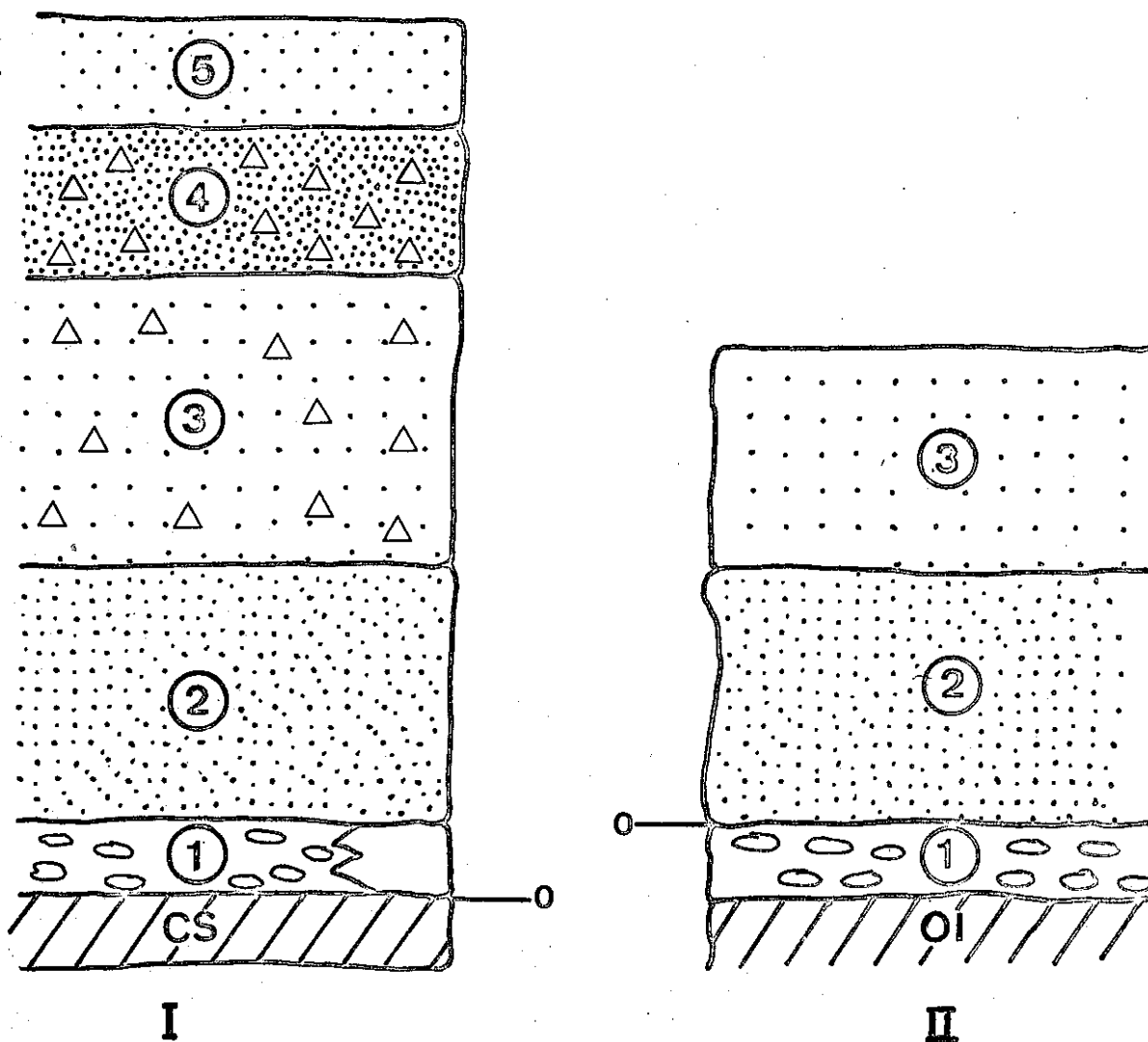


Figure 7. Coupes schématiques des affleurements quaternaires littoraux de la Madrague des Lecques et de Bandol.

I - La Madrague des Lecques .

CS : Crétacé supérieur.

1 : ancienne plage (galets et sables).

2 : dune blanche fortement cimentée.

3 : éboulis à éléments calcaires anguleux et sable plus ou moins cimentés .

4 : éboulis récent.

5 : dune meuble .

II - Bandol.

OL : Oligocène.

1 : ancienne plage (galets).

2 : dune blanche à Corallinacées .

3 : dune blanche à Helix.

0 : niveau de la mer.

3 - Un éboulis formé de blocs calcaires anguleux, mêlés à un sable dunaire rosé plus ou moins consolidé ; on y relève les traces d'un réseau radiculaire fossile. L'épaisseur est de 7 à 10 m.

4 - Un éboulis plus récent, toujours mêlé à du sable, contenant des débris de poteries historiques. Son épaisseur est de 3 m.

5 - Des dunes subactuelles, généralement meubles, recouvrant l'ensemble.

Il faut signaler que la majeure partie de cet affleurement a été détruit par des travaux de terrassement (1972).

Dans la partie sud-est de la baie, le dispositif fait place à des grès dunaires très fortement cimentés.

B - Le gisement de Bandol (fig.7) :

Les auteurs cités dans le paragraphe précédent ont également étudié ce gisement, découvert par Pfender (1924). On y distingue de bas en haut :

1 - Un poudingue à galets marins perforés par les Cliones, reposant sur l'Oligocène argileux ; cet ancien cordon littoral passe ici sous le niveau de la mer et sa cote maximale est de 1,50 m.

2 - Une formation dunaire blanche, bien lithifiée, très riche en fragments de Corallinacées.

3 - Une dune rosée, plus faiblement cimentée, contenant des Gastéropodes terrestres (Helix et Cyclostomes).

C - Le gisement de Sauviou :

Cet affleurement a été découvert par Bonifay (1952). Il s'agit d'un poudingue à galets marins situé au niveau de la mer actuelle et se poursuivant vers le large. Le conglomérat est surmonté d'un placage gréseux contenant des débris de phyllades anguleux. Il n'y a pas ici de recouvrement dunaire, bien que des grès dunaires aient été reconnus à 500 m plus au Nord (Bourcart, 1928).

REMARQUES :

Blanc et Bonifay (1953) ont montré que seule la partie inférieure de ces affleurements correspondaient à un niveau marin, matérialisé par un cordon littoral de galets. Toutes les formations qui les

recouvrent sont d'origine éolienne. A juste titre, ces auteurs rejettent ainsi les niveaux de +6 m et +12 m invoqués par Denizot (1951). Pour les trois affleurements, le niveau de la mer était très voisin du niveau actuel, compte tenu de l'étalement altitudinal normal d'une plage de galets.

Il est impossible d'établir avec exactitude l'âge de ces témoins. Les fossiles des cordons littoraux ne présentent pas d'espèce caractéristique. Seule *Patella ferrugina* a disparu, mais très récemment, des côtes provençales. Une datation au ^{14}C sur une coquille de cette espèce, que j'ai prélevée dans le cordon de la Madrague, a donné un âge supérieur ou égal à 40.000 ans (mesure J. et Y. Thommeret, Centre scientifique de Monaco). Cela confirme au moins que les cordons littoraux ne sont pas flandriens, comme on pouvait s'y attendre ne serait-ce que par l'importance des dunes qui les recouvrent.

Pour Bonifay (1968), le cordon de la Madrague des Lecques serait néotyrrhénien, celui de Bandol eutyrrhénien. Pour faire cette distinction l'auteur se base sur la couleur et le degré de lithification des dépôts dunaires qui recouvrent immédiatement les cordons : à la Madrague, la dune blanche 2 serait du Würm II, tandis qu'à Bandol, la dune rosée 3 serait du Würm I. Or ces caractères ne paraissent pas incontestables. Le critère du degré de cimentation est, sur le terrain, assez subjectif ; en particulier parlant de la dune rose supérieure de Bandol, Blanc et Bonifay (1953) indiquent que "...les grès sont de couleur rose, beaucoup moins durs que les précédents...", tandis que Bonifay (1968) mentionne le même niveau comme une "dune rougeâtre du Würm I, fortement cimentée". Pour ma part, j'estime que la dune rosée de Bandol peut aussi bien être l'équivalent de la fraction sableuse, matrice de l'éboulis ancien (3), à la Madrague. Dans ce cas, les deux affleurements seraient équivalents.

On retiendra donc que ces niveaux marins sont très vraisemblablement contemporains du cycle tyrrhénien, sans pouvoir préciser s'il s'agit d'Eutyrrhénien ou de Néotyrrhénien. Quoi qu'il en soit, les dunes qui les recouvrent se sont formées lors de la dernière glaciation et au post-glaciaire.

D - Autres affleurements littoraux étudiés :

De nombreux témoins gréseux quaternaires ont été décrits sur le littoral. J'en citerai trois :

1°) L'affleurement de l'île de Pomègues :

A la pointe Roucas (Sud de Pomègues), Blanc et al. (1966) ont signalé un remplissage gréseux colmatant une ancienne cavité karstique. La partie inférieure en est constituée d'une brèche d'éboulement emballée dans des argiles orangées. Au-dessus, on observe les grès quaternaires, dans lesquels les auteurs distinguent deux faciès :

- grès à quartz et calcaires détritiques.
- calcarénites à débris marins, Foraminifères et Algues calcaires.

Les auteurs considèrent qu'il s'agit d'un dépôt marin, correspondant à un niveau de la mer de +8 m, datant peut-être du début du Tyrrhénien.

2°) Les sablières de l'île Riou :

Sur la face N de l'île Riou, deux vallons orientés S-N présentent un remplissage sableux, dont la genèse sera évoquée ultérieurement. Ces sablières ont été activement exploitées, mais il subsiste des vestiges de sable meuble, ainsi que quelques niveaux lithifiés.

3°) Les dunes du massif de Sicié :

Les vallons du versant occidental du massif de Sicié sont partiellement comblés par des dunes meubles et consolidées, qui dépassent l'altitude de 100 m ; ces sables ont débordé les crêtes et donné des placages en tête des vallons du versant SW. Ainsi les grès du vallon de la Fosse, dont la microfaune a été étudiée par Blanc-Vernet (1963), proviennent-ils de la rade du Brusc, ce qui représente un transport d'au moins 3 km, alors que le vallon débouche sur la mer à une distance de seulement 400 m. Cela explique que les Foraminifères proviennent d'un fond d'herbier appauvri par tri et usure du matériel : les herbiers sont en effet bien développés dans la rade du Brusc, beaucoup moins au voisinage de l'anse de la Fosse.

II - LES CARACTERISTIQUES MINERALOGIQUES ET TEXTURALES DES LITHIFICATIONS SUB-AERIENNES.

J'ai analysé trente échantillons provenant des affleurements dont je viens d'évoquer les conditions de gisement (Les Lecques 13 échantillons, Bandol 4, Sauviou 2, Pomègues 4; Riou 2, Le Brusc 5). Reprenant les observations de Friedman (1964), je dégagerai à présent les caractéristiques minéralogiques et texturales des éolianites.

A - Analyse minéralogique :

Les diffractogrammes sont qualitativement identiques pour tous les échantillons. Ils ne diffèrent que par la proportion du quartz. En ce qui concerne les carbonates de calcium, ils se réduisent à la seule calcite ; l'aragonite est indiscernable.

Le pourcentage de carbonate de magnésium contenu dans la calcite est inférieur à 3 ; il s'agit donc toujours de calcite faiblement magnésienne, voire non magnésienne, compte-tenu de la précision de détermination. Cette calcite est bien cristallisée : les pics sont aigus et symétriques.

B - Caractères texturaux (Pl.4).

1°) Les organismes d'origine marine :

Les échantillons analysés, à l'exception de ceux de la sablière de Riou, se composent d'allochems d'origine marine, Foraminifères, débris de Mollusques, Echinodermes et Algues, et d'une fraction terrigène, quartz et grains calcaires. Les proportions de ces différents éléments varient en fonction de plusieurs facteurs dont les plus importants sont : la nature des fonds marins ayant alimenté les dépôts, la distance de transport.

- Comportement des organismes composés originellement de calcite magnésienne.

Les Algues calcaires et les Foraminifères benthiques sont des organismes dont la calcite est originellement fortement magnésienne. Après lithification, il ne subsiste que de la calcite faiblement magnésienne, comme le révèle l'analyse minéralogique. L'élimination du magnésium s'effectue sans modification de la texture des organismes : à l'observation microscopique, Algues et Foraminifères ne présentent pas d'indice de dissolution (Pl.4 ; fig.1 et 6). Il y a donc "lessivage" du magnésium, correspondant à ce que l'on appelle une dissolution incongruente.

- Comportement des organismes originellement aragonitiques.

L'aragonite, moins métastable que la calcite fortement magnésienne, est dissoute au cours de la lithification sous conditions sub-aériennes. Les contours des grains aragonitiques sont préservés par une enveloppe micritique calcitique, en sorte que la dissolution provoque la formation de moules, plus ou moins remplis par de la calcite magnésienne en mosaïque, de même nature que celle du ciment (pl.4, fig.2).

- Recristallisations.

La transformation de l'aragonite ou de la calcite faiblement magnésienne des tests de Mollusques, en calcite non magnésienne, ne s'effectue pas toujours par l'intermédiaire de la dissolution suivie d'une reprécipitation. Il peut y avoir remplacement paramorphique du carbonate initial par la calcite, appelé inversion. On observe ainsi des figures qui diffèrent des précédentes par un certain nombre de critères énumérés par Bathurst (1964) ; les plus faciles à observer sont : la préservation des structures internes des tests, l'absence de rupture par effondrement des enveloppes micritiques lorsqu'elles existent, la préservation de la teinte brunâtre plus ou moins pléochroïque du test original, due à la présence de matière organique (pl.4, fig.3).

2°) La cimentation :

Les ciments des éolianites sont typiquement sparitiques, exceptionnellement micritiques.

- Ciments sparitiques. La percolation des eaux vadoses au travers des dunes provoque la dissolution des débris aragonitiques. L'eau se charge ainsi en CaCO_3 . Lorsque la solution percolante est saturée, la calcite non magnésienne précipite.

Dans les niveaux les moins lithifiés, le ciment est limité à une seule couche de cristaux, d'épaisseur variable (non isopaque) ; sans que cela soit général, les cristaux peuvent avoir une terminaison enhédrale dans les vides ; les prismes sont alors courts, trapus, à extinction franche (pl.4, fig.5).

Au fur et à mesure que la lithification progresse, d'autres couches cristallines s'ajoutent à la première, de telle sorte qu'au stade final, les pores extra et intraparticulaires sont entièrement obturés par une mosaïque de cristaux sparitiques (pl.4, fig.1-2-6). Ces cristaux sont généralement de petites dimensions : les diamètres moyens sont situés entre 20 et 60 μ , très peu dépassent 100 μ . Le diamètre augmente de la paroi particulaire vers le centre des pores. Enfin, les cristaux ont une extinction franche.

La calcite précipitée autour des débris d'Echinodermes a un comportement particulier : elle ne comporte qu'une seule plage cristalline syntaxiale c'est-à-dire dont l'orientation optique est la même que celle du débris (anglais : syntaxial rim) (Pl.4, fig.4).

- Micrites. Certains ciments sont micritiques, soit parce que la finesse des cristaux précipités les rend indiscernables au microscope, soit parce qu'ils s'y mêlent des impuretés entraînées par les eaux vadoses. Ces silts vadoses sont les plus fréquents au voisinage d'anciens sols, matérialisés par des traces de racines (dunes à éboulis des Lecques, remplissage Pomègues, sablière Riou). On verra par la suite les différences qui existent entre ces micrites et celles qui ont une origine marine.

C - Remarques sur les affleurements étudiés :

- Les échantillons analysés présentent, en totalité ou en partie, les caractéristiques qui viennent d'être décrites. En particulier, les cordons littoraux des Lecques, de Bandol, de Sauviou sont incontestablement des formations de plage par leur caractéristiques de terrain, mais leur lithification n'est pas marine. Leur préservation a été assurée par leur couverture dunaire ; cela peut expliquer la rareté de ces vestiges littoraux. De même, le remplissage karstique de Pomègues, cimenté sous conditions sub-aériennes, ne peut marquer un stationnement de la mer.

- Dans les affleurements offrant plusieurs niveaux bien individualisés (Les Lecques, Bandol), on observe que les pores des roches tendent à être de plus en plus obturés par la mosaïque calcitique au fur et à mesure que l'on progresse vers le bas des couches. Cela ne fait que traduire l'observation de terrain suivant laquelle les couches inférieures sont plus consolidées que les couches supérieures, ce qui est logique puisque les dépôts de calcite s'effectuent grâce à la circulation *per descensum* des eaux vadoses. Dans cet ordre d'idée, la comparaison des niveaux 1, 2 et 3 de Bandol et des Lecques, indique qu'ils sont pétrographiquement équivalents ; en particulier les deux niveaux 3 (dunes à éboulis des Lecques, dune supérieure de Bandol) ont un ciment limité à une couche unique à la surface des grains, la porosité résiduelle demeurant importante. Cela confirmerait le synchronisme des niveaux marins marqués par les cordons littoraux.

Gavish et Friedman (1969) ont montré, sur les éolianites des côtes méditerranéennes d'Israël, que ces faibles cimentations sont limitées aux dunes datant du dernier glaciaire (7.000 à 10.000 ans B.P. d'après les auteurs). Les caractéristiques telles que : dissolution de l'aragonite, obturation quasi-complète des pores par la calcite précipitée sont acquises par les dépôts du dernier interglaciaire (estimés entre 80.000 et 100.000 ans B.P.) ; il ne semble pas y avoir de changement majeur dans les dépôts

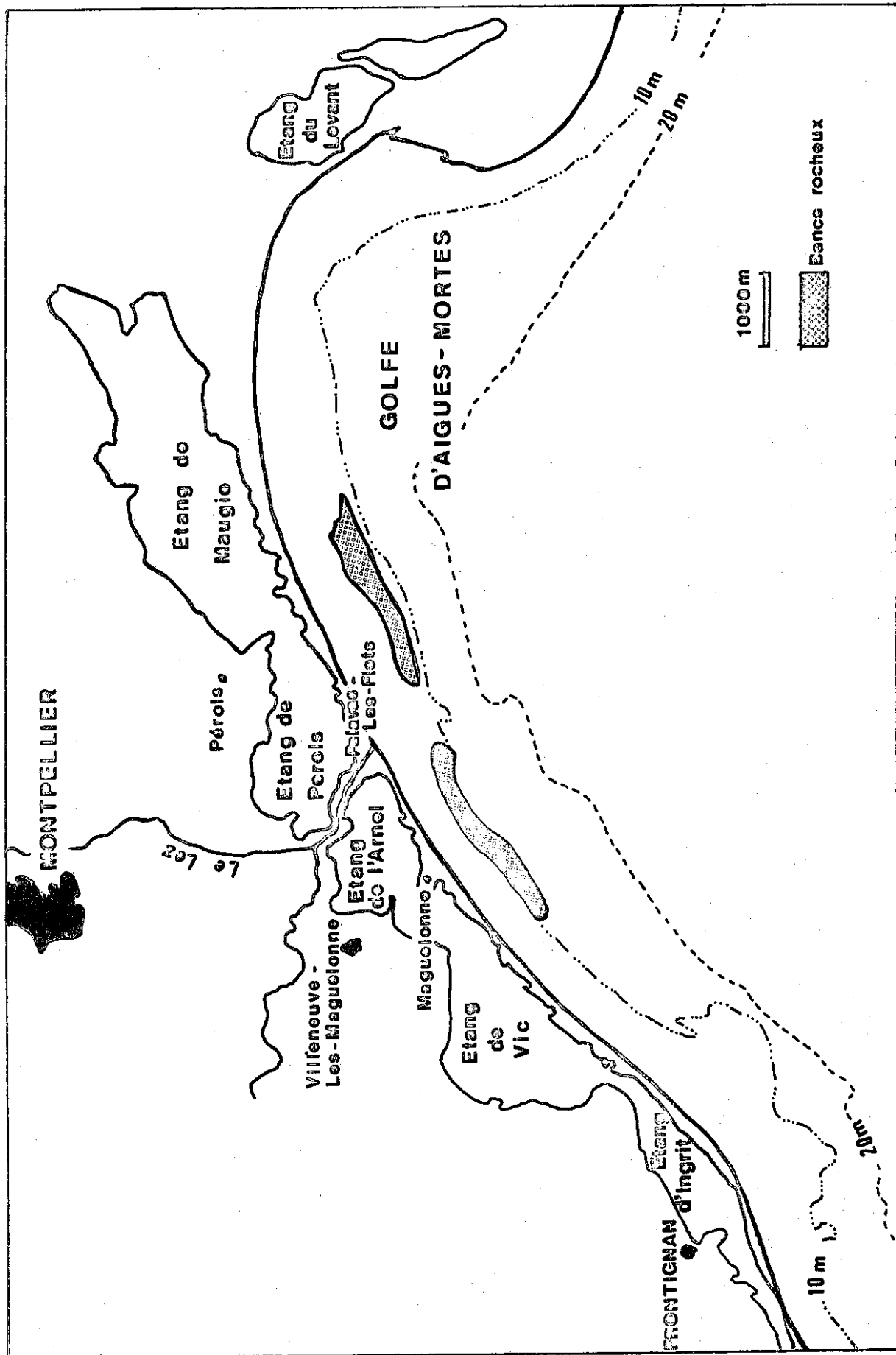


Figure 8. Carte de situation des roches de Maguelonne.

plus anciens étudiés par ces auteurs (avant-dernier et antépénultième interglaciaire, Néogène). Ces considérations montrent qu'il est vite difficile d'avoir des renseignements sur l'âge, même relatif, des dispositifs dunaires d'après leurs textures pétrographiques, celles-ci étant tôt acquises.

III - CAS PARTICULIER : LA LITHIFICATION PHREATIQUE EN DOMAINE ESTUARIN.

Les roches que je décrirai à présent sortent sensiblement du cadre géographique fixé dans la première partie. Je les inclurai cependant dans cette étude, car leurs caractéristiques texturales sont fort originales, différentes en tous cas des exemples vus précédemment.

A - Situation et caractères de terrain (fig.8) :

A l'Ouest du delta rhodanien, au large de Carnon et Palavas, une série de bancs rocheux sous-marins affleure entre 5 et 10 m de fond, épousant les isobathes du golfe d'Aigues-Mortes dont le littoral est bordé d'une succession d'étangs isolés de la mer par des cordons littoraux. Ces bancs sont démantelés par les tempêtes et de nombreux blocs sont rejetés sur la plage ; on y distingue deux faciès : des grès à grain fin, micacés, de teinte brunâtre, et des conglomérats à graviers roulés de 3 à 6 mm, renfermant des Mollusques de grande taille.

Ces affleurements ont été étudiés par Paulus (1948) et Duboul-Razavet (1965), dont je résumerai les conclusions.

Du point de vue paléontologique, on relève une faunule de Mollusques dont le caractère essentiel est "d'être surtout composée d'espèces de plages sablo-vaseuses et d'estuaire", accompagnée de quatre espèces de mers chaudes, aujourd'hui éteintes sur le littoral du delta : *Eastonia rugosa* Chemn., *Glycymeris aldourandi* Men ; *Pecten maxima* L., *Tapes carmonensis* Paulus. La présence de ces dernières espèces permettrait d'attribuer un âge tyrrhénien à ces affleurements.

Duboul-Razavet note que les bancs s'interrompent au débouché des cours d'eau côtier (Le Lez, Le Mazet) et qu'ils semblent moins profonds à l'Ouest (Maguelonne) qu'à l'Est (Carnon), où ils disparaîtraient sous les alluvions du Rhône au niveau des Saintes Maries de la Mer. On remarquera que leur disposition suit assez exactement le rivage sud des étangs littoraux.

B - Minéralogie :

Les différents échantillons analysés montrent des caractères assez courants. L'aragonite est indiscernable ; la calcite est faiblement magnésienne, avec cependant des teneurs en $MgCO_3$ comprises entre 3 et 5 %, donc légèrement supérieures aux teneurs des éolianites. La cristallinité de la calcite est excellente. Ces roches contiennent en outre des pourcentages variables de quartz et de feldspaths.

C - Caractères texturaux (pl.5) :

1°) Organismes (pl.5, fig.1 et 3) :

Les tests de Mollusques sont entièrement recristallisés, en grandes plages de calcite brunâtre, pléochroïque. Les microstructures des coquilles sont parfaitement respectées. Ces caractères indiquent clairement que la transformation s'est effectuée sans dissolution préalable de la calcite ou de l'aragonite initiale (Bathurst, 1964).

2°) Ciments :

- Ciment primaire (pl.5, fig.1 et 2). On observe à la partie inférieure de certains grains un dépôt de calcite en forme de lobes arrondis. Les cristaux sont légèrement brunâtres ; ils sont allongés perpendiculairement à la surface du grain et leur diamètre augmente avec la distance au grain. Cette texture est très voisine de celle des stalactites et stalagmites karstiques. Il s'agirait ici de stalactites microscopiques formées par l'évaporation de gouttelettes retenues par capillarité à la partie inférieure des grains. Ce type de ciment asymétrique a été décrit dans différents milieux ; lorsque l'eau est douce, d'origine vadose, la calcite est faiblement magnésienne, ce qui est le cas présent (Dunham, 1969). Si l'eau est d'origine marine, le ciment micro-stalagmitique est en aragonite ou en calcite magnésienne ; c'est le cas de certains beach-rocks, situés au-dessus du niveau des basses-mers, dont les pores sont alternativement occupés par de l'air et de l'eau marine (Taylor et Illing, 1969).

- Ciment principal (pl.5, fig.1-2-3). Le ciment micro-stalagmitique n'est pas constant ; de très nombreux grains en sont totalement dépourvus. Il représente une étape fugace de la cimentation.

L'essentiel de celle-ci est en effet assurée par de la calcite non magnésienne, en mosaïque sparitique, qui diffère en certains points

du ciment des éolianites, notamment par la grande dimension de ses éléments. Le diamètre des cristaux de calcite est d'autant plus grand que les espaces interparticulaires sont importants :

. Dans les roches à grain fin (grès), les diamètres se situent entre 150 et 500 μ ; certaines plages englobent plusieurs éléments détritiques.

. Dans les conglomérats, où les grains sont plus distants, les cristaux sont extraordinairement développés, certains atteignent 2.000 μ (2 mm) de diamètre. Ils sont fréquemment en continuité optique avec les plages des tests de Mollusques recristallisés.

Cette calcite est sans aucun doute précipitée, car il n'y a aucune trace de texture antérieure dont elle aurait pu provenir par recristallisation. De ce fait, deux observations, déjà effectuées par Land (1970) mettent en défaut deux règles de Bathurst (1964) permettant de distinguer un ciment d'une sparite néomorphique. Tout d'abord, il n'y a généralement pas accroissement de la dimension des cristaux vers le centre des pores : les grandes plages jouxtent directement les grains. Puis, les intersections entre trois plages cristallines forment rarement l'angle de 180° caractéristique, en principe, d'un ciment.

Les critères de Bathurst ont été énoncés dans le cas particulier des recristallisations des tests, intervenus à un stade tardif de la diagenèse. Dans l'exemple examiné ici, la similitude des cristaux des tests et du ciment principal, soulignée par leur fréquente continuité optique, indique que recristallisation et cimentation se sont effectuées simultanément, à un stade précoce de la diagenèse. Les règles, encore valables pour les tests, ne le sont alors plus pour le ciment.

D - Interprétation :

La grande dimension des cristaux évoque une précipitation rapide, une sorte de "prise en masse" dans un milieu saturé en carbonate de calcium, affectant également les tests d'organismes. D'après Buchley (1951) et Land (1970), ce type de texture se développe en milieu phréatique, thermiquement stable, à la faveur d'une perte en CO₂.

Le ciment primaire micro-stalagmitique est probablement dû à un début d'infiltration d'eau douce. A la suite de cet épisode, éphémère puisque sa manifestation est très limitée, la roche s'est trouvée baignée dans une nappe phréatique, liée sans doute à la présence des étangs et

des cours d'eaux côtiers. C'est au sein de cette nappe que se serait accomplie la diagenèse conduisant au dépôt des grands cristaux de calcite à la faveur d'un dégazage. Cela suppose une saturation de la nappe en CaCO_3 allochtone, puisque le sédiment ne montre aucun indice de dissolution.

CONCLUSION.

Les affleurements littoraux pléistocènes de Basse-Provence se sont lithifiés en milieu sub-aérien, par l'action des eaux météoriques vadoses et phréatiques. Les principales caractéristiques de cette diagenèse sont :

- Le "lessivage" du magnésium contenu dans la calcite des organismes marins, sans modification de leur texture.

- La dissolution de l'aragonite, avec formation d'une porosité secondaire (anglais : moldic porosity).

- La précipitation de calcite faiblement magnésienne dans les pores, à partir des surfaces granulaires, formant une mosaïque de cristaux sparitiques. Cette calcite représente un ciment *sensu stricto*.

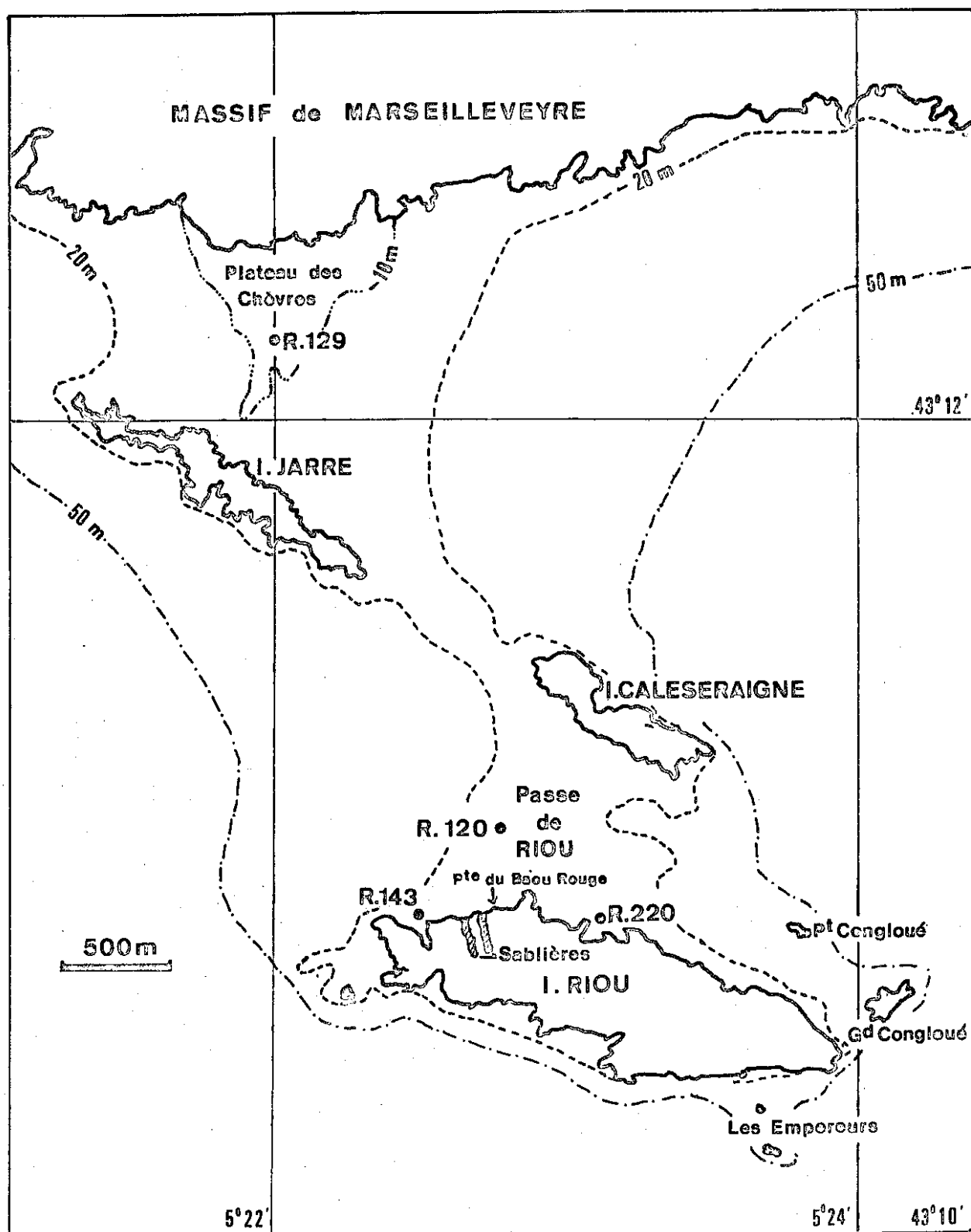


Figure 9. Carte de l'archipel de Riou.

L'isobathe -20 m reliant Riou à la côte représente le littoral probable au Néolithique cardial. A cette époque, l'archipel formait un tombolo.

CHAPITRE II

EXEMPLES DE LITHIFICATIONS SOUS-MARINES RÉCENTES,

PAR PETITS FONDS

J'examinerai à présent deux exemples de roches lithifiées récemment en milieu sous-marin et y étant demeuré ; on verra ainsi en quoi elles diffèrent des cimentations en eau douce, dont je viens de rappeler les caractéristiques.

I - LES GRES DU PLATEAU DES CHEVRES (fig.9 ; Ech. R.129) :

Le plateau des Chèvres s'étend de la côte de Marseillevéyre jusqu'à l'île de Jarre ; sur une distance d'environ 900 m, la couche d'eau ne dépasse pas 10 m d'épaisseur. Des pointements rocheux émergent du sédiment meuble actuel, à la profondeur de 8 m. Les échantillons ont été prélevés au cours de plongées en scaphandre autonome.

Macroscopiquement, ces roches se présentent comme des grès à grain fin et à ciment calcaire. Elles sont assez fortement corrodées par les animaux perforants, et encroûtées par des Algues calcaires.

A - Minéralogie :

Le quartz est très abondant ; il est accompagné d'une faible quantité de feldspaths. Les minéraux carbonatés sont : la calcite faiblement magnésienne (environ 44 %), la calcite fortement magnésienne (environ 46 %). Les pics des deux minéraux sont aigus et nettement séparés. La calcite magnésienne contient 18 % de CO_3Mg dans son réseau (Pic à 2,98 Å).

B - Caractères pétrographiques :

1°) Éléments figurés :

Le comptage des grains en lame mince donne les pourcentages suivants :

- Grains siliceux (quartz, feldspaths, graviers de roches vertes d'origine alpine, par ordre d'importance) : 84 %.

- Grains calcaires provenant des assises crétacées de la côte : 10 %.

- Débris calcaires organiques (Foraminifères benthiques, fragments de Mollusques, Corallinacées) : 6 %.

L'examen morphoscopique des grains de quartz après désagrégation par l'acide chlorhydrique fournit la composition suivante, pour les grains de 0,3 mm de diamètre : non usés 88 %, émoussés luisants : 8 %, ronds mats : 4 %. Les grains émoussés-luisants, indices d'une usure par l'eau, sont rares sur les plages méditerranéennes, où les distances de transport sont faibles au voisinage des littoraux rocheux accores. Ainsi le sédiment est assez voisin, par ses éléments figurés, de celui des plages ou des dunes côtières. Il est très différent, en tous cas, du sédiment meuble actuel du plateau des Chèvres, qui est un sable grossier ou un petit gravier, à dominante organique (sable à *Amphioxus*, Pérès et Picard, 1964 ; Picard, 1965).

2°) Ciment :

- Minéralogie du ciment : Le ciment n'a pu être analysé isolément. Cependant, l'examen des pourcentages fournit, de façon indirecte sa composition minéralogique. En effet, le pourcentage en lame mince, des grains calcaires crétacés, constitués de calcite non magnésienne (10 %) est supérieure au pourcentage des débris organiques (6 %) dont au moins une partie (Corallinacées, Foraminifères) est en calcite magnésienne. D'après le diffractogramme la calcite magnésienne l'emporte sur la calcite pure. Il s'ensuit que cet excès de calcite magnésienne ne peut provenir que d'un élément non décompté en lame mince, c'est-à-dire le ciment. Autrement dit, la calcite non magnésienne provient des grains calcaires crétacés, la calcite fortement magnésienne essentiellement du ciment, en partie des débris bioclastiques.

- Texture (pl.6, fig.1) : Le ciment est constitué par une frange isopaque de calcite, disposée radialement autour des éléments ; son épaisseur moyenne est de 25 μ . Les franges s'accroissent entre elles selon une ligne brisée, ou se terminent dans un vide interparticulaire.

A fort grossissement, la calcite a un habitus microsparitique. Les cristaux sont aciculaires, allongés perpendiculairement à la surface

des grains ; leur section maximale est de 10μ , leur longueur, celle de la frange (25μ) ; les terminaisons dans les pores sont souvent enhédrales, triangulaires.

Certains pores sont comblés par un sédiment interne d'origine marine, micrite renfermant de fins débris d'organismes, présentant par endroits une texture péloïdale.

C - Commentaires :

Le matériel figuré est semblable à celui des plages ou des très faibles fonds de la région. La minéralogie et la texture du ciment sont analogues à celles de certains beach-rocks actuels, décrits notamment par Taylor et Illing (1969) dans le golfe Persique, et Alexanderson (preprint 1972) en Méditerranée.

Aucun indice, ni morphologique, ni minéralogique, ne donne à penser que la roche ait émergé postérieurement à sa cimentation : en effet, les grès ne montrent pas de traces d'érosion sub-aérienne et la calcite magnésienne n'a pas évolué vers la calcite pure plus stable, comme c'est la règle en milieu sub-aérien (voir ch. suivant). Enfin, la formation de ces roches n'est pas strictement actuelle, puisque leurs éléments diffèrent de ceux des sédiments meubles environnants.

On peut, d'après ces remarques, interpréter le grès du plateau des Chèvres comme un beach-rock marquant un niveau de stationnement de la mer vers -8 m. Ce niveau serait récent, puisqu'il ne semble pas que la roche ait émergé, ce qui aurait été le cas si elle s'était formée avant la période post-glaciaire. Il y a donc là l'indice probable d'un niveau marin appartenant à la transgression versilienne, équivalent probable du stade de -7 m qui d'après Bonifay et al. (1971), correspondrait dans la région de Marseille à un assez long stationnement de la mer entre 4.050 et 2.700 ans B.P.

II - LES CALCAIRES A ALGUES DE LA PASSE DE RIOU (fig.9) :

A - Caractères généraux :

Plusieurs blocs de calcarénites et calcirudites ont été arrachés par dragage dans la passe située entre Riou et Caleseraigne, à des profondeurs de 15 à 18 m. Ces roches sont constituées d'Algues calcaires libres, enchevêtrées ; le sédiment est macroscopiquement identique à

celui des fonds de maërl, faciès du détritique côtier (Pérès et Picard, 1964). Il s'agit probablement d'une dalle rocheuse normalement recouverte par les sédiments meubles actuels, du type sable à Amphioxus (Picard, 1965), épisodiquement balayés par de violents courants déterminés par les tempêtes de vent d'Est (Blanc-Vernet, 1969).

La cohésion générale est faible ; la roche demeure en grande partie friable sous les doigts ; certaines zones sont cependant mieux indurées ; elles correspondent à la présence d'une poudre blanche entre les éléments bioclastiques. L'aspect général est frais ; il n'y a pas de trace de corrosion, peu de perforations et d'encroûtements d'origine biologique.

Les évaluations d'âge au ^{14}C ont été effectuées sur les Algues calcaires, facilement isolées grâce à la friabilité des roches (mesures du Centre Scientifique de Monaco).

Le tableau suivant résume les caractéristiques de ces échantillons :

N° Echant.	Total			Péloïdes + ciment			Algues calcaires	
	% Arago- nite	% cal- cite	% CO_3Mg dans calcite	% Arago- nite	% cal- cite	% CO_3Mg dans calcite	% CO_3Mg dans calcite	Age ^{14}C B.P.
R 120	35	65	16	56	44	17	16	1200 \pm 130
R 143	20	80	16				16	1300 \pm 130
R 220	43	57	17				16	

Les échantillons ne diffèrent que par leurs teneurs respectives en Aragonite et calcite. On note une augmentation du pourcentage en aragonite dans l'ensemble péloïde - ciment, par rapport au pourcentage global. Les âges peuvent être considérés comme identiques, compte tenu de la précision de la méthode.

B - Caractères pétrographiques (pl.6, fig.2-3-4) :

1°) Organismes :

On a vu que les organismes dominants sont les Algues calcaires;

elles appartiennent aux espèces *Lithothamnium calcareum* et *Lithothamnium solutum* normalement libres sur le fond. Il s'y ajoute de rares tests de Pélécypodes (notamment *Venus casina*), de Gastropodes, des débris d'Echinodermes.

La microfaune étudiée par Blanc-Vernet (1969) comprend d'abondants *Miliolidae* et *Textularidae* ; elle est très comparable à celle des fonds de maërl actuels, notamment par son stock circalittoral : *Textularia*, *Eponides repanda*, *Cibicides rhodiensis*.

2°) Péloïdes :

Dans les parties les plus consolidées, les espaces interparticulaires sont occupés par des boulettes micritiques de 30 à 50 μ de diamètre. On sait que ce matériel peut avoir plusieurs origines : il peut s'agir de déjections d'animaux (pelotes fécales), de particules organiques transformées en micrite par l'action d'Algues (Purdy, 1963, 1968 ; Bathurst, 1966), ou encore de grumeaux précipités à l'état micritique (Taylor et Illing, 1969). Lorsque le mode de formation n'est pas connu, j'emploierai le terme descriptif "péloïde", préconisé par McKee et Gutschick (1969) in Bathurst (1971).

3°) Ciment :

La cimentation extraparticulaire est assurée par des cristaux microsparitiques, de 5 à 10 μ de diamètre. Elle est très discrète lorsque les organismes sont contigus (zones friables). Les cristaux sont mieux développés à la périphérie des péloïdes (pl.6, fig.3 et 4) qui en apparaissent hérissés (zones indurées). La minéralogie de l'ensemble péloïdes-ciment (tableau) suggère que les premiers sont en aragonite, le second en calcite magnésienne, compte tenu du fait que les cristaux n'ont pas l'habitus aciculaire de l'aragonite.

La calcite magnésienne a précipité également dans les conceptacles des lithothamniées, sous forme fibreuse, en éventail.

C - Commentaires :

On a vu que les éléments bioclastiques de ces roches sont différents de ceux qui constituent les sédiments meubles actuels de la passe Riou-Caleseraigne ; ils sont par contre analogues aux éléments du maërl. Or les fonds de maërl se draguent à une profondeur d'environ 40 m ; les

plus proches se trouvent entre les îlots du Petit Conglu et du Grand Conglu, vers l'extrémité orientale de Riou (Picard, 1965). La profondeur de -18 m n'est donc en principe pas suffisante pour permettre l'installation de ce biotope, qui nécessiterait un plan d'eau situé à 15 ou 20 m plus haut. Cette déduction est donnée par Blanc-Vernet (1969), qui était ainsi amenée, en l'absence de datation, à rattacher ces roches à un cycle transgressif attribué, à titre d'hypothèse, au Tyrrhénien. Leurs âges mesurés au ^{14}C , très compatibles avec la précarité de leur lithification, montrent qu'il n'en est pas ainsi : il y a 1300 ans le niveau de la mer était très probablement identique à l'actuel, à quelques centimètres près. L'accumulation des Algues du Maërl à -18 m doit donc recevoir d'autres explications. J'en proposerai deux :

1 - Le sédiment proviendrait de -40 m et aurait été amené à sa profondeur actuelle par des courants de fond. Cependant, la présence en Méditerranée, de courants suffisamment violents pour une telle action, est très hypothétique.

2 - Une forte turbidité de l'eau a pu contraindre les Algues à gagner une moindre profondeur, pour disposer de la quantité de lumière nécessaire à leur croissance. Ce phénomène se produit en Manche, où le Maërl peut remonter jusqu'au niveau des B.M.G.V.E. dans les zones de turbidité intense (Pérès, 1961). Il m'apparaît donc comme probable.

En résumé, les calcaires de la passe Riou-Caleseraigne sont de bons exemples de roches à un stade précoce d'une diagenèse qui s'est déroulée en milieu indubitablement sous-marin. Le sédiment apparaît particulièrement favorable à la lithification (Algues enchevêtrées). Ce cas particulier montre en outre que la situation de certaines roches, anormale par comparaison aux fonds actuels, peut avoir une autre cause qu'une variation du niveau de la mer. On entrevoit ainsi combien peut être délicate et sujette à erreur une interprétation bathymétrique basée sur la seule observation des faciès sédimentaires.

III - CONCLUSION.

L'étude de ces deux exemples de lithification sous-marine récente conduit, en Méditerranée occidentale, à des résultats en accord avec les travaux menés par divers chercheurs (voir en particulier, pour le domaine littoral : Alexanderson (1969), Taylor et Illing (1969), Shinn (1969)), contredisant l'assertion de Friedman (1964) suivant laquelle "en présence de l'eau de mer, la lithification ne se produit habituellement pas". Ces

roches sous-marines, en début de leur diagenèse, présentent des caractéristiques simples qui les distinguent des éolianites :

- La minéralogie et la texture des organismes marins sont préservés. L'aragonite et la calcite fortement magnésienne ne subissent pas de dissolution, congruente ou incongruente.

- La cimentation est assurée par la calcite fortement magnésienne, qui cristallise en franges isopaques, symétriques (beach-rock du plateau des Chèvres) ou par un complexe aragonite-calcite fortement magnésienne (maërl de Riou).

CHAPITRE III

EXEMPLES DE MODIFICATIONS DIAGENÉTIQUES PROVOQUÉES

PAR UN CHANGEMENT DE MILIEU

Dans les chapitres précédents, j'ai étudié des exemples de diagenèse simples, soit parce que les roches sont restées dans leur milieu de lithification initiale, soit parce qu'elles sont trop récentes pour avoir subi des modifications. Ainsi l'action des eaux douces se caractérise par le lessivage du magnésium des organismes et la précipitation de calcite non magnésienne, tandis qu'en milieu marin, la calcite se présente sous sa forme fortement magnésienne, qu'elle soit organiquement ou chimiquement précipitée.

Je me propose ici de décrire des roches qui, se trouvant actuellement par faibles fonds, ont pu changer de milieu plus ou moins temporairement, au gré des variations pléistocènes du niveau marin. On verra ainsi les effets d'une émergence sur les roches marines et d'une immersion sur les roches sub-aériennes.

I - LES REMPLISSAGES DES GROTTES SOUS-MARINES.

Les explorations du littoral calcaire au scaphandre autonome ont permis de reconnaître l'existence d'un certain nombre de grottes sous-marines d'origine karstique (Corroy, Gouvernet et al., 1958 ; Froget, 1963), présentant des indices de remplissages pléistocènes (Froget, 1966). A l'initiative de E. Bonifay, des fouilles de longue durée ont été entreprises, avec le concours de la Direction des Recherches Archéologiques sous-marines de Marseille mis en oeuvre à bord du navire Archéonaute. Ainsi, E. Bonifay et J. Courtin ont consacré plusieurs campagnes à la grotte des Trémies à partir de 1968, tandis qu'une fouille préliminaire, dont je suis responsable, a été effectuée en 1972 dans les galeries du Veyron.

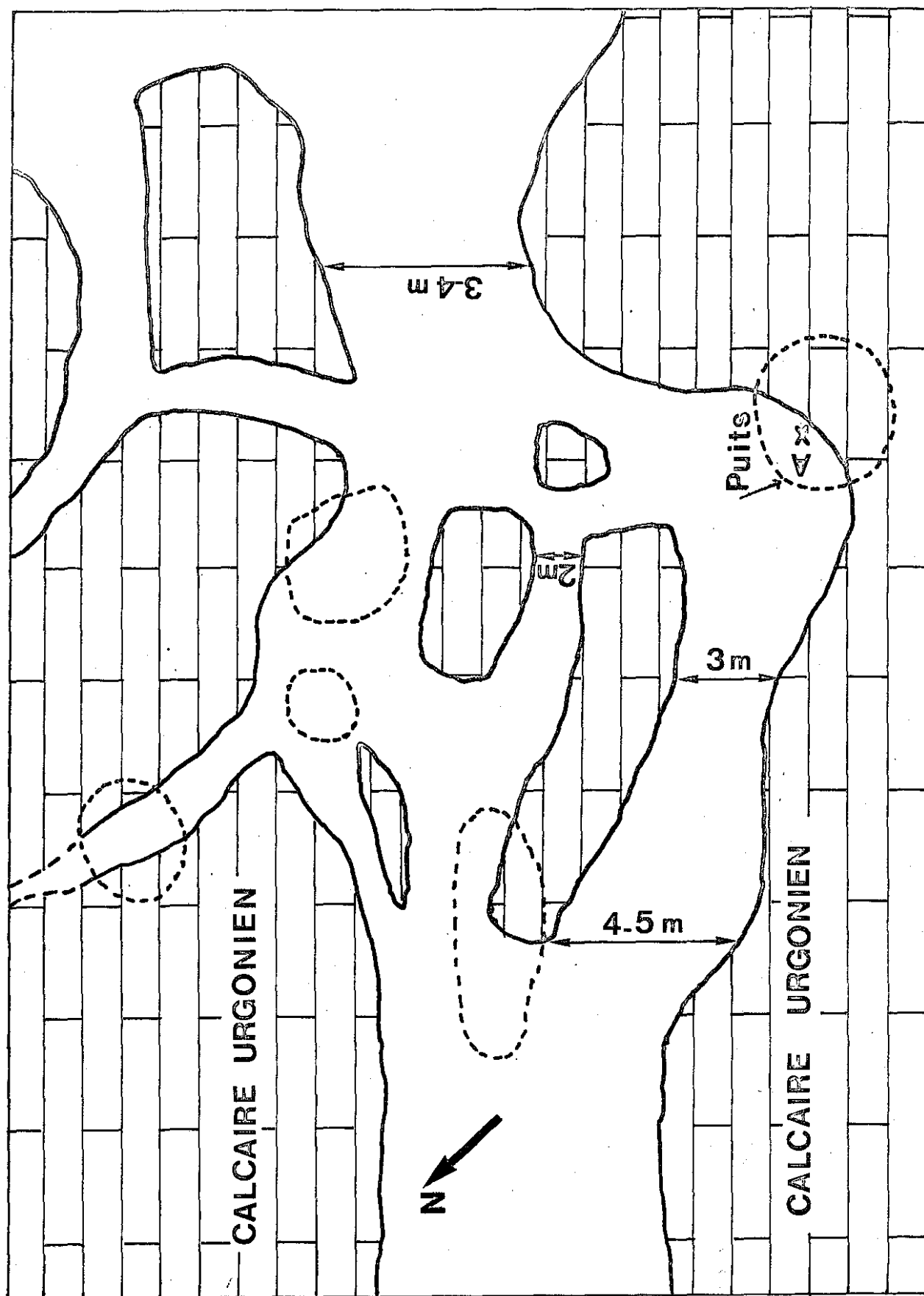


Figure 10. Plan schématique du réseau karstique du Veyron.

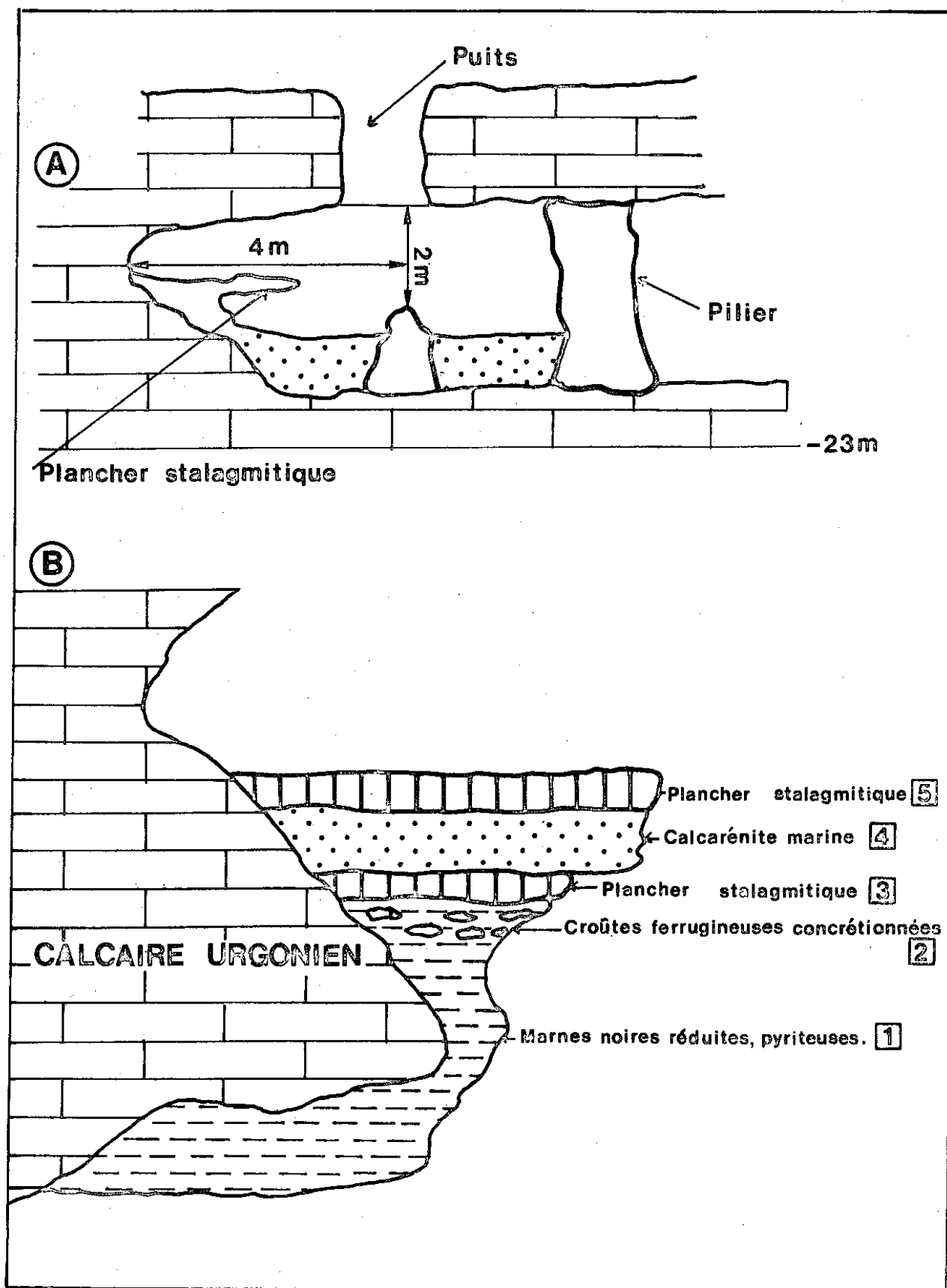


Figure 11. Coupe schématique du remplissage pléistocène du Veyron.

A - Le réseau karstique du Veyron :

1°) Situation (fig.1) :

Ce haut-fond rocheux se trouve à environ 3,5 milles (6 km) de la côte et à un mille (1,8 km) dans le Nord-Est de l'île Planier, au Sud de Marseille. Il forme un plateau qui s'étend largement vers le NE à des profondeurs variant entre -20 et -30 m ; il est dominé vers le SE par une arête verticale culminant à -13 m. Autour du plateau, le fond descend assez brusquement vers le N, jusqu'à 60 m, en pente plus douce vers l'E et le S jusqu'à l'île Planier. L'ensemble Veyron-Planier est entouré par des fonds sableux supérieurs à 60 m.

2°) Description sommaire du karst (fig.10)

Le réseau karstique présente deux grandes galeries creusées dans le calcaire urgonien, de 2,50 à 5 m de large sur 1,50 à 2 m de haut et une dizaine de mètres de longueur, unissant deux salles dont le plafond et partiellement effondré, d'où partent de très nombreuses galeries de petites dimensions. Des puits verticaux larges de plus de 2 m percent la roche sur 5 à 7 m. Ces galeries s'orientent suivant deux dimensions principales : NNW-SSE et E-W ; leur plancher se trouve à la profondeur moyenne de 25 m.

3°) Le remplissage pléistocène (fig.11) :

Une coupe pratiquée à la suceuse et au marteau piqueur, a permis d'observer la succession suivante, de bas en haut, :

- Marnes noires pyriteuses (1), contenant des nodules ferrugineux creux, concrétionnés (2) particulièrement à leur partie supérieure.
- Plancher stalagmitique (3)
- Calcarénite à organismes marins (4)
- Plancher stalagmitique (5), d'une dizaine de centimètres d'épaisseur.

Les niveaux (1), (2) et (3) sont très certainement continentaux. Les nodules ferrugineux et les marnes noires se sont déposés dans un marécage ; ils correspondent en effet parfaitement aux "minerais en haricot" ("bean-ores") et à leurs formations associées, dont Borchert (1960) explique ainsi la genèse : le fer précipite sous forme de limonite en concrétions sphéroïdales au contact d'eaux oxygénées infiltrées dans un karst et de solutions contenant du bicarbonate de fer, élaborées en milieu marécageux. D'après la topographie locale, l'installation d'un marécage au

Veyron suppose que le niveau de la mer devait être inférieur à 60 m.

La calcarénite (4) témoigne d'une invasion des galeries par la mer, à la suite de quoi une nouvelle émergence est marquée par le plancher stalagmitique (5), qui surmonte directement (4).

La chronologie de ces dépôts demeure encore indéterminée. On peut formuler deux hypothèses :

- (1), (2), (3) : Riss
- (4) : Tyrrhénien
- (5) : Würm
- (1) (2) (3) : Würm I
- (4) : Würm I-II (Néotyrrhénien)
- (5) : Würm III, Würm IV.

Les dosages du ^{14}C indiquent que les niveaux (4) et (5) ont un âge situé au-delà des limites mesurables par la méthode (supérieur à 37.000 ans B.P.).

B - La grotte des Trémies :

Les renseignements suivants sont extraits d'un rapport inédit de Bonifay et Courtin (1970).

1°) Situation :

La grotte des Trémies se trouve dans la baie de Cassis, sur le versant oriental du cap Cacao séparant les calanques de Port-Miou et Port-Pin. En cet endroit, la falaise se poursuit verticalement sous le niveau de la mer jusqu'à 15 à 30 m de profondeur. Le porche de la grotte s'ouvre entre 11 et 17 m de profondeur, sur une largeur supérieure à 20 m. La grotte est profonde de près de 60 m. Elle est creusée dans le calcaire barrémien à faciès urgonien.

2°) Le remplissage pléistocène (fig.12) :

La stratigraphie générale se compose de trois ensembles. A partir du haut :

- ensemble I : vases coquillères et sables marins meubles, datés de 5720 ans B.P. à l'actuel (Bonifay et al., 1971).
- ensemble II : blocaille argileuse.
- ensemble III : sédiments anciens consolidés.

L'ensemble III comporte plusieurs horizons de haut en bas :

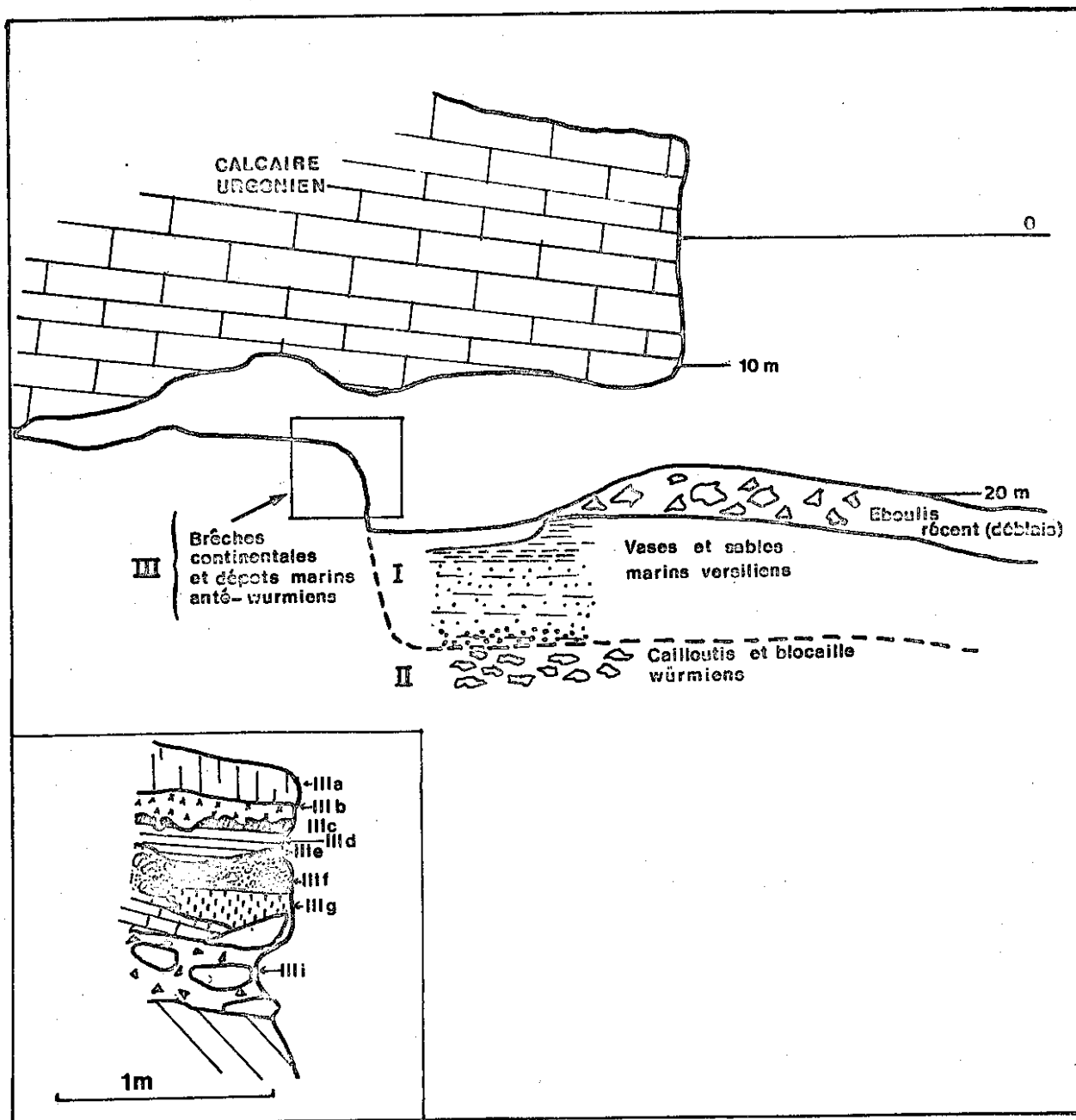


Figure 12. Coupe schématique du remplissage de la grotte des Trémies .(d'après Bonifay et Courtin,1970).

- IIIa - Plancher stalagmitique.
- IIIb - Calcaire marin.
- IIIc, IIId, IIIe - Brèches continentales brunes.
- IIIf - Couche marine.
- IIIg, IIIi - Brèches continentales rouges .

- couche IIIa : plancher stalagmitique de 0,10 à 0,40 m d'épaisseur.
- couche IIIb : calcaire blanc marin à Madréporaires, épais de 0,05 à 0,20 m.
- couche IIIc, IIId, IIIe : brèches continentales brunes ou rougeâtres, très dures, riches en ossements de micro-mammifères. épaisseur 0,20 à 0,35 m.
- couche IIIf : brèches jaunâtres, contenant quelques galets et coquilles marines. Epaisseur 0,05 à 0,40 m.
- couches IIIg, IIIi, IIIi' : brèches continentales à blocs d'urgonien anguleux dans un ciment jaunâtre (IIIg, IIIi') ou rouge vif (IIIi).

D'après Bonifay et Courtin, la chronologie s'établit comme suit :

IIIa : Würm

IIIb : Tyrrhénien (Riss-Würm), correspondant à un niveau situé vers -2, -3 m.

IIIc, IIId, IIIe : Riss continental

IIIf : Sicilien moyen (Mindel-Riss) marin

IIIg, IIIi, IIIi' : Mindel probable, continental.

Les grottes sous-marines sont donc partiellement remplies de dépôts alternativement continentaux et marins, inconnus sur le continent parce que liés aux fluctuations eustatiques de la mer. Leur stratigraphie éclaire précisément ces fluctuations et donne une idée de certains paysages locaux (marécages du Veyron). Parmi ces dépôts, je m'intéresserai particulièrement aux couches marines (4) du Veyron et IIIb des Trémies, les plus récentes. Toutes deux ont émergé et ont été soumises à l'action eaux douces, comme l'attestent les planchers stalagmitiques qui les surmontent, avant d'être de nouveau immergées sous le niveau actuel.

C - Minéralogie des couches marines :

1°) Couche marine du Veyron (R 215) :

L'aragonite représente environ 20 % de la roche. Le pic de la calcite est dédoublé : on peut déceler ainsi une calcite contenant 7 à 8 % de CO_3Mg et une calcite à 14 % de CO_3Mg . La première est la plus abondante.

2°) Couche marine supérieure des Trémies (R. 163) :

Cette roche comporte environ 30 % d'aragonite. La calcite est également mixte : le maximum du pic correspond à une calcite contenant

3 % de CO_3Mg , donc faiblement magnésienne, prédominante ; en décrochement sur la retombée du pic définit une calcite à 10 % CO_3Mg

D - Caractères texturaux :

1°) Veyron :

a - Eléments figurés.

Les organismes sont, par ordre d'importance : Algues calcaires, Gastropodes, Foraminifères, Echinodermes. On trouve en outre un stock minéral abondant (quartz et autres minéraux).

b - Ciment (pl.6, fig.5).

Le ciment est constitué de calcite sparitique en franges isopaques, du type "beach-rock" (voir chapitre II). Dans les remplissages d'organismes, cette calcite vue en section donne une mosaïque à fins éléments (20 à 40 μ), d'apparence analogue à la calcite de précipitation sub-aérienne vadose ; cependant, les cristaux ont une *extinction ondulente*, *dénnotant une texture fibreuse de la calcite*, caractère que l'on retrouve dans toutes les mosaïques de précipitation sous-marine.

Les pores et les perforations sont remplis soit par des péloïdes cimentés par de fins cristaux de calcite (type maërl, chapitre II), soit par une micrite brune, sans texture particulière.

L'intensité des teintes obtenues par l'alizarine en solution basique indique que les organismes (particulièrement les Algues), et le ciment sparitique primaire correspondent à la calcite contenant 8 % de Mg, les micrites de remplissage à la calcite à 14 % Mg.

c - Interprétation.

Le ciment primaire, magnésien, est d'origine marine. Sa teneur en magnésium, ainsi que celle des organismes, est nettement plus faible que celle des roches sous-marines récentes n'ayant pas émergé (ch.II). On ne peut attribuer cette perte en magnésium qu'à l'action des eaux douces au cours de l'émergence, en notant bien que le "lessivage" n'est pas total.

Les micrites de remplissage ont une teneur en magnésium approchant des teneurs des roches sous-marines type. Ne semblant pas avoir subi l'émergence, leur mise en place se serait faite récemment, sous le niveau actuel de la mer.

2°) Les Trémies :

a - Eléments figurés :

La roche renferme des Madréporaires calcitiques (indéterminés), formant une trame qui emprisonne des débris biogènes habituels de la zone littorale : Algues calcaires, Foraminifères, Mollusques, Echinodermes, mêlés à un stock minéral fin (quartz). Les Madrépores constituent encore actuellement un élément important du peuplement des grottes sous-marines, de telle sorte qu'il n'y a pas lieu de s'étonner de leur présence dans cette roche.

b - Cimentation (pl.6, fig.6) :

Les débris organiques sont englobés dans une micrite grise, au microscope. Macroscopiquement, cette micrite est blanche, de consistance crayeuse, s'effritant facilement sous l'ongle. La coloration montre que débris et micrite sont assez fortement magnésiens ; ils doivent correspondre à la fraction calcitique contenant 10 % de CO_3Mg .

De la calcite sparitique en mosaïque a cristallisé postérieurement dans les pores ; les cristaux possèdent les caractères de la calcite de précipitation vadose : faible dimension, extinction franche, De plus, il ne réagissent pas à la coloration : ils correspondent donc à la calcite contenant 3 % de CO_3Mg

c - Interprétation :

Les débris organiques et la micrite sont fortement magnésiens. La perte en magnésium semble légèrement moins élevée que dans le cas du Veyron. Peut être cela est-il dû à la texture générale plus fine (micrite), rendant la roche relativement plus imperméable à la circulation de l'eau douce.

L'émersion se traduit de plus ici par l'adjonction d'une calcite d'origine sub-aérienne dans les pores. Ce caractère est peut être, comme le précédent, lié à la texture de la roche : l'eau, ne pouvant pénétrer dans les zones micritiques, stagnerait au niveau des pores ; le dépôt de la calcite se ferait alors à la faveur d'évaporations successives.

E - Conclusions :

L'action de l'eau douce consécutive à l'émersion de roches à caractères primaires marins, se traduit essentiellement par :

- 1 - une action dégradante, marquée par la dissolution incongruente du magnésium.

2 - une action aggradante, traduite par la cristallisation d'une phase calcitique d'origine vadose.

3 - l'aragonite n'est pas altérée par une émergence dont la durée est de l'ordre de quelques dizaines de milliers d'années.

La première action est prévisible, puisque les roches anciennes, portées à l'air libre, ne contiennent pratiquement plus de magnésium (Chave, 1952) après quelques dizaines de millions d'années. Il faut cependant remarquer qu'elle n'est pas totale, dans le cas des roches pléistocènes étudiées, bien que le milieu, après émergence, soit particulièrement favorable à l'action des eaux douces (karst). Elle peut s'exercer seule, ou accompagnée de la deuxième. Son efficacité semble conditionnée par la texture originelle de la roche ; elle est stoppée par une nouvelle immersion.

II - LES CALCAIRES DU GISEMENT PREHISTORIQUE DE RIOU.

L'une des sablières de l'île Riou renferme les vestiges d'un habitat préhistorique, récemment identifié (Courtin et Froget, 1970). On y trouve des meules, dont quelques-unes sont établies sur des calcaires pléistocènes ; leur faciès, inconnus sur l'île et le continent, donnent des informations indirectes sur certaines modifications diagenétiques.

A - Les vestiges préhistoriques :

La station préhistorique occupait la plus importante des deux sablières de Riou, à l'Ouest de la calanque de Monasteriou. Il s'agissait d'un très vaste habitat de plein air installé sur les sables qui colmataient le ravin. L'exploitation de cette sablière, à la fin du XIXe siècle, détruisit malheureusement les 9/10 du gisement, dont il ne subsiste plus que des vestiges réduits.

Fournier (1897) signale pour la première fois cette station, sans l'identifier. Il mentionne la présence d'ossements humains qui appartenaient d'après les pêcheurs, à des Anglais, car les os de leurs jambes étaient d'une longueur extraordinaire et leur mâchoire garnie de grandes dents blanches (sic). Fournier reconnaît qu'il s'agit en réalité d'hommes préhistoriques "de forte taille et d'une vigueur musculaire peu ordinaire".

Les découvertes de Fournier sont aujourd'hui perdues. Nous avons cependant trouvé les vestiges suivants :

1°) Céramique :

Divers débris de poterie sont dispersés dans la sablière. Un sondage dans un petit lambeau sableux épargné par l'exploitation, a donné des fragments d'un vase qui a pu être reconstitué. C'est un pot globuleux munis de deux anses horizontales ; un décor obtenu par impression d'une valve de *Cardium* orne le haut de la panse. Ce décor permet de rattacher le gisement à la civilisation néolithique cardiale dont diverses stations sont connues sur le littoral méditerranéen (Espagne, France, Italie) et en particulier dans la région : abri de Châteauneuf-les-Martigues (Escalon de Fonton, 1956), grotte de Riaux, l'Estaque (Escalon de Fonton, 1949), abris de Courtiou à 4 km NNE de Riou (Fournier, 1897), grotte du cap Ragnon, le Rove (Courtin, 1969).

2°) Industrie lithique :

Les instruments de silex sont très peu nombreux : une armature de flèche tranchante, un éclat à troncature oblique, un grattoir sur bout de lames. Il faut citer encore un "chopper" sur galet calcaire (urgonien local) et les meules aménagées à partir de galets.

3°) Faune :

Des amas de coquillages marins consommés par l'homme préhistorique, parsèment la sablière. On y relève les Mollusques suivants : *Patella lusitanica*, *Patella caerulea*, *Patella ferruginea*, *Astraea rugosa*, *Murex brandaris*, *Murex trunculus*, *Monodonta turbinata*, *Cardium glaucum*. Seule *Patella ferruginea* n'existe plus sur les côtes provençales ; cette disparition est locale et récente, puisque l'espèce vit encore sur les côtes plus orientales (Italie du Sud par exemple).

4°) Age du gisement :

Deux espèces, parmi les précédentes, ont été datées au ^{14}C (Centre Scientifique de Monaco). Les résultats sont les suivants :

- 1) *Patella caerulea* (MC 440) : 7600 ans \pm 150 B.P.
- 2) *Patella lusitanica* (MC 441) : 7400 ans \pm 160 B.P.

Le gisement de Riou appartient au Néolithique cardial ancien : celui-ci est en effet daté, à Châteauneuf-les-Martigues de 7520 B.P. (5570 B.C.) (Escalon de Fonton, 1967).

B - Les galets :

Les galets utilisés par l'homme préhistorique se rangent dans trois groupes :

- galets crétacés d'origine locale (Barrémien à faciès urgonien).
- galets gréseux pléistocènes, présentant les caractéristiques de cimentation des éolianites.
- galets calcaires et calcareo-gréseux pléistocènes à cimentation mixte.

C'est à l'étude de la troisième classe que je m'attacherai. Ces roches ont la particularité de dégager une forte odeur fétide (H₂S) au broyage. Leurs traits minéralogiques sont sensiblement constants. Les faciès pétrographiques montrent trois variantes provoquées par un même changement de milieu (R 102, R 105, R 106).

1°) Minéralogie :

L'aragonite a un pourcentage faible (maximum 25 % : R 106). Les réflexions de la calcite sont asymétriques ; leur maximum définit une calcite contenant moins de 3 % CO₃Mg, prépondérante. Un décrochement sur la retombée des pics traduit la présence de calcite magnésienne qui, ne donnant pas de pics distincts, entre pour moins de 20 % dans la composition des roches. Le décrochement se situant à 2,995 Å correspond à une teneur en CO₃Mg d'environ 14 %.

2°) Caractères texturaux (pl. 7, 8) :

a - Éléments figurés.

Les roches contiennent les mêmes débris, en proportions variables. Ce sont :

- des Foraminifères benthiques, représentés par des grands Miliolidae et des Elphidiidae, très abondants dans R 102 et R 105.
- des Algues calcaires, en général peu abondantes.
- des Echinodermes, assez abondants.
- des tests de Mollusques sous trois formes : recristallisés (abondants), dissous (peu abondants), non altérés (rares).
- des débris minéraux terrigènes : quartz et grains calcaires crétacés, abondants surtout dans R 106.

b - Cimentation.

Dans les trois faciès, le premier stade de cimentation est constitué par de la calcite sparitique limpide, tendant à se disposer en mosaïque limitée souvent à une seule couche isopaque de cristaux (R 102, R 105) ; ceux-ci ont des dimensions variant entre 50 et 100 μ ; leur extinction est franche. La calcite des organismes et du ciment primaire est faiblement magnésienne (fraction $< 3\%$ CO_3Mg), car elle n'est pas colorée par l'alizarine en solution basique. Cette cimentation s'est donc effectuée sous l'action des eaux douces ; comme elle a été précocement interrompue, il est difficile de déterminer si elle est du type vadose ou phréatique, encore que l'abondance des débris de Mollusques recristallisés puisse faire pencher pour la deuxième éventualité.

La calcite magnésienne apparaît postérieurement à ce premier stade. Elle présente des caractères optiques constants : les cristaux sont aciculaires ou fibreux, de teinte brunâtre pléochroïque, de faible section (20 à 40 μ) à extinction ondulante, associés à des impuretés opaques incluses ou disposés à leur périphérie. Dans le détail, les modalités sont les suivantes :

- R 102 et R 106 (pl.8, fig.1 à 5). Dans ces deux faciès, la calcite magnésienne cristallise en frange isopaque. Dans R 102 (fig.5) elle est en continuité optique avec les cristaux de calcite faiblement magnésienne du ciment primaire ; étant unique, elle représente le dernier stade de cimentation. Dans R 106, la frange magnésienne est précédée d'un sédiment interne micritique, fortement magnésien, emplissant partiellement les pores et suivie d'une dernière frange de calcite non magnésienne limpide, isopaque ou en mosaïque (fig.1 à 4).

- R 105 (pl.7). On observe tout d'abord des filaments micritiques en calcite non magnésienne, formant un réseau de forme contournée, à section circulaire. Ces films se développent à partir de zones à sections arrondies, constituées de micrite sans texture, non magnésienne, analogues à celles que l'on trouve à l'emplacement d'anciennes racines dans les éolianites. Les films micritiques pourraient correspondre à une phase siltique accrétonnée par un chevelu radicellaire croissant dans les pores de la roche. Enfin, la calcite magnésienne a cristallisé à l'intérieur de ce réseau, sous la forme de petits cristaux fibreux.

3°) Discussion, interprétation :

a - Considérations sur le gisement des grès :

Les faciès décrits ci-dessus n'affleurent, à ma connaissance, ni sur Riou, ni sur les îles de l'archipel, ni sur la côte proche. Les témoins quaternaires des Lecques et de Bandol sont à 25 et 30km de Riou, et leur faciès sont ceux des éolianites typiques. On peut alors envisager deux hypothèses pour expliquer la présence des galets sur Riou.

- Les hommes préhistoriques les auraient amenés sur l'île à partir d'affleurements très lointains. Cependant les dimensions de certains galets (50 cm) rendent peu probable cette éventualité, car les embarcations devaient être de construction précaire au Cardial. De plus, les galets pléistocènes sont mêlés à des galets de provenance manifestement locale (Urgonien).

- Les galets étaient récoltés au voisinage immédiat de Riou. L'âge moyen du gisement est de 7.500 ans B.P.. Le niveau de la mer, à cette époque, était nettement inférieur au niveau actuel ; on relève, en effet, un niveau marin d'au moins -36 m au Boréal (8.500 à 7.500 ans B.P.), de -17 m au début de l'Atlantique (7.500 ans B.P.) sur les côtes de Hollande (Flint, 1967) ; dans la région, Bonifay et al. (1971) indiquent qu'une plage à -24 m précède de peu les dépôts datés de 5.800 ans B.P. (grotte des Trémies). Dans ces conditions, Riou et son archipel étaient reliés à la côte par l'intermédiaire du plateau des Chèvres, formant une presque-île : il suffisait pour cela d'un niveau inférieur de 18 m à l'actuel (voir fig.9).

Compte-tenu de ces considérations, l'interprétation qui m'apparaît la plus logique est la suivante : les grès pléistocènes se trouveraient, à présent, entre Riou et la côte, recouverts par le maërl consolidé (Ch. II) et les sables à *Amphioxus* actuels.

b - Considérations sur les stades successifs de cimentation :

Le début de la cimentation s'est effectué sous l'action des eaux douces ; puis un sol présentant un couvert végétal (R 105) s'est probablement installé sur l'affleurement d'où proviennent les galets. La précipitation de la calcite magnésienne marque ensuite une influence marine interrompue par un retour aux conditions d'eaux douces (R 106).

J'ai indiqué que les roches examinées dégageaient au choc une odeur fétide prononcée. Lucas (1952) a montré que, dans les dolomies, la fétidité était due à un sel organo-phosphoré de la série des phosphénates, en inclusion microscopique dans les cristaux de carbonate ; à ce phosphénate s'ajoutent des matières charbonneuses et bitumineuses en proportion variable : or, on a noté la présence de telles impuretés opaques

associées à la calcite magnésienne. Tous ces constituants sont, en définitive, des produits de fermentation des matières organiques en milieu réducteur (Carozzi, 1959).

A la lumière de ces rapprochements, le milieu le plus favorable aux derniers stades de cimentation me semble être une nappe phréatique (conditions réductrices) alternativement douce et salée, suivant des fluctuations sans doute peu importantes du niveau de la mer.

En résumé, je décomposerai les phénomènes de la façon suivante :

- des sédiments abandonnés par la mer, sans doute au cours de sa dernière régression (fin du Würm), sont cimentés sous l'action des eaux douces.

- le niveau de la mer remontant, des coins d'eau salée contaminent temporairement une nappe phréatique à caractère alternativement marin et dulçaquicole.

- la mer atteint franchement les affleurements, les modèles en gallets. C'est l'instant où l'homme du Néolithique les recueille puis les abandonne sur Riou après les avoir utilisés, léguant ainsi une sorte d'héritage aux géologues amateurs de curiosités.

4°) Conclusion :

Les tentatives de reconstitutions précédentes sont spéculatives, et on me pardonnera de les avoir développées un peu longuement. Cette étude permet, en fin de compte, de montrer que des roches à cimentation primaire sub-aérienne, peuvent acquérir des caractères marins secondaires, dans certaines conditions.

On retiendra que :

- La calcite primaire faiblement magnésienne ne subit pas de changement.
- le milieu marin provoque une modification additive, traduite par la cristallisation de calcite magnésienne à texture généralement fibreuse, pourvu que la porosité demeure suffisamment importante.

Ces phénomènes semblent se produire préférentiellement dans le milieu littoral. Wolf (1965) a décrit des textures analogues, qu'il considère comme indicatrices d'un milieu littoral, dans des roches dévoniennes. Les faciès étudiés ici, comparativement très récents, ont gardé leur minéralogie originelle, malgré une exposition sub-aérienne d'au moins 7.000 ans ; cela permet de mieux suivre les étapes de la diagenèse et d'apporter ainsi une confirmation aux vues de Wolf.

DEUXIEME SECTION

LA PÉTROLOGIE DES ROCHES DE LA PENTE CONTINENTALE

INTRODUCTION

Dans la zone littorale, seules les roches les plus récentes sont directement accessibles ; celles que j'ai décrites jusqu'à présent ne sont pas antérieures au dernier interglaciaire et, de ce fait, leur évolution diagenétique est relativement aisée à suivre. Cela s'explique simplement : par petits fonds, les apports fluviatiles et la production benthique assurent des taux de sédimentation élevée : la pente du plateau continental y étant très faible, les sédiments restent pratiquement sur place, mis à part quelques remaniements locaux et très littoraux. Sauf exception, les roches anciennes sont donc rapidement masquées par la sédimentation actuelle.

Il n'en va pas de même pour la pente continentale. La sédimentation y est extrêmement variable et discontinue, par le jeu de divers facteurs : pente, courant, variations du niveau de la mer. Ainsi les échantillons recueillis au hasard des dragages reflètent-ils mieux l'histoire géologique de la pente. Encore faudrait-il pouvoir établir leur chronologie ; de ce point de vue, la paléontologie n'est que d'un faible secours. En effet, les macrofaunes déterminables sont pratiquement inexistantes. Les microfaunes de Foraminifères permettent, à la rigueur, de séparer le Pliocène du Pléistocène ; on ne peut leur en demander davantage car elles n'ont pas suffisamment évolué, semble-t-il au cours de cette dernière période. Cette carence de l'outil paléontologique m'a conduit à utiliser d'autres critères (minéralogie, datations au C_{14}) pour obtenir une chronologie relative. J'ai exposé les principaux résultats de cette étude dans un article préliminaire (Froget, 1972). Depuis sa publication, des faits nouveaux m'ont amené à modifier certaines interprétations. Sans doute, et cela est souhaitable, seront-elles encore nuancées dans l'avenir.

La *ferruginisation* qui affecte une partie de la série plio-pléistocène sous-marine est un caractère très frappant, car visible à l'oeil nu ; elle s'accompagne localement d'un dépôt de phosphates. Certaines roches ont été *dolomitisées* ; ces traits diagenétiques serviront à articuler l'exposé, en sorte que je distinguerai les groupes suivants :

- Roches antérieures à la ferruginisation, affectées plus ou moins partiellement par la dolomitisation.

- Roches dolomitiques et ferruginisées.
- Roches non dolomitisées et contemporaines de la ferruginisation.
- Roches non dolomitisées et postérieures à la ferruginisation.

CHAPITRE I

ROCHES ANTÉRIEURES À LA FERRUGINISATION : LES FACIÈS

CALCAIRES DU PLIOCÈNE

I - LES AFFLEUREMENTS (fig.13).

La plus grande partie des échantillons attribués au Pliocène provient du canyon de Cassidaigne. J'ai localisé deux affleurements de superficie importante.

Le premier se situe à la tête nord-orientale du canyon. Il ne fait guère de doute qu'il soit en place, bien que je n'ai pu prélever que par dragages ; en effet, je n'ai retenu que les fragments brisés par la drague et ne montrant pas de trace de remaniement ; de plus, les terrains de même âge et de même faciès ne sont pas représentés à moins de 100 km sur le continent ; enfin, au cours d'une exploration en soucoupe plongeante dans ce secteur, H. Zibrovius a observé des dalles rocheuses peu épaisses (quelques dizaines de centimètres) et faiblement inclinées, aux profondeurs explorées par mes dragages.

Le second se trouve à l'Ouest de l'Esquine ; là affleurent des conglomérats à éléments métamorphiques, que j'ai pu observer et échantillonner en soucoupe plongeante. J'ai déjà décrit succinctement cette formation (partie II, ch.II), en tant qu'indicatrice de la proximité du socle.

Certains fragments ont été collectés en d'autres points du canyon de Cassidaigne, ainsi que dans les canyons de Planier et Toulon. Quelques uns étaient en place, d'autres manifestement remaniés. Ainsi les échantillons R 109, R 110 (Cassidaigne) et R 60 (Toulon) sont des galets. Je les ai cependant inclus dans cette étude car leur façonnement est, en soi, un caractère intéressant.

II - MINÉRALOGIE.

Les pourcentages approximatifs des minéraux carbonatés sont indiqués dans le tableau 1. Dans certains échantillons, j'ai pu isoler des Algues calcaires (R 86, R 109, R 110, R 181) ; les autres ont été analysés globalement.

Les teneurs en carbonate de magnésium de la calcite sont dans l'ensemble comprises entre 7 et 8 % ; deux échantillons s'écartent cependant de ces valeurs : R 48 (5 %) et R 20 (11 %).

La calcite des Algues a des teneurs en carbonate de magnésium faibles pour cette catégorie d'organismes ; se situant également entre 7 et 8, les pourcentages suivent assez fidèlement ceux des roches analysées globalement.

Les pourcentages en dolomite sont faibles dans les roches prises en leur totalité. Ils sont toujours plus élevés dans les Algues calcaires (maximum 28 % pour R 86). La dolomitisation semble donc avoir affecté principalement les Corallinacées.

Cette dolomite peut être qualifiée de "non-idéale" (Goldsmith et Graf, 1958). Deux caractères diffractométriques l'apparentent aux protodolomites (Graf et Goldsmith, 1956 ; Baron, 1960).

- présence d'un excès de CaCO_3 , les rapports Ca/Mg se situant entre 55/45 et 56/44.
- absence des "réflexions d'ordre" (100), (221), (111).

Les minéraux argileux entrent pour une part importante dans certains échantillons. Ils se composent de montmorillonite largement dominante, suivie en quantité décroissantes par la chlorite, l'illite, la kaolinite. La cristallinité de l'illite est égale à 4. Des diffractogrammes enregistrés sur des spécimens d'âge pliocène certain (Saint Christophe, dans les Costes), montrent des spectres identiques au précédent, alors que les argiles pléistocènes s'en écartent, notamment par leur teneur prépondérante en illite (analyse H. Chamley).

Je distinguerai trois faciès, en groupant les deux premiers, affectés par la dolomitisation.

III - CARACTERES PETROGRAPHIQUES.

A - Les sédiments dolomitisés :

1°) Caractères macroscopiques, éléments figurés, microfaune (pl.9) :

a) Les calcirudites et calcarénites à Corallinacées ; R 86, R 109, R 110.

Ces échantillons ont été dragués à des profondeurs de 200 à 150 m. Ils sont très consolidés, de teinte générale grisâtre (pl.9, fig.2). Certains fragments présentent des croûtes ferrugineuses ; l'oxydation diffusant parfois sur plusieurs centimètres à l'intérieur de la roche, lui donne localement un aspect voisin de celui qu'offrent les calcarénites à Corallinacées pléistocènes étudiées plus loin (Ch. IV). Cependant, dans les fragments pliocènes, la ferruginisation n'affecte notamment pas les Corallinacées, qui ont une couleur blanche et sont friables : dans les fragments pléistocènes de même faciès, la ferruginisation est également répartie ; en particulier, les Corallinacées ont une teinte rouille et sont très durcies.

N° Echan- tillon	Aragonite %		Calcite %		Dolomite %		% CO ₃ Ca dans	
	Total	Colalli- nacées	Total	Coralli- nacées	Total	Coralli- nacées	Total calcite	Coralli- nacées
R 20	Traces		100				11	
R 48	43		45		12		5	
R 60	40		60		Trace		7,5	
R 61	20		78		2		8	
R 84	50		45		5		6	
R 86	20	0	70	72	10	28	7,5	7,5
R 87	0		80		20		7,5	
R 88	0		92		8		7,5	
R 109	5	0	92	87	3	13	7	7
R 110	15	0	83	92	2	8	8	7,5
R 139	48		50		2		8	
R 180	15		80		5		7,5	
R 181	30	0	65	90	5	10	8	8
R 172	0		100		0		3	
R 175	48		52		0		5	

TABEAU I

Les Corallinacées sont dominantes dans ce faciès ; elles peuvent former 80 % de la roche. Des débris de Bryozoaires, Mollusques, Echinodermes leur sont associés.

Blanc-Vernet (1969) a dressé la liste complète des Foraminifères. L'assemblage microfaunistique se rapproche beaucoup de ceux que l'on observe dans les sédiments pliocènes de Biot. En particulier, quelques espèces disparues actuellement de Méditerranée occidentale, *Dorothia gibbosa*, *Asterigerina planorbis*, *Amphistegina hauerina*, "conduisent à attribuer à ce faciès un âge vraisemblablement pliocène, en tous cas antérieur au refroidissement Quaternaire" (citation Blanc-Vernet).

La microfaune est peu profonde ; elle s'apparente à celles qui vivent actuellement dans l'infralittoral ou le sommet du circalittoral (nomenclature Pérès et Picard, 1964), c'est-à-dire à une profondeur voisine de 50 m sur le plateau continental. L'ensemble des sédiments a pu être remanié par glissement sur la pente continentale ; cela implique toutefois que les biotopes en place devaient être proches de la rupture de pente à -150 m ; le rivage correspondant se situerait, dans cette optique, vers -100 m par rapport au niveau actuel.

b - Les sables calcaires argileux (R 48, R 84, R 88, R 139, R 180).

Les échantillons ont été dragués entre 500 et 250 m. Ils comprennent une fraction argileuse (inférieure à 50 μ) de l'ordre de 50 %. De ce fait, ils sont normalement très friables, mais localement durcis par des croûtes ferrugineuses et glauconieuses (pl.9, fig.1). Des perforations sinueuses à section irrégulière les taraudent ; je n'ai pu déterminer leur origine avec certitude ; ces cavités ont un aspect différent de celles que creusent les mollusques perforants en Méditerranée, par leur forme et leurs dimensions, elles évoquent les terriers que creusent certains Crustacés (Crabes) (Hill et Hunter, 1973) ; Une autre éventualité est qu'elles soient les vestiges d'un réseau radiculaire subaérien.

Le sédiment renferme des débris de Mollusques, Echinodermes, Bryozoaires, Corallinacées, des spicules de Spongiaires, des Foraminifères, quelques fragments ligneux incarbonisés, enfin un stock minéral composé d'un sablon de quartz peu usé.

La microfaune est également pliocène, d'après Blanc-Vernet (1969) elle présente un mélange d'espèces benthiques littorales et de formes plus profondes. Les formes pélagiques constituent notamment 76 % du

total (particulièrement pour R 48). L'espèce *Globigerina pachyderma* est représentée par des exemplaires de grande taille, ce qui pourrait indiquer un début de refroidissement du climat (Pliocène terminal ?).

Ce faciès, situé actuellement plus profondément que le précédent, semble s'être sédimenté également sous une tranche d'eau plus importante. Il pourrait s'agir d'une ancienne vase de la base de l'étage circalittoral ou du sommet du bathyal.

2°) Cimentation et diagenèse (pl.9, fig.3-4-5) :

Les éléments biodétritiques sont emballés dans des matrices micritiques, dont la texture est généralement compacte, parfois péloïdale. Dans ce dernier cas, péloïdes et allochems organiques sont cimentés par des aiguilles de calcile magnésienne, longues de 20 à 30 μ , à disposition radiale (pl.9, fig.5) ; les aiguilles adoptent l'orientation optique des fragments monocristallins (Echinodermes) ; les conceptacles des Algues calcaires sont comblés par de la calcite magnésienne en éventail. Cette cimentation est comparable à celle du maërl récent de la passe de Riou, bien que les cristaux soient ici mieux développés.

L'aragonite, présente en quantité très variable, est due aux débris d'organismes, principalement aux Mollusques. Elle n'a subi aucune transformation, ni minéralogique, ni texturale.

Les échantillons les moins magnésiens sont ceux qui comportent le plus de Foraminifères pélagiques, dont la calcite est originellement faiblement magnésienne (notamment R 48 et R 84).

Comme le laissait prévoir l'analyse minéralogique, la dolomitisation n'affecte que les Corallinacées ; en effet, les colorations montrent que les parois des cellules sont restées calcitiques, la dolomite cryptocristalline constituant leur remplissage. Les remplissages des conceptacles ne sont toutefois pas affectés par la dolomitisation.

3°) Commentaires :

Les teneurs en carbonate de magnésium de la calcite sont nettement moins élevées que dans les roches sous-marines récentes (ch.II, 1ère sect.)

Je reviendrai ultérieurement sur la signification de ce fait. Cependant, ces teneurs sont suffisamment importantes pour que l'on soit assuré que la lithification s'est effectuée en milieu sous-marin.

Sheats (1905) a dressé une échelle de susceptibilité à la dolomitisation, dans laquelle les Algues calcaires arrivent en dernier rang, bien qu'elles soient particulièrement riches en magnésium. Cette notion a été depuis, souvent mise en défaut (par exemple Schlauger, 1967 ; Rothe, 1968). Dans le cas présent la dolomitisation peut s'expliquer avec quelque vraisemblance par une exsudation de protodolomite à partir de la calcite magnésienne (Land, 1967 ; Michard, 1969), processus lent favorisé par la richesse en magnésium de la phase initiale ; dans cet ordre d'idée, il faut souligner la présence de la montmorillonite, argile souvent magnésienne fréquemment associée aux faciès dolomitiques (Strakhov, 1958 ; Bissel et Chilinger, 1962 ; Millot, 1964). La formation de la dolomite semble également influencée par la dimension des cristaux, puisque la calcite sparitique des conceptacles n'est pas transformée, bien qu'elle apparaisse à un stade précoce de la diagenèse (Ch.II, 1ère sous-partie).

Cette transformation diagenétique est enfin certainement conditionnée par la chimie des eaux interstitielles, qui doivent être elles-mêmes suffisamment concentrées en ions Mg. A cet égard, on notera que les échantillons sous-marins de mêmes faciès et composition microfaunistique, présentent des caractères diagenétiques constants dans une aire géographique importante (65 km du canyon de Planier à celui de Toulon). Par contre, les échantillons pliocènes sub-aériens de Biot sont constitués de calcite faiblement magnésienne, et la dolomite y est absente. Si ces niveaux sont synchrones, comme on peut raisonnablement le penser, ces différences minéralogiques ne peuvent être dues qu'à une émergence précoce post-pliocène pour le secteur de Biot, tandis que dans les canyons, les mêmes terrains sont restés dans un environnement marin.

B - Les conglomérats à éléments métamorphiques (R 20) (pl.10,11, 12).

1°) Caractères macroscopiques, éléments figurés, microfaune.

J'ai groupé sous le même numéro quatre échantillons recueillis en soucoupe plongeante à 300, 320 et 340 m. Ce sont des conglomérats fortement cimentés, hétérométriques : on y observe des fragments de roches métamorphiques de quelques mm à plusieurs cm de diamètre. Les plus gros sont soit des galets de quartz (maximum 4 cm), soit des débris schisteux plats, disposés en tous sens, ce qui donne à l'affleurement un aspect "hérissé" très particulier. Ces roches sont également recouvertes d'enduits ferrugineux assez discrets.

Les organismes, peu abondants, sont surtout pélagiques : Foraminifères (Globigerinides et Orbulinides) Ptéropodes. De très rares débris benthiques y sont mêlés : Algues calcaires, Bryozoaires, Echinodermes, Ostracodes, Foraminifères ; parmi ces derniers, j'ai relevé *Amphistegina hauerina*. J'ai classé ces roches dans le groupe pliocène, en première hypothèse, en me basant sur ce mince critère microfaunistique.

2°) Caractères texturaux :

Les textures sont en partie sparitiques, en partie micritiques. Elles sont variables d'un échantillon à l'autre, mais il serait fastidieux de toutes les décrire. Je m'efforcerai de dégager les détails qui me paraissent les plus intéressants.

- Les éléments métamorphiques sont localement entourés d'une frange de calcite fibreuse, puis emballés dans des micrites. Quelques critères permettent d'établir que la calcite fibreuse est primaire et ne résulte pas d'un néomorphisme des micrites, qui sont donc des sédiments internes (cela est important du point de vue de la diagenèse) : certains graviers sont en contact directement par leurs auréoles sparitiques ; celles-ci ne s'interrompent pas en bordure des pores libres de micrite (pl.10, fig.4) ; des graviers brisés montrent par contre une rupture concomitante de l'auréole, la micrite pénétrant à l'intérieur de l'interstice ménagé par la fracture.

- A la périphérie des graviers et le long des fissures sont déposés des corps globulaires et filamenteux, jaunâtres et verdâtres, optiquement isotropes. Ces structures, que j'ai pu dégager par attaque à HCl 1 %, sont attribuables à des Cyanophycées (pl.10, fig.1) (détermination Mme Le Champion). Les filaments carient préférentiellement les micrites ; négligeant les franges sparitiques sans doute à cause de leur meilleure résistance. Cela indique que l'installation des Cyanophycées est postérieure à la lithification, puisque les micrites en représentent le stade ultime. On en verra plus loin un autre exemple, plus aisé à illustrer.

- La calcite magnésienne fibreuse s'observe également dans les interstices dus à la schistosité des éléments métamorphiques. La cristallisation, se développant à partir des deux lèvres des feuilletts, ménage un canal central, comblé le plus souvent par de la micrite ou par un dernier stade sparitique (pl.11, fig.1-2-3).

- Entre les éléments métamorphiques, les micrites correspondent à des sédiments internes mis en place en couches successives. Elles sont

péloïdes (diamètre moyen 50 μ), inclus dans des mosaïques sparitiques dont les cristaux ont 5 à 20 μ de diamètre (pl.10, fig.4 et 5 ; pl.9, fig.3 et 4). La présence de taches micritiques dans les sparites, décrites pour la première fois par Cayeux (1935) sous le nom de "structure grumeleuse", a suscité maintes discussions, les uns y voyant une transformation d'une micrite en sparite néomorphique, les autres des allochems péloïdaux cimentés par la sparite. Le choix entre ces deux interprétations est en général délicat, mais d'un particulier intérêt diagenétique (Bathurst 1971). Ici, la disposition polarisée et rythmique fait donner la préférence au deuxième cas ; les micrites seraient constituées de grumeaux ayant tendance à se compacter sous l'effet de leur propre poids, conservant mieux leur texture au sommet des remplissages, où ils sont cimentés par de la calcite cristallisant à la faveur d'un arrêt de la sédimentation.

Cette cimentation des péloïdes est particulièrement évidente au niveau des pores, qui sont partiellement ou entièrement obturés par des cristaux de calcite magnésienne sparitique (diamètre 50 μ), disposés en mosaïque, à extinction ondulante (pl.10, fig.4-5).

- Les micrites peuvent s'ordonner en micro-couches de textures et teinte variables, d'épaisseur de l'ordre de 1/3 de mm, délimitées par des liserés de calcite microsparitique (cristaux de 5 μ environ) (pl.12, fig.1 et 2). Ces sortes de varves se trouvent aussi bien au-dessous qu'au-dessus des passées détritiques grossières, sur les échantillons que l'on peut orienter par les critères de polarité habituels (remplissages des cavités d'organismes).

- Les roches sont affectées par deux types de fissures. Les unes sont remplies d'oxydes de fer (goethite), les autres par de la calcite sparitique. Ces dernières ont une largeur d'environ 50 μ . Elles affectent les graviers métamorphiques aussi bien que les micrites (pl.12, fig.3). Leur présence indique que les roches ont été soumises à des contraintes, postérieurement à leur lithification.

- Certaines cavités sont remplies par des sédiments internes fortement ferrugineux, ou même par de la goethite concrétionnée, en liaison avec les fissures du premier groupe (pl.12, fig.5 et 6). Ces remplissages sont toujours postérieurs aux micrites péloïdales.

3°) Commentaires :

Les critères minéralogiques et texturaux indiquent que la lithification s'est effectuée en milieu sous-marin. Les passées à éléments métamorphiques montrent localement des caractères semblables à

ceux des cimentations par petits fonds (calcite fibreuse). Cependant, elles sont intercalées dans des sédiments fins, pélagiques, varvés. Il ne faut donc pas voir dans ces conglomérats des témoins d'un quelconque niveau littoral mais plutôt des apports, au sein d'une sédimentation fine à caractère plutôt profond, d'éléments détritiques provenant du haut de la pente continentale. La présence systématique de calcite sparitique ou microsparitique au sommet des stades micritiques indique qu'ils se sont mis en place de façon discontinue, chaque stade étant lithifié avant le dépôt du suivant. Cela implique des périodes d'absence de sédimentation dont la durée, indéterminée, peut être très importante. Ces roches donnent un exemple en place de "turbidites proximales" (Walker, 1967), reconnues et définies par différents auteurs, dans les dépôts de pente des séries anciennes (Thomson, 1967 ; Thomson et Thomasson, 1969 ; Garrison et Fischer, 1969).

IV - CONCLUSIONS.

La dolomitisation intervient tardivement dans la diagenèse et s'exerce sélectivement sur les Corallinacées. C'est probablement la raison pour laquelle les conglomérats ne sont pas affectés par cette transformation. La ferruginisation se manifeste par des encroûtements ou par des remplissages de fissures et micro-cavités. Elle est donc postérieure à l'essentiel de la lithification.

Il est évidemment impossible de savoir si les différents faciès attribués au Pliocène sont strictement contemporains et se sont sédimentés sous la même tranche d'eau. Il reste cependant que les uns comme les autres sont des dépôts de pente dans lesquels prédominent des éléments d'origine organique ou terrigène, suivant le secteur, mêlés par apports turbides à une sédimentation pélagique marquée par un grand développement des matrices micritiques. La nature des débris dépend sans aucun doute, de la composition des fonds au voisinage de la rupture de pente, et cette considération implique un niveau de la mer nettement inférieur à l'actuel, que l'on peut situer aux environs de -100 m, toutes déformations tectoniques éventuelles étant pour l'instant, laissées de côté.

CHAPITRE II

ROCHE DOLOMITISÉE ET FERRUGINISÉE

Je consacrerai ce chapitre à la description détaillée d'un unique échantillon, dont l'évolution diagenétique est particulièrement intéressante. L'examen de fragments remaniés de faciès analogue apportera ultérieurement quelques précisions complémentaires.

L'échantillon a été récolté au cours d'une plongée en soucoupe (PS 465 : 180-280 m) (fig.13), à l'extrémité sud-ouest du banc des Blauquières. A cet endroit, la pente est faible entre 180 et 250 m (5 à 7°) ; elle est recouverte de sédiments sablo-vaseux peuplé par une prairie de *Leptometra phalangium* (180 à 200 m), seulement accidentés plus bas par quelques rares terriers (200 à 250 m). A partir de 250 m, la pente devient plus forte (15 à 20°), en même temps qu'apparaît un affleurement rocheux qui se poursuit sans interruption jusqu'à 280 m, profondeur à laquelle il semble disparaître, bien que la pente s'infléchisse encore (30° vers 300 m). L'affleurement est constitué par une succession de dalles disposées en marches d'escalier, présentant un pendage de quelques degrés vers le Sud. Leur surface est régulière, recouverte d'une pellicule de sédiments. Elles se terminent soit en surplomb, soit plus généralement par des pans verticaux de 50 cm à 1 m en moyenne, atteignant exceptionnellement 5 m. L'échantillon a été recueilli à la pince sous une dalle, à 270 m. Sa forme correspondant à l'extrémité cassée de la couche surplombante, l'on est sûr dans ce cas que l'échantillon est représentatif de l'affleurement, et que sa profondeur est exacte.

Le fragment rocheux mesure une dizaine de centimètres ; il présente une couleur générale brun-chocolat, résultat de l'intense ferruginisation, sur laquelle se détachent en blanc les éléments figurés (pl.13, fig.1).

I - MINERALOGIE.

En ce qui concerne les carbonates, l'analyse diffractométrique révèle une proportion sensiblement égale de calcite et de dolomite, ainsi qu'une faible quantité d'aragonite décelable sur certains fragments.

Le sommet du pic de la calcite correspond à une teneur en magnésium de 12 %, mais un léger décrochement sur la montée du pic traduit la présence de calcite moins fortement magnésienne.

La dolomite a un rapport Ca/Mg de 53/47 ; en comparaison de la dolomite des Mélobésiées pliocènes, elle se rapproche de la formule idéale ; cependant, les réflexions d'ordre ne sont toujours pas perceptibles.

Malgré l'utilisation d'une anticathode au cuivre, la goethite donne un pic très net (4,21 Å) ; elle est donc très abondante.

II - CARACTERES PETROGRAPHIQUES.

A - Caractères généraux :

La roche comporte essentiellement des articles d'*Halimeda* sp., auxquels s'ajoutent quelques rares Foraminifères benthiques (Miliolidés, Elphidiidés) ainsi que des débris de Corallinacées, de Mollusques et d'Echinodermes (pl.13, fig.2).

Un premier stade de cimentation est assuré par une couche généralement unique de petits cristaux de dolomite (10-20 µ), xénomorphes, entourant les débris et assurant leur liaison lorsqu'ils sont contigus. Cette cimentation peu développée a été suivie par un deuxième stade correspondant à la mise en place de la goethite qui remplit partiellement les vides laissés par la cimentation primaire.

Enfin, les lacunes subsistant après ces deux premiers stades sont presque totalement oblitérés par diverses cristallisations.

B - Structure des articles d'*Halimeda*.

Les articles d'*Halimeda* donnent un exemple intéressant de préservation de débris grâce à leur micritisation (pl.13, fig.3 et 4).

Les parties pleines du thalle, primitivement aragonitiques, ont été dissoutes. L'Algue n'est plus représentée que par son enveloppe externe et son réseau de siphons, ce qui implique que ceux-ci aient été remplis avant la dissolution de l'aragonite. L'enveloppe de l'Algue est micritique ; elle est bordée sur ses faces externes et internes par les cristaux de dolomite du ciment primaire. Les siphons présentent la même structure : une partie centrale micritique, une zone externe de dolomie microsparitique ; cependant, certains siphons incomplètement comblés par la micrite montrent une zone centrale de calcite magnésienne.

Les vides laissés entre les siphons par la dissolution de l'aragonite sont partiellement oblitérés par la goethite, puis par des cristaux de calcite en mosaïque, à extinction roulante.

On peut donc distinguer plusieurs stades en ce qui concerne les articles d'*Halimeda* et partant, la roche dans son ensemble :

a) Remplissage des siphons par un matériel micritique, probablement constitué de calcite magnésienne, accompagné par une micritisation de l'enveloppe externe. Ce dernier phénomène s'est sans doute effectué suivant le schéma classique de Bathurst (1966) : attaque de la périphérie par des Algues ou Champignons, remplissage des canalicules creusés par ces organismes par de la calcite magnésienne micritique, analogue au matériel remplissant les siphons.

b) Dissolution de l'aragonite constituant le thalle de l'*Halimeda*.

c) Dépôt du ciment primaire dolomitique assurant une certaine cohésion à l'ensemble.

d) Remplissage partiel des vides des *Halimeda* par la goethite.

e) Comblement des espaces intersiphonaux ainsi que du vide central de certains siphons par de la calcite magnésienne en mosaïque.

C - Caractères particuliers des autres débris.

Les débris de Corallinacées sont très micritisées, en sorte que leur structure originelle est très rarement conservée. Parois et remplissages cellulaires sont entièrement dolomitisés. Il en va de même pour les Foraminifères (pl.14 ; fig.1).

Parmi les débris d'Echinodermes, certains sont bien conservés ; ils sont dans ce cas souvent entourés par un anneau syntaxial (pl.11 ; fig.2) ; ni les débris, ni les anneaux ne sont affectés par la dolomitisation ; leur réaction à la coloration de la calcite magnésienne est faible à nulle. D'autres fragments sont partiellement ou complètement dissous, et remplacés par la goethite et la calcite en mosaïque (pl.14 ; fig.3 et 4) ; enfin certains sont entièrement épigénisés par la goethite (pl.14 ; fig.2).

Les débris de Pélécypodes ont de la même façon subi une dissolution. La concavité des tests, très généralement tournée vers le haut, est remplie par de fins débris organiques (Corallinacées, Echinodermes, fragments aragonitiques dissous), cimentés par de la dolomite dont certains cristaux tendent vers la forme du rhomboèdre (pl.14 ; fig.4).

D - Remplissages et cimentations des pores.

1°) La goethite :

Ce minéral, rouge sang par transparence, est microconcrétionné. Il ne renferme pas de débris organique ; lui sont associées des traces de phosphates (voir chapitre suivant), discernables optiquement, mais trop discrètes pour être décelées par la diffractométrie. La goethite remplit la base des cavités, où son épaisseur est la plus importante, mais adhère également sur leur pourtour, en mince pellicule (pl.13 ; fig.2). Le minéral, qui a certains caractères d'un sédiment interne géopète, peut résulter d'une précipitation d'origine chimique ou biochimique, mais aussi de la transformation complète d'une phase calcitique pré-existante. Les remplissages de goethite se terminent vers le haut par des péloïdes ferrugineux, ou bien sont couronnés par une couche de calcite sparitique.

2°) Les carbonates :

Plusieurs types de cimentation sont à distinguer :

- Cristaux de calcite en mosaïque, limpides, à extinction ondulante ; leurs contours sont généralement courbes. Cette orthosparite est du même type que celle qui remplit les vides des éléments bioclastiques.

- Cristaux d'aragonite et de calcite magnésienne, associés à des oxydes de fer noirs et à des produits jaunes isotropes. L'aragonite est micritique ou sparitique. La calcite est fibreuse, à tendance euhédrale dans les vides des pores. Les oxydes noirs sont soit mêlés de façon confuse aux carbonates, soit disposés en masses globulaires boursouflées, adhérant sans polarité aux parois des cavités ; ils contiennent de la matière organique ; ces structures sont probablement dues à l'action d'Algues ou de Bactéries (pl.14 ; fig.5 et 6).

- Sédiments internes marins ; remplissant quelques pores ainsi que des perforations, ce sont des micrites grises renfermant des débris d'organismes, tels que Foraminifères pélagiques et Ostracodes.

3°) Les structures algales endolithes et les carbonates associés (pl.15) :

Sur le pourtour de certaines cavités, on observe des structures attribuables à des Cyanophycées (détermination Mme Le Campion). Ces pores

sont partiellement remplis par des sédiments internes différents des précédents : de texture micritique à microsparitique, parfois couronnés par des péloïdes, ils sont fortement teintés en jaune et ne renferment aucun débris d'organisme ; toutefois, ils sont constitués de calcite magnésienne.

Deux types de Cyanophycées sont représentés :

- Les premières sont coloniales ; ce sont des globules de matière organique se développant sans polarité à partir des parois, le plus souvent remplis par de la calcite magnésienne fibreuse teintée en jaune ; leur diamètre va de 0,05 à 0,30 mm ; des sphères de diamètre plus important (0,70 mm), entourés d'une gaine à structure lamellaire épaisse de 0,10 mm, peuvent être les vestiges de "spores de repos", hormocystes ou akinètes (pl.15 ; fig.1-2-3-4). Les gaines des globules sont fortement colorées en rouge-brun. Ces Algues appartiendraient à la famille des Chroococaccées. Les pores montrant ces structures sont parfois occlus par de la calcite magnésienne fibreuse, disposée en bouquets divergents ; les fibres sont soulignées par des impuretés noires ; chaque bouquet se termine par une zone calcitique où la structure fibreuse n'est plus visible, l'ensemble ayant une extinction ondulante (pl.15 ; fig.4 et 5). Ces bouquets de fibres sont peut-être des vestiges d'organismes, ou du résultat de leur activité, cimentés et modifiés par une dernière génération de calcite.

- Les secondes sont filamenteuses ; elles carient le sédiment interne et, par endroits, les Algues globulaires. Les filaments ont un diamètre de 5 à 6 μ ; leurs gaines, enchevêtrées, sont également fortement teintées en rouge-brun ; elles se dégagent facilement, comme celles des globules, par l'action de HCl à 1 % (pl.15 ; fig.1-2-3).

Les Cyanophycées filamenteuses sont postérieures aux Algues globulaires et au sédiment interne ; ces deux dernières structures sont peut être en étroite relation, en ce sens qu'il est possible que le sédiment interne provienne de l'activité des Algues.

E - Commentaires.

1°) Milieu de dépôt :

La profondeur à laquelle s'est effectué le dépôt est assez difficile à évaluer. L'altération des *Halimeda* rend impossible leur détermination spécifique. En Méditerranée nord-occidentale, *Halimeda tuna* vit actuellement depuis quelques centimètres jusqu'à une soixantaine de mètres, avec un maximum dans le circalittoral vers -40 m. Dans les hauts

niveaux, l'espèce est accompagnée de Corallinacées telles que *Jania*. Or ces Algues semblent absentes dans le faciès examiné ici. Au contraire, certains débris de Corallinacées sont attribuables au genre *Dermatholithon* actuellement circalittoral. La profondeur du dépôt serait donc, en apparence, d'une cinquantaine de mètres, ce qui correspondrait à un niveau de la mer situé à -220 m par rapport au niveau actuel. Mais il ne faut pas perdre de vue qu'il s'agit d'un dépôt de pente, le long de laquelle les sédiments ont pu parcourir une certaine distance avant de s'immobiliser. Cependant, le transport n'a probablement pas été très important : les débris d'*Halimeda*, particulièrement fragiles, ont un contour bien conservé, bien que la texture soit très altérée ; la disposition parallèle de certains articles s'accorde avec une sédimentation en mode calme. Comme pour les calcaires à Algues pliocènes, on peut penser que le niveau de la mer était tel que les fonds à *Halimeda* se trouvaient au moins à proximité de la rupture de pente. D'après la topographie du secteur, cela revient à dire que le niveau de la mer était compris entre 150 et 220 m.

2°) Remarques sur la diagenèse :

- Les stades précoces de la diagenèse sont probablement concomitants. En effet, si la cimentation primaire avait été largement postérieure à la dissolution de l'aragonite, les articles d'*Halimeda*, rendus d'une grande fragilité, se seraient effondrés sous le poids de l'ensemble du sédiment. La cimentation résulte donc d'un processus de dissolution-reprécipitation.

- L'aragonite des débris d'*Halimeda*, la calcite ou l'aragonite des Mollusques, la calcite des Echinodermes ont été plus ou moins dissoutes, tandis que les Corallinacées sont bien conservées. Ces phénomènes de dissolution sélective sont comparables à ce qui se produit en milieu sub-aérien, par exemple pour la lithification météorique des éolianites. Cependant, la texture du ciment primaire résultant de la dissolution des carbonates, n'est ici guère comparable à celle des ciments subaériens ; de plus dans les éolianites les Echinodermes ne sont pas dissous. Quoiqu'il en soit, les premières étapes de la diagenèse semblent résulter de variations rapides des paramètres physico-chimiques, le milieu passant de conditions particulièrement agressives (dissolution) peut être dues à une diminution du pH, à des conditions alcalines (dolomitisation). Je reviendrai ultérieurement sur le problème de la dolomitisation, comme sur celui de la ferruginisation.

- Les dernières étapes de la diagenèse (cimentation des pores) paraissent liées à l'activité d'organismes, Bactéries ou Algues. En particulier, la précipitation de l'aragonite associée aux produits ferrugineux et organiques noirs n'est pas sans rappeler le résultat d'expériences en laboratoire, telles que celles de Monaghan et Hytle (1956) ou Lalou (1957) et d'observations *in situ* (Trichet, 1967). Il n'est d'ailleurs pas surprenant que, dans cette roche, le milieu confiné des pores soit favorable au développement des Bactéries, notamment celles du cycle du fer, cet élément minéral étant ici très abondant.

Le moins que l'on puisse dire, en conclusion, est que l'histoire de cette roche apparaît très compliquée. Le temps qui s'est écoulé entre le dépôt des débris et les dernières phases de cimentation est probablement très important. Dès lors, il est difficile de se faire une idée sur l'âge de la roche, d'autant plus que la microfaune y est très rare. On peut remarquer cependant que, comme pour le Pliocène, le dépôt et la dolomitisation des débris sont antérieurs à la ferruginisation dont la phase majeure est, on le verra, très probablement pléistocène. Si on se limite aux seuls débris, ceux-ci peuvent dater de la fin du Tertiaire (Miocène-Pliocène) ou du Pléistocène. L'étude des faciès phosphatés et ferrugineux va permettre de préciser un tant soit peu l'âge des formations dolomitiques.

CHAPITRE III

LES ROCHES FERRUGINEUSES ET PHOSPHATÉES

Sur le parcours de la plongée en soucoupe 465 (fig.13), décrite précédemment (chapitre II), ont été dragués plusieurs échantillons ferrugineux et phosphatés, entre 300 et 270 m. Des fragments de faciès analogues ont été recueillis de la même manière à 50 km à l'Est de ce secteur, sur la pente continentale au Sud de la presqu'île de Giens, entre 350 et 160 m, ainsi que dans le canyon de Cassidaigne.

Je distinguerai deux groupes de roches. Dans le premier, la phosphatisation et la ferruginisation apparaissent pénécontemporaines de la sédimentation ; l'un des échantillons (R 16) présente la plupart des caractères que l'on retrouve dans tel ou tel autre ; je le décrirai de façon détaillée, en tant que type de ce groupe, en signalant éventuellement les variantes. Dans le second figurent les roches antérieures à la phosphatisation et à la ferruginisation, et qui ont été profondément altérées par ces phénomènes diagenétiques ; j'en décrirai également un exemple particulièrement représentatif.

I - ROCHES PENECONTEMPORAINES DE LA PHOSPHATISATION.

A - Caractères macroscopiques (R 16).

L'échantillon mesure une vingtaine de centimètres de long. Sa surface est très irrégulière : profondément corrodée et cariée, elle est, en outre, recouverte d'épibiotites, parmi lesquels se remarquent surtout de gros tubes de Serpules.

En section polie, la structure varie très rapidement d'une coupe à l'autre, ce qui rend la description très délicate. D'une façon schématique, on distingue des zones de teinte rouille, ferrugineuses, et des zones de teinte plus claire, grise à verdâtre, où se localisent les phosphates. La goethite est particulièrement concentrée à la partie inférieure de la roche, où elle forme une croûte de dix centimètres d'épaisseur. Cette croûte renferme des galets calcaires et dolomitiques blancs, plus ou moins teints par la ferruginisation (pl.16 ; fig.1-2-3).

Je m'attacherai, à présent, à l'étude plus précise de ces différentes parties.

B - Les calcaires dolomitiques remaniés.

1°) Minéralogie :

Deux galets dolomitiques à constituants bioclastiques ont pu être analysés. Les pourcentages calcite-dolomite y sont de 40/60 et 20/80. La formule de la dolomite est $\text{Ca } 51 \text{ Mg } 49$; ses réflexions d'ordre sont discernables ; par ces deux caractères, ce minéral apparaît donc mieux organisé que dans le calcaire à *Halimeda*.

La calcite a une teneur en Mg de 7 % dans l'un des galets, voisine de 0 dans l'autre.

2°) Caractères pétrographiques :

On distingue deux faciès :

a - Calcaires dolomitiques bioclastiques :

Ces éléments sont très riches en débris de Corallinacées, de petites dimensions (0,20 à 1 mm) et assez bien classés. Il s'y ajoute de rares débris d'*Halimeda* dissous et quelques Foraminifères benthiques. La cimentation dolomitique est du même type que dans le calcaire à *Halimeda*. Les Corallinacées sont également dolomitisées (pl.16, fig.4 et pl.17, fig.1 et 2).

Des mosaïques de calcite sparitique ont cristallisé dans les pores ; elles peuvent se ramener à deux types :

- le premier est antérieur à la mise en place de la goethite ; les cristaux ont une extinction uniforme, ne réagissent pas à la coloration de la calcite magnésienne ; ce type est présent dans le galet pour lequel l'analyse diffractométrique indique une calcite à teneur en Mg voisine de zéro ; cette calcite, peut donc correspondre, d'après ces caractères, à une cristallisation en milieu subaérien.

- Le second est postérieur à la ferruginisation, les cristaux ont une extinction ondulante ; les mosaïques sont semblables à celles qui sont immédiatement postérieures à la mise en place de la goethite dans le calcaire à *Halimeda*. J'ai pu observer dans certains cas que la polarité de la cristallisation au sein du galet est la même que dans les micro-cavités affectant la croûte ferrugineuse le remaniant ; cela indique que la ferruginisation du calcaire à *Halimeda* et celle qui englobe les galets sont

très probablement contemporaines.

b - Calcaires dolomitiques à péloïdes :

Dans ce faciès, les principaux constituants sont des grains ovoïdes d'un diamètre moyen de 0,25 mm.

Ces péloïdes sont soit micritiques et sans structure interne, soit sparitiques avec tendance à une organisation en zones concentriques (pl.18 fig.1-2-3). Ils sont assez comparables aux "oncoïdes" décrits dans les séries anciennes (Fuchtbauer, 1968), où ils sont souvent interprétés comme résultant de l'activité d'Algues. De très rares organismes, en majorité pélagiques, leur sont associés : Foraminifères (Globigerines), Ptéropodes, Ostracodes.

Les péloïdes sont liés par un ciment primaire du même type que précédemment ; ces deux éléments sont irrégulièrement dolomitisés, les plus affectés étant les péloïdes micritiques. Les tests des organismes pélagiques ne sont pas dolomitisés. Les sédiments ferrugineux et des mosaïques de calcite emplissent les vides.

La roche a une structure laminée, soulignée par des franges sparitiques dolomitisées.

c - Calcaires bioclastiques non dolomitiques :

Ces éléments sont constitués par des débris d'Algues calcaires, Mollusques, Foraminifères, inclus dans une matrice micritique (pl.17, fig. 1). Parmi ces derniers, on relève des sections appartenant à la famille des Homotrémidés (probablement *Miniacina*), indiquant un âge tertiaire ou quaternaire. Les tests de Gastéropodes sont recristallisés en calcite non magnésienne sparitique ; d'autre part, les galets sont localement imprégnés d'oxydes de fer rouge brique, différents de la goethite des croûtes ferrugineuses ; ces deux caractères indiquent que ce type de roche a subi une altération marquée en milieu continental.

d - Commentaires :

Il n'y a pas de preuves indiscutables que les calcaires dolomitiques et le calcaire à *Halimeda* soient contemporains. Cependant l'analogie des faciès, au moins en ce qui concerne la diagenèse précoce, rend cette hypothèse plausible, d'autant plus que tout se passe dans le même secteur géographique. En admettant cela, on peut alors faire quelques remarques :

- la présence du faciès péloïdique, où ne se trouvent que des

organismes pélagiques, indique que le milieu de dépôt et sans doute celui de la diagenèse précoce, est peut-être plus profond qu'on ne pourrait le penser au seul examen des faciès bioclastiques.

- les éléments dolomitiques remaniés sont des galets fortement émoussés. Cela conduit à envisager une émergence de l'affleurement dolomitique tel qu'on le connaît actuellement en place (270 m), ou d'une partie qui serait située plus haut sur la pente continentale et dissimulée actuellement par les sédiments meubles. Les galets auraient été modelés au cours de cette émergence puis englobés, sur place ou après un transport le long de la pente, par les croûtes ferrugineuses. Cela pourrait expliquer d'autre part la présence de calcite faiblement magnésienne dans certains faciès.

- le calcaire à *Halimeda* étudié au chapitre précédent, resté en place, a suivi une évolution plus complexe que les éléments remaniés, auxquels il manque une bonne partie des ciments de pores liés à l'activité biochimique et biologique. Ces phases ultimes semblent responsables de la teneur en CO_3Mg plus élevée dans la calcite du faciès à *Halimeda*.

Cette étude confirme, en outre, que la dolomitisation est antérieure à la ferruginisation, ces deux phénomènes étant séparés par la phase d'émergence.

C - La partie ferrugineuse et phosphatée.

1°) Minéralogie :

Les minéraux suivants sont caractérisés sur les diffractogrammes; quartz, goethite, aragonite, calcite, phosphate. Les proportions sont très variables à l'intérieur d'un même échantillon et, a fortiori, d'un échantillon à l'autre.

Le quartz est détritique ; l'aragonite est organique, ainsi que la majeure partie de la calcite.

La teneur en CO_3Mg de la calcite est de 6 à 7 %, dans les zones riches en goethite comme dans les zones riches en phosphates.

Le phosphate appartient au groupe des carbonates - apatites ; il est habituellement désigné sous le nom de collophane, terme général englobant plusieurs variétés de phosphates cryptocristallins, notamment la francolite (formule ASTM) $\text{Ca}_5(\text{P,C})\text{O}_{12}(\text{OH})$. Le minéral est bien cristallisé ; il donne de bons pics de diffraction à 2,78 - 2,68 - 2,62 - 3,46 Å ; les trois premiers pics, successifs, sont très bien séparés. Ces caractères minéralogiques sont conformes à ceux qui sont rapportés dans différentes études de phosphates marins (Hamilton et Rex, 1959 ; Marlowe, 1971 ; Parker et Siesser, 1972).

2°) Caractères pétrographiques :

J'ai indiqué que l'échantillon présentait à sa base, une épaisse croûte ferrugineuse, à laquelle succèdent des zones claires phosphatées. Ces dernières sont constituées de multiples microstades séparés par des phosphates et des récurrences de goethite, qui, par endroits, est intimement liée aux phosphates. Cette disposition alternée fait que, suivant les lames minces, les stades phosphatés apparaissent soit antérieurs, soit postérieurs aux stades ferrugineux. L'examen des différents échantillons permet de se rendre compte qu'il y a en réalité une phase majeure de mise en place du fer, contaminant superficiellement des roches phosphatées antérieures, et suivie par une reprise de la diagenèse phosphatée entrecoupée de récurrences de goethite.

a - Eléments figurés :

Les faciès examinés sont surtout biodétritiques. Les stades ferrugineux et phosphatés ont, dans l'ensemble, la même composition : débris d'organismes benthiques (Corallinacées, Mollusques, Echinodermes, Bryozoaires...), Foraminifères. Ces fragments sont généralement fins ; on trouve cependant par endroits des tests de Mollusques de plus grandes dimensions.

Les Foraminifères comprennent des espèces benthiques de faible profondeur, circalittoraux (Miliolidae, Elphidiidae) quelques formes benthiques profondes (Pyrgo), enfin un important stock pélagique (Globigerinidae, Orbulinidae). D'autres organismes pélagiques, tels que les Ptéropodes sont présents.

Les échantillons phosphatés, ferruginisés seulement superficiellement, montrent d'assez nombreuses sections d'*Amphistegina hauerina* et d'*Asterigerina planorbis* (pl.18 ; fig.5). On a vu précédemment que ces espèces caractérisent le Pliocène calcaire des têtes de canyons. Il apparaît donc que cette partie de la sédimentation phosphatée est d'âge pliocène, ces espèces ne figurant plus dans les stades indubitablement postérieurs à la mise en place du fer.

Un fait important réside dans la présence d'esquilles de calcaires dolomitiques et de dolomies, au sein des stades phosphatés à microfaune pliocène. Les cristaux de dolomite qui constituent la plus grande partie de ces éléments remaniés, sont du même type que ceux du faciès à *Halimeda*. Là réside la précision chronologique annoncée dans le chapitre précédent : les calcaires dolomitiques, repris dans les sédiments pliocènes, sont obligatoirement antérieurs à cet étage.

Les éléments détritiques minéraux, représentés par un sablon de quartz, sont localement très abondants. Ils sont toujours associés à des organismes pélagiques et n'indiquent pas une diminution de profondeur.

L'échantillon dragué dans le canyon de Cassidaigne (R 88) confirme que le Pliocène a bien été affecté par la phosphatisation ; il présente en effet, les caractéristiques microfaunistiques que j'ai décrites au chapitre I ; en particulier, les Algues calcaires sont dolomitisées. Or les diffractogrammes révèlent que la roche contient un faible pourcentage de phosphate, indiscernable au microscope. Cela indique, en outre, que la dolomitisation des Corallinacées et la phosphatisation sont, dans ce cas, des phénomènes indépendants, puisqu'ils peuvent ne pas coexister.

b - Textures :

Les croûtes ferrugineuses : elles sont constituées par la superposition de couches millimétriques, à contours festonnés, dont la teinte par transmission va du jaune clair au rouge foncé suivant la teneur en goethite (pl.19, fig.1). A l'intérieur de certaines micro-couches, la goethite s'ordonne en globules accolés, dont l'ensemble forme des boursoufflures se développant de façon anarchique, souvent du bas vers le haut (pl.19 fig.2). Ces structures, parfois calcifiées, ne sont pas sans rappeler les globules algaux décrits dans le calcaire à *Halimeda*.

Les croûtes ferrugineuses renferment des organismes marins, peu nombreux dans la zone où la croûte ferrugineuse est la plus épaisse (pl.19 fig.1), plus abondants ailleurs (pl.17, fig.1). Postérieurement à la mise en place de la goethite, se sont créées des cavités en cascade (pl.19, fig.1), unies par des filonnets ; ces pores, probablement dus à la compaction du sédiment, présentent des remplissages internes micritiques, calcitiques et phosphatés, à débris d'organismes benthiques et pélagiques, surmontés par des mosaïques de calcite magnésienne à extinction ondulante (pl.19, fig.3).

Vers la fin de la phase majeure de ferruginisation, on observe des perforations et des encroûtements de Serpules et Bryozoaires eux-mêmes reperforés ; l'ensemble est rempli par les sédiments phosphatés postérieurs (pl.16, fig.4). Cela témoigne d'un arrêt de la sédimentation, les animaux encroûtants précités se fixant sur substrat dur.

Les stades phosphatés : le phosphate de calcium se présente sous les deux formes classiques dans les gîtes sédimentaires (Cayeux, 1931).

1) Une phase crypto-cristalline. Le minéral se présente seul ou en association avec de la calcite micritique (pl.18, fig.1 et 3). Dans le premier cas, il est jaune en lumière naturelle, ponctué de granules

opaques ; éteint entre nicols croisés (pl.20, fig.2 et 3), il a donc un aspect amorphe au microscope, bien que la diffractométrie indique qu'il soit bien cristallisé : c'est cette phase que l'on désigne couramment sous le nom de collophanite, dont les caractères optiques sont très voisins de ceux de l'opale. Dans le second cas, observable particulièrement dans les échantillons à microfaune pliocène, le minéral ne peut se séparer optiquement de la phase carbonatée micritique.

2) Une phase biréfringente correspondant à ce que l'on appelle généralement francolite. Le minéral a cristallisé en couches concentriques fibro-radiées, séparées par du phosphate crypto-cristallin, l'ensemble pouvant atteindre 0,10 mm d'épaisseur. Il se dispose en anneaux autour des débris organiques (cas le plus général) ou minéraux (sud de Giens) qu'il cimente alors directement (pl.20, fig.5). Il forme également des joints transversaux maintes fois répétés, correspondant probablement à des arrêts de sédimentation, délimitant des micro-couches (pl.20, fig.1 et 4). *De la glauconie est fréquemment associée aux phosphates.*

Les débris organiques ne sont pas épigénisés par les phosphates. Par contre certains tests de Gastropodes (peut être aragonitiques ?) sont dissous après la diagenèse phosphatée, puis remplis par un stade postérieur de sédimentation (pl.18, fig.1 et 4).

Les stades phosphatés présentent, comme les croûtes ferrugineuses, des micro-cavités où ont cristallisé des mosaïques de calcite magnésienne.

c - Commentaires :

L'abondance des Foraminifères pélagiques et la présence d'espèce benthiques profondes indiquent que le milieu de dépôt est relativement profond (au moins 150 m). Cependant, les débris benthiques circalittoraux sont également nombreux ; ces éléments peu profonds, transportés sporadiquement le long de la pente continentale, probablement par des courants, se superposent à une sédimentation normalement pélagique. Cela implique une nouvelle fois que le rivage ne devait pas être très éloigné de la rupture de pente ; on peut estimer qu'il se trouvait entre 80 et 150 m par rapport au niveau actuel.

Les croûtes ferrugineuses peuvent être dues à l'activité d'organismes, Bactéries ou Algues. Elles représenteraient alors *un exemple en place de stromatolite ferrugineux profond*, dont la formation, parfois contestée dans les séries anciennes, est expliquée par Monty (1971). S'appuyant sur des observations in vivo et in vitro, cet auteur montre que les Algues Cyanophycées peuvent vivre de façon autotrophe, grâce à leur pigments

particuliers, à des profondeurs où les autres groupes d'Algues ne peuvent prétendre, du fait de l'absorption par l'eau de la partie du spectre qu'elles utilisent pour la photosynthèse. Mieux encore, Monty estime que les Cyanophycées peuvent acquérir un métabolisme hétérotrophe à condition qu'elles disposent d'un substrat organique approprié ; celui-ci serait fourni par les Bactéries "utilisant le système Fe^{++}/Fe^{+++} comme source d'énergie pour leur synthèse". Monty conclut qu'il n'y a pas d'impossibilité théorique à la formation de stromatolite profond ; décrivant ceux-ci, il indique que "ces structures montreraient une lamination composée de couches enrichies en fer et manganèse, et éventuellement de couches composées de sédiment détritique ... la périodicité des couches serait probablement en rapport avec les caractéristiques saisonnières des courants d'eau profonde amenant les éléments nutritifs", ces derniers étant le fer et les phosphates. Les caractères texturaux des croûtes ferrugineuses correspondent particulièrement bien aux vues de Monty.

On retrouve dans les échantillons étudiés ici certains caractères déjà observés dans les conglomérats à éléments métamorphiques "pliocènes". La sédimentation est irrégulière, entrecoupée de période de non dépôt ; chaque microstade est lithifié avant la mise en place des suivants. De ce fait, le temps correspondant aux lacunes de sédimentation peut être considérable. La roche R 16, en particulier, semble s'être comportée pendant le Pliocène et le Pléistocène ancien comme un fond durci marin (hard-ground) ; elle en possède, en effet de nombreuses caractéristiques : perforations contemporaines de la lithogenèse, association des phosphates de calcium, de l'oxyde de fer, de la glauconie (Bathurst, 1971), structure stromatolitique.

D - Conclusion :

La partie méridionale du banc des Blauquières est donc le siège, au cours du Pliocène et du Pléistocène ancien d'une sédimentation à faible taux, favorisant la phosphatisation des dépôts. Le Pliocène remanie les faciès dolomitiques, qui sont donc antérieurs à cet étage. Il apparaît que le Pliocène présente des aspects bien différents, selon qu'on a affaire à des sédiments déposés dans les têtes de canyons, véritables golfes sous-marins à cette époque, ou sur le bord d'une plate-forme s'avancant largement en mer. Dans le premier cas, les dépôts sont franchement calcaires, dans le deuxième, ils sont phosphatés. J'examinerai dans le chapitre de conclusion, les facteurs qui conditionnent ces deux types de dépôt.

II - UN EXEMPLE D'EPIGENISATION PAR LE PHOSPHATE, LA GOETHITE, LA GLAUCONIE

Si les débris organiques contemporains de la phosphatisation ne sont généralement pas modifiés, comme c'est le cas dans les exemples décrits précédemment, il n'en est pas de même pour certaines roches lithifiées avant que ne se manifestent la phosphatisation et la ferruginisation. C'est le cas d'un échantillon dragué également au SW du banc des Blauquières, entre 300 et 250 m (R 184).

A - Description pétrographique sommaire :

La roche est essentiellement constituée par des tests de Mollusques, particulièrement de Pélécypodes montrant souvent les deux valves en place (pl.21, fig.1). Ces débris sont cimentés par des cristaux aciculaires d'aragonite très développés, aussi bien à l'intérieur qu'à l'extérieur des coquilles ; de la calcite sparitique a cristallisé postérieurement à l'aragonite. Ces éléments sont transformés à divers degrés en phosphate, goethite, glauconie.

- les parties internes et externes des tests de Pélécypodes sont généralement transformées en glauconie, la zone centrale étant phosphatisée (pl.21, fig.3). La glauconitisation paraît être ici favorisée par la présence de matière organique : conchyoline de la couche externe, association conchyoline-aragonite formant la nacre de la couche interne. Certains débris sont totalement transformés en phosphate (pl.21, fig.2), d'autres en goethite (pl.21, fig.1).

- l'aragonite du ciment est également épigénisée. Cette altération affecte principalement l'aragonite externe par rapport aux coquilles ; l'habitus aciculaire des cristaux est conservé dans une certaine mesure, les autres caractères optiques étant ceux du phosphate : la couleur est jaune en lumière naturelle, les teintes de polarisation sont grises (pl.21, fig.2). Par contre, l'aragonite située à l'intérieur des coquilles fermées est peu transformée, du fait probablement qu'elle était relativement à l'abri de l'imprégnation par les solutions phosphatisantes (pl.21, fig.3).

- la calcite sparitique antérieure à la phosphatisation a les caractéristiques optiques des sparites précipitées sous l'influence des eaux douces : elle forme des mosaïques désordonnées, les cristaux ont une extinction franche (pl.21, fig.2 et 3) ; certains débris organiques sont d'ailleurs recristallisés en mosaïques de même nature (pl.21, fig.4). Ces cristaux de calcite montrent tous les stades de transformation par le

remplacement quasi-complet.

- la calcite cristallisée après la mise en place du phosphate a, par contre, les caractères marins : elle est fibreuse, son extinction est de ce fait ondulante. On observe ce type de cristallisation dans des micro-cavités situées à la périphérie de la roche, dont les parois sont tapissées d'une couche de phosphate très bien cristallisé (prismes à section hexagonale), associé à la goéthite (pl.21, fig.5).

B - Commentaires.

L'aragonite peut cristalliser dans des conditions très diverses. Elle est souvent subordonnée à des températures et salinités élevées : c'est le cas des beach-rocks à ciment aragonitique qui se forment dans la zone de balancement des marées des mers tropicales et subtropicales, dont il existe de nombreuses études (Ginsburg, 1953 ; Nesteroff, 1954 ; Emery et Cox, 1956 ; Russell, 1962 ; Taylor et Illing, 1969, etc...). De même, Gevirtz et Friedman (1966) ont décrit des couches lithifiées dans des carottes prélevées en Mer Rouge, à des profondeurs comprises entre 1.200 et 1.700 m ; le ciment aragonitique est lié à la présence dans cette mer, de couches d'eau à haute température et salinité (44° C et $270^{\circ}/\text{‰}$ à 2.200 m). Cependant, d'autres études montrent que l'aragonite n'est pas inféodée uniquement à ces deux facteurs. Ainsi Shinn (1969) a décrit, dans le golfe Persique, des couches cimentées par l'aragonite sous le niveau des plus basses mers, jusqu'à -30 m ; la cristallisation s'effectue dans des zones de température et salinité normales pour la région (16 à 37° C - $32^{\circ}/\text{‰}$) ; elle requiert des conditions physiques qui sont : faible taux de sédimentation, stabilité du sédiment, forte perméabilité initiale du sédiment. Des roches à cimentation aragonitique ont été draguées sur le précontinent oriental des Etats-Unis, à 75 m (Allen et al., 1969) et à des profondeurs allant de 320 à 440 m (Hathaway et Degens, 1968) ; pour ces auteurs, la cimentation aurait pris place à des profondeurs sensiblement égales à celles auxquelles se trouvent actuellement les roches, et serait liée à la présence de méthane. Enfin, l'aragonite peut résulter de l'activité de microorganismes ; on pourra en trouver une illustration dans l'étude des faciès profonds à Bryozoaires, développée dans le chapitre V.

Dans la roche que je viens de décrire, la cimentation primaire aragonitique est antérieure aux épigénisations, en particulier à la phosphatisation. Celle-ci paraissant avoir débuté au Pliocène, il s'ensuit que la roche, dans son état initial, est probablement antérieure à cet

étage. Je la rattacherai, à titre d'hypothèse, au groupe des roches dolomitiques (type faciès à *Halimeda*), qui présente le même caractère ; dans ce cas, l'aragonite proviendrait, comme la dolomite, d'un accroissement de salinité (voir discussion sur la dolomitisation, chapitre IV).

La structure des sparites antérieures à la phosphatisation, ainsi que la présence d'organismes recristallisés peuvent être dues à une émer-sion. Il n'est cependant pas exclu qu'il s'agisse dans les deux cas de recristallisations en milieu marin franc, provoquées par les solutions phosphatisantes, qui ont des caractéristiques physiques et chimiques bien particulières (voir chapitre VI).

CHAPITRE IV

LES ROCHES FERRUGINEUSES NON DOLOMITISÉES (PLÉISTOCÈNE)

Je décrirai dans ce chapitre un certain nombre de calcaires à débris organiques, pour la plupart riches en Corallinacées, massivement ferruginisées. Ces roches ne sont affectées ni par la dolomitisation, ni par la phosphatisation.

I - PROVENANCE, OBSERVATIONS SOUS-MARINES ET MACROSCOPIQUES (fig.13).

Plusieurs échantillons ont été prélevés en place au cours d'explorations en soucoupe plongeante. Le premier en date (R 171) a été ramené par L. Dangeard du canyon de Planier (PS 421) : en manoeuvrant la soucoupe, le pilote réussit à briser la partie surplombante d'une dalle, à 200 m de profondeur ; cet échantillon a fait l'objet d'une belle description (Dangeard et al., 1968) à laquelle je me référerai. Ultérieurement, L. Dangeard et ses élèves plongèrent à six reprises dans le même canyon et recueillirent des roches à diverses profondeurs (Dangeard et al., 1969) l'une d'elle, prélevée à 275 m, sera étudiée ici (R.165).

J'ai de mon côté, échantillonné le même genre de faciès pendant la plongée 466, effectuée sur la pente continentale au Sud de l'île Riou, symétrique de la PS 465 par rapport au talweg de Cassidaigne. A cet endroit, la pente varie entre 10 et 20°. On y observe une succession de strates de -170 à -300 m, formant une véritable falaise sous-marine en marches d'escaliers, à peine empâtée par la sédimentation récente. Les bancs présentent un pendage vers le sud-est, au maximum de 10° ; leur épaisseur varie entre quelques dizaines de centimètres à plusieurs mètres ; les plus épais se trouvent d'ailleurs dans la partie la plus profonde, aux environs de -300 m. L'affleurement rocheux semble se poursuivre au-dessous de cette profondeur.

La morphologie de cette falaise est intéressante à considérer, car elle évoque un modelé subaérien. Les bancs les plus massifs sont creusés de profondes cavités : l'une d'elles, à 300 m, aurait pu facilement contenir la soucoupe. Les pans verticaux présentent des profondes déchiquetures semblables aux fissures de dissolution d'un lapiaz littoral actuel. Les joints

de stratification à la partie inférieure de nombreuses dalles, ont été affouillés, ce qui a provoqué la formation de surplombs de 1 à 2 m de profondeur, servant d'abri aux langoustes et poissons (pl.22, fig.1-2-3).

Les échantillons prélevés par la soucoupe (R 17 : 170 m ; R 18 : 190 m) et dragués ultérieurement dans le même secteur (ex. R 51 : 180-200 m) ou dans le canyon de Cassidaigne (ex. R 47 : 200 m) sont soit arrondis (R 18), soit profondément corrodés ; la surface de ces derniers est parfois creusée de cupules de 3 à 5 mm de diamètre et profondeur, délimitées par des crêtes aiguës (pl.22, fig.4) ; ces figures semblent bien être le résultat d'une dissolution, d'autant plus que certains débris organiques sont effectivement dissous, à la surface des cupules.

Les observations effectuées *in situ* et macroscopiques montrent donc que ces roches ont été soumises à des actions érosives, parmi lesquelles la dissolution paraît avoir joué un rôle important. Le problème de savoir si cette dissolution s'est effectuée en milieu sous-marin ou subaérien sera discuté ultérieurement.

II - MINÉRALOGIE."

A - Carbonates :

La composition minéralogique des carbonates est indiquée dans le tableau suivant :

N° Echantillon	Aragonite %	Calcite %	% CO ₃ Mg dans calcite	
			Total	Corallinacées
R 165	70	30	5 et 12	-
R 17	traces	100	9	7
R 18	35	65	12	7
R 171	48	52	11	-
R 47	52	48	15	-
R 51	35	65	12	-

On verra que, sauf pour l'échantillon R 165, la calcite et l'aragonite sont d'origine organique ; cela explique les pourcentages très variables de ces deux minéraux. La diffractométrie n'a décelé ni dolomite, ni phosphates.

B - Oxydes de fer :

La goethite est représentée dans toutes les roches ; elle est abondante dans certains échantillons (R 17, R 18, R 171). Les Algues calcaires de R 17 et R 18 en contiennent une notable proportion ; ce qui les distingue des Algues pliocènes.

C - Argiles :

La détermination des argiles a été faite sur l'échantillon R 18 par la méthode des agrégats orientés, après décalcification ménagée. Les argiles sont peu abondantes. Elles se composent d'illite dominante (0,5), suivie par des interstratifiés irréguliers illite-montmorillonite et chlorite-montmorillonite (0,3), puis par la chlorite (0,2). La goethite est également présente dans la fraction granulométrique étudiée ($< 2 \mu$). *L'illite a une mauvaise cristallinité, l'indice étant égal à 6.*

On note que cette composition minéralogique est différente de celle que j'ai donnée pour les échantillons pliocènes de Cassidaigne, où la montmorillonite est le minéral dominant (chapitre I), ce qui est normal pour des roches d'âge tertiaire. Par opposition, l'illite dominante confirme d'une certaine manière l'âge pléistocène des roches ferrugineuses (commentaire oral Chamley).

La cristallinité de l'illite indique que le climat sur le continent, contemporain des sédiments ferruginisés, était chaud et particulièrement hydrolysant, plus en tous cas que le climat actuel et que ceux qui se sont installés pendant les réchauffements interstadias au cours de la dernière glaciation : l'indice de cristallinité caractérisant ces climats ne dépasse jamais 4 (Chamley, 1967-1971).

III - LES FACIES PETROGRAPHIQUES.

A - Roche à ciment aragonitique (R 165) (pl.23, fig.1-2-3-4) :

1°) Eléments figurés :

La roche est une calcarénite composée, par ordre d'importance décroissante de : débris très cariés de Pélécypodes et Gastropodes, débris d'Echinodermes, Corallinacées, Foraminifères benthiques, Bryozoaires, quelques graviers calcaires et gréseux très émoussés.

Les Foraminifères sont surtout représentés par des Elphidiidés, dont le test est souvent brisé ; on trouve également quelques Miliolidés.

La calcite faiblement magnésienne est à rapporter aux débris de Mollusques et aux extraclasts calcaires. La calcite fortement magnésienne est fournie par les Corallinacées et les Echinodermes.

2°) Ciment :

Le pourcentage particulièrement élevé d'aragonite, en comparaison de la plupart des autres roches, est dû principalement à la cimentation.

Celle-ci est en effet assurée par de l'aragonite. Le minéral, organisé en fins cristaux aciculaires, unit les éléments bioclastiques. Une micrite très ferrugineuse contenant un fin sablon de quartz s'insinue entre les aiguilles d'aragonite ; la goethite imprègne intimement le fond micritique, constitué localement de péloïdes cimentés eux-mêmes par de l'aragonite teintée en brun par la goethite. La porosité de la roche demeure assez importante.

3°) Commentaires :

La cimentation est ici analogue à celle de l'échantillon R 184, transformé en phosphate et goethite (voir chapitre III). Cependant, la formation de l'aragonite apparaît ici pénécontemporaine de la ferruginisation et les débris bioclastiques ne sont pratiquement pas altérés. Ces remarques m'ont conduit à placer cette roche dans le groupe des calcarénites ferrugineuses pléistocènes ; cependant, cette interprétation est assez hypothétique et demande à être vérifiée : il n'est pas exclu que les échantillons R 184 et R 165 soient du même âge ; le second aurait été alors baigné par des solutions moins agressives que le premier.

La composition des débris minéraux et bioclastiques, l'absence de Foraminifères pélagiques ou bathyaux, font de cette roche un dépôt en apparence de faible profondeur. En tout état de cause, on peut dire qu'elle ressemble à un beach-rock, par ces caractères et sa cimentation. Cette interprétation doit cependant être retenue avec réserve : il faut garder à l'esprit que le dépôt se trouve sur la pente continentale, et qu'on ne peut éliminer tout à fait l'hypothèse d'une mise en place à la suite d'un glissement le long de cette pente.

En résumé, l'âge et la genèse de cette roche sont assez incertains et son incorporation à ce chapitre un peu artificielle. Il m'a paru cependant utile de signaler l'existence d'un tel faciès.

B - Roches à ciments calcitiques (pl.22, fig.5-6 ; pl.23, fig.5
pl.24, fig.1 à 5) :

1°) Éléments figurés :

Les divers échantillons sont caractérisés par l'abondance des débris d'Algues calcaires appartenant pour la plupart à une variété de *Lithothamnium calcareum*. D'après J. Picard (in Dangeard et al., 1968), ces Lithothamniées pourraient correspondre, par leurs dimensions, à un ancien maërl déposé sur un fond approximativement plan. A ce stock prépondérant s'ajoutent des débris de Bryozoaires, Mollusques, Echinodermes ; les fragments bioclastiques sont localement orientés parallèlement à leur allongement, disposition traduisant probablement l'intervention de courants lors de la mise en place des dépôts.

Parmi les Foraminifères, on ne relève aucun genre qui soit actuellement éteint en Méditerranée occidentale. En particulier tous les échantillons sont dépourvus d'Amphistégines et d'Astérigerines. Cette microfaune, à prédominance benthique, est composée surtout d'*Elphidium*, de Miliolidae et de Planorbulinidae ; on rencontre également, mais plus rarement, des Textulariidae, Rotaliidae, Lagenidae et Buliminidae. Cette microfaune est comparable à celle que l'on observe actuellement dans les fonds détritiques circalittoraux (Blanc-Vernet, 1969). Le genre bathyal *Pyrgo* n'est pas représenté. Cependant, certains échantillons (notamment R 17) sont plus riches en Foraminifères pélagiques (Globigerines) et en Ptéropodes.

L'abondance et la composition de la microfaune permettent d'attribuer un âge pléistocène à ce groupe de roches.

2°) Textures :

On distingue plusieurs types texturaux dont je donnerai quelques exemples.

- Roches à matrice micritique (R 17, R 18, R 171) :

Les éléments figurés sont noyés dans une matrice micritique à fins débris organiques et minéraux, localement à texture péloïdale (pl.23, fig.5). Ces faciès sont de type wackestone (Dunham, 1962). La goethite imprègne la micrite de façon diffuse et épigénise certains débris ; les fragments d'Echinodermes sont particulièrement sensibles à cette transformation. On note que la goethite est souvent plus concentrée à la partie inférieure des échantillons. Les micro-cavités extraparticulaires sont remplies par des grumeaux ferrugineux surmontés par des

cristaux sparitiques de calcite magnésienne ; ces remplissages sont tout-à-fait identiques à ceux que l'on trouve dans le faciès dolomitique à *Halimeda* et dans la croûte ferrugineuse de R 16. Les conceptacles des Algues calcaires sont occlus par des cristaux de calcite magnésienne en éventail.

- Roches à cimentation mixte :

1) R 47 (pl.24, fig.1 et 2). Les éléments bioclastiques sont emballés dans une micrite sombre, qui emplit également en partie les tests de Gastropodes. Plusieurs couches de calcite magnésienne séparées par des liserés de goethite ont cristallisé postérieurement, aux murs des cavités; les prismes de calcite sont constitués de fibres, dont la section montre une extinction ondulante. Les vides importants sont remplis par un sédiment interne à matrice micritique, imprégné de goethite. Les pores de petites dimensions sont occupés exclusivement par la goethite et la calcite sparitique, qui englobe par endroits des tests d'Ostracodes. Dans cet exemple, la première matrice micritique est exempte de ferruginisation. Le sédiment primaire, déjà lithifié, a été ensuite soumis à des conditions favorisant alternativement la cristallisation de la calcite et le dépôt d'oxyde de fer dans les pores. Le dernier stade micritique est un sédiment interne contemporain de la ferruginisation.

2) R 51 (pl.24, fig.4-5). On distingue ici quatre stades dans l'évolution de la roche. Les débris sont tout d'abord entourés d'une couche de goethite rouge micro-concrétionnée. La goethite est elle même bordée par de la calcite magnésienne fibreuse, ayant cristallisé par endroits en couches successives (pl.24, fig.3), réduite ailleurs à un liseré (pl.24, fig.4 et 5). Une micrite gris-clair contenant de très fins débris pélagiques, remplit les espaces interparticulaires ; cette micrite est exempte de ferruginisation. Enfin, les lacunes résiduelles sont partiellement comblées par de la calcite magnésienne sparitique.

La texture est ici du type packstone. L'absence de la fraction sédimentaire micritique a permis le concrétionnement de la goethite, puis la cristallisation de la calcite autour des débris libres sur le fond, l'ensemble étant l'équivalent de la micrite ferrugineuse des roches du premier groupe. Les vides sont occupés ultérieurement par un sédiment interne micritique, absent également dans les roches du premier groupe, les lacunes y étant presque totalement oblitérées par la matrice ferrugineuse.

Je résumerai ici les intéressantes observations faites par Dangeard et al. (1968) sur les perforations qui affectent les calcaires ferrugineux à Algues, que j'ai relevées également sur les roches de la pente continentale décrites précédemment.

Il existe deux générations de perforants. Les cavités creusées par la première sont l'oeuvre de Pélécypodes difficiles à déterminer, mais présentant des analogies avec les genres *Saxicava*, *Petricola* et *Kellia*. Les coquilles des perforants sont remplies d'une micrite grise, très dure, contenant de rares Foraminifères pélagiques et quelques quartz détritiques ; ce matériel est tout à fait comparable aux sédiments internes que l'on trouve dans les roches précédentes (notamment R 51 - croûte ferrugineuse R 16 - R 15).

Une deuxième génération de Pélécypodes attaque les calcaires ferrugineux et recoupe les premiers perforants. Leurs cavités sont remplies de micrite blanchâtre, assez tendre, qui immobilise les coquilles de *Saxicava arctica*, ainsi que de petites coquilles de *Kellia suborbicularis* qui vivent généralement dans les perforations préexistantes. Cette micrite renferme des Foraminifères pélagiques et divers débris, notamment des spicules d'Eponges et des sclérites d'Ascidies.

IV - COMMENTAIRES.

Après les faciès dolomitiques du type R 15 et les faciès pliocènes calcaires, on se trouve une nouvelle fois en présence de sédiments à caractère circalittoral déposés sur la pente continentale, ce qui est l'indice d'un bas niveau de la mer.

Les calcarénites ferrugineuses à Corallinacées décrites dans ce chapitre, doivent être contemporaines d'au moins une partie des croûtes ferrugineuses échantillonnées à l'extrémité SW du banc des Blauquières. Les différences pétrographiques qui existent entre ces deux types de roches peuvent s'expliquer par deux observations. Tout d'abord, les roches ferrugineuses du banc des Blauquières proviennent d'une profondeur actuelle plus grande (250 à 280 m) que les calcaires ferrugineux à Algues (récoltées entre 170 et 200 m) ; il est donc normal qu'elles renferment une moindre quantité d'organismes végétaux photophiles. D'autre part, on remarque que dans les secteurs où se sont accumulés les sédiments à Algues calcaires (Planier et S Riou), la rupture de pente actuelle est aux environs de -110 m, tandis qu'au SW du banc des Blauquières, la pente est douce jusqu'à -250 m ; le glissement des sédiments, facile à envisager dans le premier cas, demanderait des courants beaucoup plus énergiques

dans le second. Cette remarque suppose implicitement que la morphologie, au temps de la mise en place de ces dépôts, n'était pas très différente de l'actuelle, et en particulier que l'épais recouvrement sédimentaire décelé par la sismique au S du banc des Blauquières était déjà présent.

Pour revenir à l'appréciation du niveau de la mer, on peut se livrer à deux hypothèses :

a) Les dépôts d'Algues calcaires sont en place à 200 m. Les fonds actuellement équivalents se développant vers -50 m, le niveau de la mer aurait été dans ce cas à -150 m.

b) Les dépôts d'Algues calcaires sont remaniés par glissement sur la pente. Il faut dans ce cas que les dépôts originels se soient trouvés au moins à la rupture de pente, c'est-à-dire à -110 m, ce qui mettrait par la même considération que précédemment le niveau de la mer vers -60 m.

En combinant ces deux éventualités, on voit que le rivage devait se tenir entre -60 et -150 m. L'absence de Foraminifères bathyaux (notamment de *Pyrgo*, présents par contre dans les faciès ferrugineux du banc des Blauquières) dans les dépôts à -200 m, ferait également incliner pour un rivage assez nettement inférieur à 60 m ; une ligne de rivage vers -100 m pourrait concilier toutes les conditions.

Ces considérations sur le niveau de la mer relativement au niveau actuel, sont assez spéculatives, et je ne les ai évoquées ici que pour tenter de fixer les idées. En effet, elles ne tiennent pas compte, pour l'instant, des éventuelles déformations du précontinent. De plus, rien ne prouve que le niveau de la mer était stable pendant le dépôt des sédiments ferrugineux qui a pu durer fort longtemps.

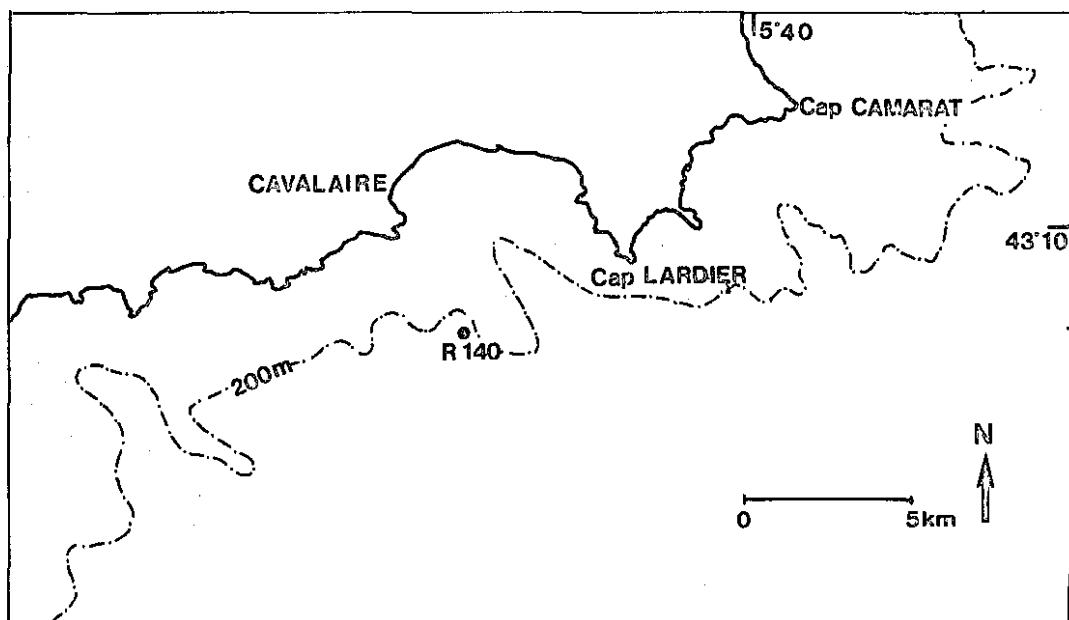
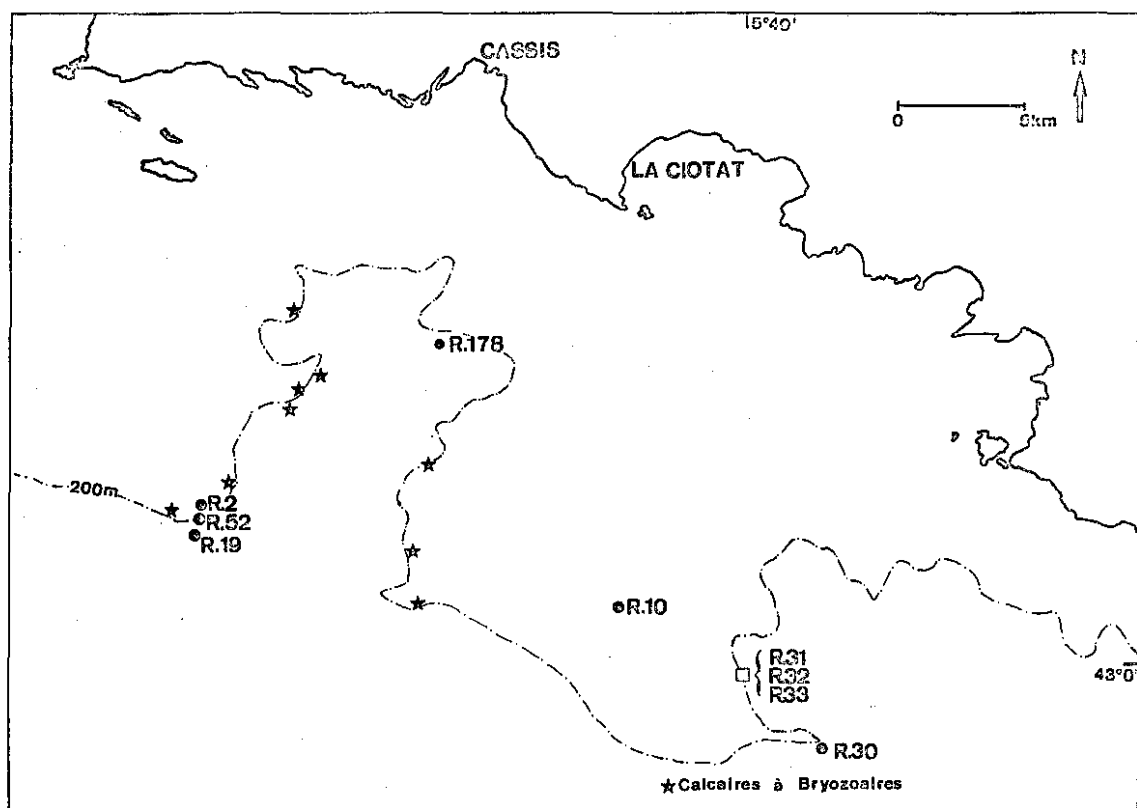


Figure 14. Carte de situation des roches postérieures à la ferruginisation.

CHAPITRE V

LES ROCHES POSTÉRIEURES A LA FERRUGINISATION

Le dernier chapitre descriptif sera consacré à divers faciès qui ont pour caractéristique commune de n'être affectés par aucun des phénomènes décrits précédemment, à savoir : la dolomitisation, la phosphatation, la ferruginisation. En ce qui concerne cette dernière, une précision s'impose dès l'abord : on verra que les oxydes de fer ne sont pas totalement absents dans certaines roches ; mais ils y figurent seulement sous forme d'enduits discrets. Cela autorise à penser que ces roches sont postérieures à la phase majeure de ferruginisation.

I - LES CALCAIRES A BRYOZOAIRES.

A - Caractères généraux :

Ces roches se présentent macroscopiquement comme des calcaires à grain fin (calcilutites) contenant des colonies de Bryozoaires. Les échantillons sont très taraudés par les Cliones et autres perforants, et généralement recouverts superficiellement d'un enduit noir d'oxyde de fer.

J'ai recueilli ce type de roche en de nombreux points du canyon de Cassidaigne, ainsi que dans le canyon des Stoechades, au S du cap Cavalaire, au cours de dragages effectués en moyenne entre 300 et 150 m. J'ai également pu observer et échantillonner un affleurement en place, au cours de la plongée 468 dans le canyon de Cassidaigne, à l'Ouest de l'Esquine ; entre ces deux profondeurs, la roche affleure de façon continue *sans stratification visible*. L'aspect général est celui d'une sorte de chape hérissée d'aspérités. Cela constitue une disposition originale, en rapport avec les conditions de dépôt.

B - Minéralogie.

1°) Carbonates :

Les analyses des échantillons broyés globalement donnent des résultats ne différant que par les teneurs en aragonite et calcite, seuls carbonates de calcium présents. Les pourcentages en aragonite se situent entre 20 et 40, ceux de la calcite entre 60 et 80. Les analyses des Bryozoaires, isolés par grattage, donnent des résultats inverses : la teneur en aragonite est de l'ordre de 75 %, pour 25 % de calcite.

La calcite a, dans toutes les analyses, des teneurs élevées en carbonate de magnésium, de l'ordre de 14 à 15 %.

2°) Argiles :

La fraction argileuse est beaucoup plus abondante, dans ces roches, que dans les faciès bio-détritiques ferrugineux (chapitre IV). L'illite est dominante (5,5) ; on trouve ensuite la chlorite (2), des interstratifiés irréguliers illite-montmorillonite et chlorite-montmorillonite (2), de la kaolinite (0,5). *La cristallinité de l'illite est médiane (coefficient égal à 5).*

C - Caractères pétrographiques.

1°) Eléments figurés :

Les organismes les plus abondants sont les Bryozoaires. Ce sont des Cheilostomes encroûtants, qui se présentent en colonies arrondies ou lobées, disposées généralement en plusieurs couches superposées. La détermination de ces organismes en lame mince n'a pu être faite ; cependant on sait que des Bryozoaires encroûtants vivent jusqu'à des profondeurs d'au moins 200 m ; en particulier Rioult et Picard (in Dangeard et al., 1968) en ont donné une liste de 8 espèces vivants sur la calcarénite ferrugineuse prélevée à 200 m dans le canyon de Planier.

A ces Bryozoaires sont souvent associés des tubes de Serpules. Les autres organismes sont rares. En particulier, il n'y a pas de débris d'origine proprement littorale ou circalittorale. On rencontre quelques Foraminifères bathyaux (*Pyrgo*), des arénacés (Textulaires) généralement indicateurs de milieux vaseux et fréquents dans la vase bathyale actuelle (Blanc-Vernet, 1969). Les Foraminifères pélagiques sont relativement plus abondants que les benthiques ; ce sont des Orbulines et des Globigerines, parmi lesquelles on relève des sections de *Globigerinella siphonifera* espèce vivant habituellement dans des eaux chaudes. Les Ptéropodes, autres organismes pélagiques assez fréquents, sont le plus souvent à l'état de débris ; j'ai cependant pu identifier *Spiratella inflata* espèce également sub-tropicale vivant actuellement en Méditerranée (voir partie

IV). Différents autres débris figurent avec une plus moins grande abondance suivant les échantillons : Ostracodes, Calcisphères, Spicules de Spongiaires, sclérites d'Ascidies, quartz détritiques...

2°) Texture : (planche 25)

La disposition générale consiste en une succession d'un grand nombre de microcouches micritiques limitées par des enduits ferrugineux à allure stylolitique. La teinte des stades micritiques est beige à gris clair ; leur texture est très variable : certains sont compacts, d'autres péloïdaux ; dans ce dernier cas, les péloïdes sont cimentés par de fins cristaux de calcite magnésienne.

Les joints ferrugineux sont extrêmement irréguliers ; de ce fait, les couches micritiques, loin d'être planes, ont parfois une structure noduleuse. De plus, elles sont souvent perforées ; les cavités ainsi créées étant comblées par des stades ultérieurs. En quelque sorte, la morphologie interne est comparable à la morphologie externe actuelle de la roche, caractérisée par de profondes perforations et la présence d'enduits ferrugineux.

Le remplissage des Bryozoaires, dont le test est aragonitique est également extrêmement varié (pl.25, fig.2-3). Des loges sont comblées par des micrites, massives ou péloïdales, analogues à celles du reste de la roche ; dans d'autres a cristallisé de la calcite magnésienne microsparitique ou sparitique (dans ce dernier cas, fibreuse à extinction ondulante) on trouve également des loges présentant de beaux cristaux d'aragonite (pl.25, fig.3), toujours associés à des produits noirs, comparables au remplissage de certains pores du calcaire dolomitique à *Halimeda* (chapitre II) ; il faut noter qu'ici ces produits noirs sont absents des loges emplies de calcite magnésienne sparitique, leur association avec l'aragonite semble donc caractéristique. Il existe de nombreuses combinaisons de ces différents remplissages : par exemple : aragonite ou calcite magnésienne sparitique interrompues par un sédiment interne micritique, aragonite puis calcite magnésienne, etc... Enfin, des loges contiguës peuvent présenter des remplissages différents, ceux-ci ont donc une répartition aléatoire.

3°) Perforations :

En comparant les calcaires à Bryozoaires et les perforations qui l'affectent avec les remplissages des perforations relevées dans les calcarénites ferrugineuses pléistocènes, on constate que :

- Le sédiment micritique et pélagique qui colmate la première génération de perforants, dans les calcarénites ferrugineuses, est très comparable par sa teinte, sa texture, son degré de lithification, aux micrites qui composent l'essentiel des calcaires à Bryozoaires.

- Ces derniers sont affectées par deux types de perforations superficielles (en sus des perforations synsédimentaires observées dans la masse de la roche) : les plus anciennes sont remplies par un calcaire micritique blanchâtre assez tendre, à débris pélagiques, analogue au matériel obstruant la deuxième génération de perforants des calcarénites ferrugineuses ; en second lieu, on peut distinguer des perforations récentes, plus ou moins envahies par la vase jaune sub-actuelle.

Ces observations seront utilisées dans l'essai de reconstitution chronologique.

D - Commentaires.

Les calcaires à Bryozoaires résultent d'une sédimentation irrégulière, entrecoupée de périodes de non dépôt pendant lesquels les derniers sédiments déposés sont lithifiés, puis soumis à l'action des animaux perforants et sans doute à une dissolution sous-marine indiquée par l'aspect des micro-joints. De ce point de vue, ces roches sont comparables à certains faciès étudiés précédemment, en particulier aux conglomérats à éléments métamorphiques pliocènes et à l'échantillon ferrugineux et phosphaté R 16. La différence réside ici dans l'absence quasi totale d'éléments benthiques littoraux. La microfaune, les textures, la mauvaise cristallinité de l'illite indiquent que les sédiments se sont déposés à une profondeur assez importante, pendant une période où le climat était chaud, c'est-à-dire très probablement pendant un interglaciaire pléistocène. L'affleurement du canyon de Cassidaigne, observé entre 150 et 200 m correspondrait parfaitement à un niveau de la mer très voisin du niveau actuel. J'ajouterai que ces roches représentent le seul faciès véritablement bathyal que j'ai rencontré au cours de cette étude, mises à part les vases actuelles de cet étage bionomique. Il faut noter, enfin, que des échantillons présentant des caractères comparables, au moins en ce qui concerne les textures, ont été dragué en différents points du globe à des profondeurs de 3.000 à 200 m (Milliman, 1966 ; Fischer, et Garrison, 1967). Fischer et Garrison (1969) ont souligné les similitudes qui existent entre ces faciès et ceux de certains calcaires jurassiques alpin, interprétés jusqu'alors et à juste titre comme des dépôts profonds.

Dans le détail, le remplissage des loges de Bryozoaires est particulièrement intéressant. La cristallisation de l'aragonite est probablement liée à une décomposition de matières organiques (produits noirs) par des Bactéries. On constate que ce phénomène, déjà observé dans le calcaire dolomitique à *Halimeda*, peut se manifester à une profondeur importante, pourvu que le micro-milieu s'y prête. La cristallisation de la calcite magnésienne sparitique serait elle, d'origine purement physico-chimique (sursaturation en CaCO_3 dans le micro-milieu des loges). On voit donc que dans certains cas, les mécanismes bio-chimiques et physico-chimiques peuvent concourir à la lithification.

II - LES CALCAIRES SIG DÉTRITIQUES

Il me reste enfin à parler de quelques échantillons qui, dans l'ensemble, sont les témoins d'un ou de plusieurs bas niveaux de la mer, postérieurs à la phase majeure de ferruginisation. Certains présentent des caractères communs qui permettent de les grouper ; les autres seront décrits séparément.

1°) Calcaires à Algues et enduits ferrugineux :

Plusieurs fragments de roches présentent les mêmes caractéristiques et numérotés R 52 ont été draguées entre 220 et 170 m, approximativement sur le parcours de la plongée 466 (S de Riou) (fig.13).

a - Minéralogie :

Les données minéralogiques sont résumées dans le tableau suivant:

	% Aragonite	% Calcite	% MgCO_3 dans calcite
Total	45	55	13
Micrite	0	100	15
Ciment pores	0	100	14
Algues calcaires	0	100	14

b - Description pétrographique (pl.26 et 27) :

On distingue à la partie inférieure de cet échantillon plusieurs couches micritiques, séparées par des enduits micro-stylolitiques d'oxyde de fer noir. Ces micro-couches sont gris-clair ; leur épaisseur varie de

0,5 à 6 mm. Leur texture est compacte ou péloïdale. Elles renferment de rares débris de Foraminifères pélagiques, d'Ostracodes ainsi que des spicules de Spongiaires. Dans la dernière couche micritique sont partiellement enchâssés des débris d'Algues calcaires, Mollusques, Bryozoaires, Echinodermes, Foraminifères benthiques, etc... Un dépôt d'oxyde de fer noir couronne la partie supérieure de cette dernière micrite. Ce dépôt se retrouve autour des débris organiques ; il s'épaissit à leur partie inférieure jusqu'à former par endroits des micro-stalactites. La couche d'oxyde de fer est entouré par un liseré de calcite sparitique limpide. Les pores sont enfin partiellement comblés par une micrite grise, dont les péloïdes sont cimentés par de la calcite magnésienne en mosaïque, puis par une couche de calcite magnésienne fibreuse.

c - Commentaires :

Les couches micritiques ont les mêmes caractéristiques que celles que l'on a pu observer dans les calcaires à Bryozoaires. Compte tenu de la profondeur actuelle des échantillons (170-220 m), il est raisonnable de penser que les micrites se sont déposées par un plan d'eau voisin de l'actuel. Les éléments biodétritiques cirralittoraux viennent interrompre cette sédimentation profonde, il s'agit encore, probablement, d'un matériel ayant glissé sur la pente continentale, peut être à la suite d'un faible abaissement du niveau de la mer. On notera en outre que la teneur en $MgCO_3$ de tous les constituants est particulièrement élevée, fait dont la signification chronologique sera discutée plus loin. On a donc là un nouvel exemple, original, de lithification sous-marine.

2°) Autres échantillons :

De nombreux échantillons riches en éléments détritiques, terrigènes ou organiques, ont été recueillis à diverses profondeurs. Certains ont pu être datés par les analyses du ^{14}C effectuées sur des débris de tests ; pour les autres, les critères qui permettraient de juger de leur ancienneté relative, font défaut. Il convient cependant de les décrire, afin de compléter l'inventaire des faciès .

a - Les calcaires gréseux et conglomérats :

1) Minéralogie des carbonates.

Les caractéristiques des carbonates sont indiquées dans le tableau suivant :

N°	% aragonite	% calcite	% MgCO ₃ dans calcite
R 10	0	100	3
R 2	22	78	15 et 3
R 31	42	58	9
R 32	30	70	9
R 33	42	58	9

2) Situation et caractères texturaux :

J'indiquerai succinctement les caractères des différents échantillons.

R 10 : ce fragment de roche a été dragué entre 140 et 150 m, dans la partie sud du banc des Blauquières. Cependant, on ne peut considérer qu'il était en place à cette profondeur, car il ne portait pas de trace de cassure. Il s'agit d'un poudingue hétérométrique, comportant des galets calcaires allant de quelques mm à 3 cm. La cimentation est assurée par de la calcite sparitique, non magnésienne, présentant tous les caractères de la calcite précipitée sous l'action des eaux douces vadoses. On a donc là un vestige d'une ancienne plage, témoignant d'un bas niveau de la mer. Malheureusement sa cote exacte est inconnue, aussi me bornerai-je à signaler sa présence.

R 2 (pl.28, fig.1-2-3) : Cet échantillon a été arraché à la drague, entre 160 et 110 m, au Sud de l'île Riou. Dans ce secteur, le fond présente une légère rupture de pente à 130 m. Le fragment a un aspect général frais, car il est peu corrodé par les animaux perforants et peu recouverts par les épibiotés. Les éléments figurés sont : des granules calcaires et siliceux, très usés, de 2 à 5 mm de diamètre, des débris bio-clastiques : Algues, Mollusques, Echinodermes, Foraminifères benthiques également très usés.

La présence des granules calcaires anciens explique la phase calcitique non magnésienne décelée par la diffractométrie. Les éléments sont unis par une très fine frange de calcite magnésienne fibreuse, les espaces interparticulaires sont remplis par une micrite peloïdale, cimentée par de la calcite magnésienne en fins cristaux.

La nature et l'usure des éléments figurés permettent de penser que le sédiment était proche du littoral ; macroscopiquement, l'échantillon pourrait être interprété comme un dépôt de plage. Cependant, la cimentation est sous-marine. Il s'agit donc plus probablement d'un dépôt de

faible profondeur, n'excédant pas une dizaine de mètres, sans doute assez récent étant donné son état de fraîcheur et le fort pourcentage en CO_3Mg contenu dans la calcite.

R 31, R 32, R 33 (pl.28, fig.4 et 5) : ces fragments ont été dragués entre 180 et 155 m dans la partie SE du banc des Blauquières, zone où la pente est faible jusqu'à 300 m. Ils n'y ont pas été cassés par la drague ; on peut cependant considérer que l'affleurement d'où ils proviennent n'était pas très éloigné, car ils ne montrent pas de traces d'usures ; ce sont sans doute des fragments de dalles démantelées sur place par les perforants.

Les éléments figurés comprennent une abondante fraction détritique et minéral (quartz et feldspaths) ; les débris d'organismes sont très usés, se sont des Algues calcaires (R 31), des Bryozoaires (R 32 - R 33), des Mollusques, des Echinodermes, des Foraminifères benthiques. Ces débris sont noyés dans une micrite qui, par endroits prend une texture peloïdale ; dans ce cas, les péloïdes sont cimentés soit par de fines aiguilles d'aragonite (R 31) (pl.23, fig.5), soit par de la calcite magnésienne (R 32 - R 33).

Ces calcaires gréseux sont assez voisins des grès dunaires littoraux de la région, par leur composition en éléments figurés. Cependant, la minéralogie des carbonates indique que la lithification s'est effectuée en milieu sous-marin. Le matériel apparaît infralittoral, au plus circalittoral. Comme l'échantillon R 2, ils témoignent d'un bas niveau de la mer, qui pourrait être celui atteint au cours de la dernière glaciation. Sans doute faut-il voir là l'équivalent de la dalle gréseuse, responsable, selon Bourcart (1963) de l'aspect très plat du plateau dans le golfe du Lion ; cette appellation a été reprise depuis par de nombreux auteurs parfois sous le nom de "dalle würmienne" (Glangeaud et al., 1968). Toutefois, il n'est pas exclu qu'elle englobe des roches d'âges notablement différents. Les éléments qui permettraient d'en juger font défaut.

b - Les calcaires bioclastiques de la pente continentale.

Je donnerai les caractéristiques de quatre échantillons recueillis en divers points de la pente continentale.

1) Minéralogie :

Les tableaux suivants résument les caractéristiques minéralogiques des carbonates et des argiles :

Minéralogie des carbonates :

N°	% Aragonite	% calcite	% MgCO ₃ dans calcite	
			Total	Algues calcaires
R 19	40	60	14	-
R 178	55	45	11	14
R 140	40	60	12	14
R 30	48	52	14	-

Minéralogie des Argiles :

N°	Illite	Chlorite	Kaolinite	Montmorillonite	Interstratifiés	Cristallinité illite
R 178	5	2	2	traces	1	3,5
R 140	5,5	2	0,5	0,5	1,5	3,25
R 30	5	1,5	1	1	1,5	3

On notera que la teneur en MgCO₃ de la calcite est élevée ; en particulier, les Algues calcaires ont des teneurs identiques à celles des Algues actuelles. Les colorations à la solution de Feigl indiquent que l'aragonite provient presque exclusivement des débris d'organismes.

Les argiles sont très comparables à celles des roches pléistocènes décrites précédemment (roches ferrugineuses et calcaires à Bryozoaires) ; on retrouve en particulier l'illite dominante caractère distinctif de la sédimentation argileuse pléistocène, par opposition au Pliocène où domine la montmorillonite.

2) Age et climat :

Trois échantillons ont été datés par le ¹⁴C (J et Y. Thommeret, Centre Scientifique de Monaco). Les résultats sont les suivants :

R 178 : 27 900 ± 1100 ans B.P.

R 140 : 24 400 ± 1100 ans B.P.

R 30 : 12 200 ± 300 ans B.P.

Les deux premières dates se placent dans l'interstade compris entre le Würm III b et le Würm III c, connu sous le nom de Paudorf, ou de la Salpêtrière dans le midi de la France, où il est bien caractérisé (Escalon de Fonton, 1963, 1966, 1967). Les indices de cristallinité de l'illite sont en accord avec les âges mesurés ; en effet, ils traduisent un climat légèrement moins chaud que l'actuel mais nettement plus que ceux qui régnaient pendant les phases glaciaires du Würm. Les valeurs

des indices sont d'ailleurs les mêmes que celles qu'a révélées Chamley (1967-1971) dans les carottes profondes de Méditerranée occidentale, pour le même interstade.

Le même commentaire vaut pour l'échantillon R 30. Son âge mesuré le place dans l'interstade d'Alleröd, vers la fin du Würm IV, marquant un net réchauffement du climat. Il y a également accord entre l'indice de cristallinité de l'illite contenue dans la roche, et celui de l'illite sédimentée dans les grands fonds de Méditerranée occidentale pendant la même période (Chamley op.cit.).

Ainsi, les sédiments lithifiés würmiens correspondent-ils à des réchauffements du climat. La concordance entre les âges et les climats indiqués par la cristallinité de l'illite confirme que ce critère, découvert et utilisé dans l'étude de la sédimentation proprement argileuse, est également valable lorsque l'argile est emprisonnée dans une roche calcaire.

3) Situation et caractères texturaux :

R 178 (pl.29, fig.1) : l'échantillon a été prélevé en place dans la tête orientale du canyon de Cassidaigne, entre 450 et 300 m. Ce bloc assez volumineux (30 cm de long sur 10 d'épaisseur), renfermait un exemplaire de *Chlamys islandicus*, espèce nord-atlantique disparue actuellement de Méditerranée. La partie supérieure étant recouverte par de grandes Huîtres fossiles, dont je parlerai ultérieurement.

Les éléments figurés sont de type circalittoral : Algues calcaires, Mollusques, Bryozoaires, Echinodermes, etc... Les Foraminifères sont en majorité benthiques, également circalittoraux; seuls de rares *Pyrgo* indiquent que le dépôt est en réalité profond. Le quartz détritique est assez abondant ; il s'y associe des granules dolomitiques probablement jurassiques. Les débris sont noyés dans une matrice micritique de calcite magnésienne, dépourvue de texture à l'observation optique.

R 140 : cet échantillon a été arraché à la drague dans le canyon des Stoechades, au Sud du cap Cavalaire, entre 340 et 220 m. Le bloc de 20 cm de long sur 10 d'épaisseur, est irrégulièrement consolidé : certaines zones sont très cohérentes. La surface est assez profondément corrodée par les animaux perforants, encroûtés par des Spondyles et des Serpules, et recouverte d'un enduit noir d'oxyde de fer (pl.29, fig.2).

Dans la zone la plus interne, les grains sont cimentés à leurs points de contact par de la calcite magnésienne fibreuse, en couches isopaques, parfois alternant avec des couches micritiques (pl.30, fig.1-2-3).

Différents stades de micrites massives ou péloïdales emplissent plus ou moins les vides. Dans la zone externe, la calcite fibreuse diminue progressivement d'épaisseur, tandis que la micrite prédomine : le développement du ciment calcitique fibreux est là contrarié par la mise en place des sédiments internes micritiques. Ceux-ci, contenant des Foraminifères pélagiques, doivent représenter la sédimentation bathyale normale. On note également la cristallisation d'aragonite dans certaines chambres de Gastropodes (pl.30, fig.3), voisinant avec d'autres chambres remplies de calcite fibreuse ; ce phénomène est identique à celui qui a été décrit pour les calcaires à Bryozoaires ; il montre que les solutions circulant dans les pores et précipitant le ciment, peuvent localement subir des modifications importantes, probablement sous l'effet de microorganismes.

R 19 : la roche a été prélevée à -300 m, à proximité de dalles épaisses de plusieurs mètres, au cours de la plongée SP 466 effectuée au S de l'île Riou et décrite plus haut. Elle a livré un exemplaire de *Chlamys tigrina*, que Gignoux (1913) considère comme caractéristique du Sicilien.

Les éléments figurés et la cimentation diffèrent peu des exemples précédents. On note cependant la présence de petits fragments de calcaires ferrugineux, provenant des assises situées sur la pente à moindre profondeur, ce qui confirme que la roche est postérieure à la ferruginisation.

R 30 (pl.28, fig.6) : plusieurs fragments de même nature ont été dragués sur le bord sud-oriental du banc des Blauquières, à environ 250 m. Ce sont des plaquettes et des nodules généralement faiblement cimentés, friables sous les doigts, certaines zones étant cependant plus cohérentes.

Des valves entières de *Venus casina* sont prises dans la roche. Celle-ci renferme en outre des débris organiques cirralittoraux, l'ensemble étant comparable aux sédiments des "sables à *Amphioxus*" actuels, qui se trouvent habituellement entre 10 et 30 m de fond, mais peuvent descendre beaucoup plus profondément dans les zones balayées par les courants (73 m dans le détroit de Bonifacio, Bellan et al., 1961). La microfaune a livré *Paromalina coronata*, espèce nord-atlantique ; on trouve également le Ptéropode nord-atlantique *Spiratella retroversa*, accompagné d'*Euclio pyramidata*. La présence de ces espèces est compatible avec l'âge mesuré (cf. IVe partie).

La faible cohésion de la roche est assurée par des péloïdes micritiques eux-mêmes cimentés par de fins cristaux de calcite magnésienne, d'une manière comparable à la cimentation du maërl récent de Riou.

4) Commentaires :

Les calcaires würmiens datés sont tous composés de matériel biotétritique originellement peu profond. Les profondeurs auxquelles ces échantillons ont été recueillis sont trop importantes, même en tenant compte du fait que le niveau de la mer pouvait se situer vers -120 m au cours de la régression würmienne. On peut difficilement expliquer les positions bathymétriques actuelles par une déformation tectonique étant donné l'âge récent des roches. La mise en place des sédiments est due plus vraisemblablement à l'action des courants qui, balayant la partie supérieure de la pente, entraînent le matériel circalittoral jusqu'à des profondeurs variables où ils peuvent être conservés, soit parce que la force des courants diminue, soit parce que la topographie du fond s'y prête ; il faut en outre que la lithification s'opère et il semble qu'elle soit favorisée par les réchauffements du climat. L'existence de tels courants a été invoquée par de nombreux auteurs, pour expliquer la sédimentation dans les têtes de canyons (par exemple Gennesseaux et Thommeret 1968 ; Shepard, 1972) ; ils peuvent avoir une certaine action érosive sur les dépôts antérieurs déjà lithifiés ; cette action est évidemment d'autant plus efficace que la roche est moins consolidée.

Les caractères faunistiques et microfaunistiques sont compatibles avec les âges donnés par le ^{14}C : la présence d'espèces nord-atlantiques indiquent que les éléments se sont déposés pendant une phase glaciaire, bien que leur lithification se soit opérée pendant les réchauffements interstadias. Le balayage de la partie supérieure de la pente continentale par les courants s'est donc effectuée au Würm ; cependant, les mêmes causes produisant les mêmes effets, il est possible et même probable que des faciès non datés (par exemple R 19) correspondent soit à une autre phase de la même glaciation, soit à une glaciation antérieure.

CHAPITRE VI

DISCUSSION GÉNÉRALE ET HYPOTHÈSES CHRONOLOGIQUES

Au terme de l'étude des roches de la pente continentale, on se trouve en présence de plusieurs phénomènes qui ont déjà fait couler beaucoup d'encre : la dolomitisation, la ferruginisation, la phosphatisation, l'ensemble contribuant à la lithification. On verra, en les examinant successivement que souvent, plusieurs explications peuvent être envisagées. Cela ne simplifie pas l'interprétation chronologique et paléogéographique qui, dans le détail, demeurera à l'état d'hypothèses.

I - LA DOLOMITISATION.

Les roches affectées par la dolomitisation sont : les faciès pliocènes à Mélobésiées, les faciès du type calcaire dolomitique à *Halimeda*. J'ai déjà donné une interprétation des premiers ; je m'attacherai plus particulièrement ici à l'examen des seconds. J'utiliserai pour cela les données d'une littérature fort vaste, revue par bonheur de façon synthétique par différents auteurs (par exemple Friedman et Sanders, 1967 ; Michard, 1969).

A - Place dans la classification des dolomies :

Friedman et Sanders (op.cit.) distinguent trois classes de dolomies, en sus du cas particulier représenté par le remaniement de cristaux de dolomite ancienne dans les roches plus récentes (dolomies détritiques).

a) Les dolomies syngénétiques sont pénécontemporaines du dépôt ; les cristaux de dolomite sont de petites dimensions, très souvent micritiques.

b) Les dolomies diagénétiques sont formées par remplacement d'un carbonate de calcium pendant ou après la consolidation du sédiment : elles peuvent également résulter d'un remplacement pénécontemporain des grains et du ciment des sédiments carbonatés par la dolomite.

c) Les dolomies épigénétiques résultent du remplacement par la dolomite de roches calcaires déjà fortement lithifiées. La répartition des dolomies est dans ce cas subordonnée à la présence de failles et fractures affectant les calcaires.

La distinction entre les dolomies syngénétiques et diagénétiques est subtile, et parfois difficile à établir ; le meilleur critère serait la dimension des cristaux (micritiques pour les dolomies syngénétiques). Quoi qu'il en soit le faciès dolomitique à *Halimeda* se range très exactement dans la classe des dolomies diagénétiques : la dolomitisation est en effet pénécontemporaine de la formation du ciment primaire, consécutif à la dissolution de l'aragonite.

B - Mécanismes de la dolomitisation :

Pour Friedman et Sanders (op.cit.), les dolomies, qu'elles soient syngénétiques, diagénétiques ou épigénétiques, doivent leur origine à l'action des saumures à rapport Mg/Ca élevé. Les dolomites d'origine bactérienne seraient exceptionnelles, et on peut considérer que la majorité des dolomies se sont formées sous des conditions évaporitiques.

L'hypersalinité peut résulter de trois phénomènes :

a) Concentration par évaporation de l'eau de mer, dans des sédiments supra-littoraux et intertidaux, où dans la masse d'eau elle-même.

b) Concentration par évaporation de l'eau douce dans des bassins continentaux.

c) Concentration des eaux interstitielles par diffusion ou d'autres processus. Ce type de concentration prendrait place dans des conditions de subsurface.

Il va sans dire que seuls le premier et le dernier cas peuvent ici être retenus, par le seul fait que les faciès dolomitiques sont franchement marins.

La concentration par évaporation peut provoquer la dolomitisation soit directement, soit par interfiltration des saumures dans les sédiments

1°) Dolomitisation par évaporation en milieu supra-littoral ou intertidal :

Dans ces milieux, l'excès de l'évaporation par rapport aux précipitations provoque une transpiration des eaux interstitielles qui se concentrent en ions Mg, puis s'évaporent à la surface du sédiment où se forme ainsi la dolomite. On connaît des exemples récents explicables par ce processus. Ainsi, Shinn et al. (1965) ont décrit des croûtes

dolomitiques en formation à Andos Island (Bahamas) : la dolomite s'y observe dans la zone supratidale, située au-dessus du niveau moyen de haute-mer, submergée seulement par les hautes-mers exceptionnelles et les tempêtes. Les auteurs indiquent que les croûtes dolomitiques ont progressé vers l'intérieur des terres en suivant une transgression récente de la mer. Dans les sebkhas du golfe Persique, en milieu supralittoral de même nature que le précédent, Illing et al. (1965) montrent que la dissolution de l'aragonite et de la calcite précède ou accompagne la dolomitisation ; cette dissolution, observée dans certaines dolomies anciennes (par exemple Schmidt, 1965) est considérée par plusieurs auteurs (Landes, 1946), Murray, 1960) comme faisant partie intégrante du processus de dolomitisation : elle assurerait la source locale des ions nécessaires à la conversion en dolomite. Les recherches de laboratoire (synthèse de la dolomie, dolomitisation expérimentale) montrent d'ailleurs que la dissolution des carbonates de calcium précède toujours l'apparition de la dolomite (Graf et Goldsmith, 1956 ; Baron, 1960), qui est liée à la concentration en CO_3 et HCO_3^- . Les solutions dolomitisantes, en sus d'une forte concentration en sels, doivent avoir une réserve alcaline à base de bicarbonates ; leur pH est de ce fait proche de la neutralité, voire légèrement acide.

2°) Dolomitisation par circulation de saumures :

La dolomitisation par infiltration (seepage-refluxion) a été imaginée par King (1947) et discutée par Newell et al. (1953) et Adams et Rhodes (1960). Dans cette théorie, qui connaît une grande faveur, des saumures se formeraient, comme précédemment, dans des zones littorales où l'évaporation est supérieure aux précipitations. L'évaporation tendrait à abaisser le niveau de l'eau au rivage, et à accroître la concentration et par conséquent la densité de l'eau. On obtiendrait ainsi une saumure lourde qui, plongeant et s'écoulant sur le fond marin, serait susceptible de provoquer la dolomitisation des sédiments dans lesquels elle s'infiltrerait au passage. Ce processus semble avoir reçu une vérification à Bonaire (Antilles néerlandaises), où les eaux sursalées des lagunes s'infiltreraient en profondeur dans les sédiments calcaires sous-jacents, y provoquant une diagenèse dolomitique par remplacement (Lucia, 1968). La dolomitisation affecte à Bonaire une série plio-pléistocène de pente externe, assez comparable à la disposition que l'on observe sur la pente continentale méditerranéenne. Debryes et al. (1965) ont calculé que le flot dolomitisant peut pénétrer jusqu'à 175 m au-dessous du niveau de la mer.

Ainsi, la dolomitisation se ferait en milieu supralittorale dans le premier cas, en milieu marin franc dans le second. Il s'agit de faire un choix pour expliquer la dolomitisation du calcaire à *Halimeda*. Dans une note préliminaire (Froget, 1972), j'avais retenu la première solution, qui me paraissait mieux convenir à certains aspects de la diagenèse : en particulier, la dissolution de l'aragonite et de la calcite est très comparable à ce qui se produit dans les sebkhas du golfe Persique. Cependant, les faciès dolomitisés ne sont pas du type de ceux que l'on trouve dans les sebkhas ; ce sont des sédiments circalittoraux déposés sous une tranche d'eau que l'on peut évaluer à au moins une cinquantaine de mètres. Pour expliquer cette contradiction, j'avais envisagé que le calcaire à *Halimeda* avait été porté dans la zone supralittorale à la suite d'une régression, puis avait été dolomitisé lors d'une remontée ultérieure de la mer.

A Présent, la dolomitisation en milieu marin franc m'apparaît plus probable, surtout à cause de l'absence totale de faciès de très faible fond ; la sédimentation des organismes, la dissolution des carbonates, la dolomitisation sont presque contemporaines ; les deux derniers phénomènes ont donc dû se produire à une profondeur voisine de celle à laquelle se sont déposés les débris bioclastiques.

On peut alors envisager deux origines pour les solutions dolomitisantes :

1) Formation dans les lagunes, comme dans le cas de Bonaire, suivie d'une infiltration dans les sédiments de la pente continentale. Cela apparaît peu probable, compte-tenu de la morphologie du plateau et de la position évaluée du niveau de la mer à cette époque (entre 150 et 200 m).

2) Formation provoquée par un confinement partiel du bassin méditerranéen, sous un climat favorisant l'évaporation.

C'est le mécanisme le plus souvent invoqué pour expliquer la formation des dolomies de plates-formes dans les séries anciennes. Il nécessite un affaiblissement des échanges avec l'océan, à la suite d'une diminution de l'épaisseur d'eau au-dessus du détroit, et un déficit des eaux de précipitation et des apports fluviaux par rapport à l'évaporation (Sverdrup et al., 1942). Dans ce cas, les eaux superficielles sont faiblement renouvelées par les apports océaniques, la salinité s'accroît notablement, en particulier dans les zones littorales ; il se forme des saumures denses qui s'écoulent vers le fond du bassin et peuvent y précipiter des évaporites, les marges continentales voyant la formation des dolomites, faciès pénésalin. Je retiendrai cette interprétation car, on le verra, elle permet de placer convenablement les faciès dolomitiques

dans l'histoire de la Méditerranée, compte-tenu des indications chronologiques déduites de l'analyse pétrologique.

Quoi qu'il en soit, la dolomitisation, provoquée par des saumures, peut être considérée avec vraisemblance comme indicatrice d'un climat chaud et aride, nécessaire à l'évaporation. Cela est d'ailleurs en accord avec la nature des débris bioclastiques, *Halimeda* vivant sous les basses latitudes.

II - LA FERRUGINISATION.

J'examinerai à présent les modalités de la mise en place du fer, sous sa forme fortement oxydée (Goethite). La première question qui se pose est de savoir dans quel milieu s'est manifestée la ferruginisation. Ce phénomène a souvent été considéré comme caractérisant une émergence : c'est d'ailleurs cette interprétation qu'avait choisie Dangeard et al. (1968) dans l'étude du calcaire ferrugineux à Algues prélevé dans le canyon de Planier ; cependant ces auteurs ne disposaient que d'un échantillonnage limité, rendant difficile toute conclusion. Les critères minéralogiques et pétrologiques dégagés au cours de mon étude descriptive montrent qu'au contraire, le fer s'est mis en place en milieu marin : l'étroite association de cet élément et des calcites magnésiennes en est la meilleure preuve, sans qu'il soit besoin de s'apesantir sur cette question.

Le fer est mêlé à des roches carbonatées de faible profondeur ; son dépôt pénécontemporain de la sédimentation organique, s'est donc effectué dans la zone littorale. De ce point de vue, les roches ferrugineuses sous-marines sont comparables à certains gisements sédimentaires des séries anciennes, auxquels a été consacrée une volumineuse littérature (bibliographie in Faure, 1966). Schématiquement, on peut en dégager deux grandes tendances interprétatives, susceptibles d'être appliquées dans le cas présent, et liées à des conceptions différentes de la mise en solution du fer dans l'eau de mer.

A - La solubilité du fer :

Le fer ferreux est très soluble en milieu réducteur riche en matière organique, à condition que le pH soit inférieur à 7 (Rivière, 1942). Le fer ferrique est pratiquement insoluble en milieu oxygéné ; il ne le devient que pour des valeurs très basses du pH : le fer trivalent ne peut exister en solution ionique que pour des pH inférieurs à 5.

Cependant, l'hydroxyde $\text{Fe}(\text{OH})_3$ peut se trouver dans l'eau de mer normale à l'état de suspension colloïdale, composée de micelles de très petites dimensions ; l'accroissement graduel de ces micelles par agglutination conduirait à un lent dépôt sur le fond (Harvey, 1928, 1945 ; in Strakhov, 1967).

Par contre, le fer se combine facilement à la matière organique ; les composés organiques du fer sont solubles dans l'eau de mer et peuvent théoriquement s'y concentrer. Cependant cette concentration est prévenue par une hydrolyse graduelle de ces composés, libérant $\text{Fe}(\text{OH})_3$ qui floccule et se dépose : le fer introduit dans un bassin à l'état de composé organique atteint également le fond sous forme de gel d'hydroxyde.

B - Première interprétation : le fer est directement hérité de sols continentaux.

Le fer est donc pratiquement insoluble dans l'eau de mer de surface et proche du rivage : ce milieu est plutôt oxydant, et les valeurs du pH y sont généralement supérieures à 7. Les gisements de fer littoraux proviendraient donc de son dépôt dans la zone de mélange avec les eaux fluviales, où il peut se trouver sous la forme détritique, en solution, adsorbé sur les argiles ou à l'état de complexe organique (Faure, 1966). Dans cette interprétation, on admet que le fer transporté par les cours d'eau provient de concentrations préalables dans les sols continentaux élaborés sous climat tropical humide, à partir de roches suffisamment riches en minéraux ferromagnésiens (cristallines, volcaniques et métamorphiques). Il existe au moins deux variantes dans cette façon de voir les choses.

a) Le dépôt marin est pénécontemporain de la concentration pédogénétique et résulte de son drainage normal.

b) Il y a un décalage dans le temps entre la phase de concentration et la phase de dépôt en mer. Cette conception est exprimée dans la théorie biorhexistasique d'Erhart (1956-1961) : le fer, concentré pédogénétiquement sous couvert forestier pendant une longue période chaude (biostasique) est libéré à la suite d'une rupture, d'origine climatique ou tectonique, de ces conditions initiales. Le fer est alors transporté massivement dans le bassin de sédimentation au début de la phase rhéxistasique. Faure (1966), dans son étude des oolites ferrugineuses du Niger, note que cette hypothèse n'est pas satisfaisante qualitativement, car le dépôt exige "un apport de fer sous une forme extrêmement dispersée à l'état dissous ou pseudo-dissous... Le transport à l'état détritique nécessite une solubilisation postérieure pour aboutir au dépôt de

caractère chimique observé dans les ooïdes". Cette remarque est valable pour les roches pléistocènes sous-marines, dans lesquelles j'ai noté ce même caractère en ce qui concerne les dépôts de goethite.

C - Deuxième interprétation : le fer est mis en réserve en mer.

Le fer, peu soluble dans l'eau de mer normale, le serait beaucoup plus dans une couche d'eau particulière. Ainsi, pour Borchert (1960) la stratification des eaux et les échanges entre différentes couches expliqueraient la précipitation du fer. Cet auteur estime que le fer peut se mettre en réserve sous forme de bicarbonate, dans une zone réductrice à CO_2 (pH 6 à 7,5) individualisée dans les océans au cours des périodes chaudes où les pôles sont libres de glace. Cette couche à CO_2 se trouverait sous la couche de surface, à O_2 (pH 7,2 à 8,5) et surmonterait une couche sapropélique à H_2S (pH 7,2 à 9) due à l'absence de circulation profonde, les eaux de fond n'étant plus alimentées par les eaux polaires froides et riches en oxygène. Les échanges entre la couche à CO_2 et la couche à O_2 , sous la dépendance de courants marins parallèles à la côte, provoqueraient, dans la zone littorale, la précipitation du fer sous forme de limonite mêlée aux débris grossiers, d'origine continentale et marine. Dans la couche à CO_2 le fer précipiterait à l'état de chamosite, lorsque les échanges avec la couche superficielle sont faibles. Enfin, la couche profonde sapropélique verrait une accumulation de schistes noirs réduits, bitumineux et pyriteux.

D - Conclusion.

Il est objectivement impossible, dans l'état actuel de choisir entre deux mécanismes, en ce qui concerne la genèse des roches ferrugineuses pléistocènes. Je ferai cependant quelques remarques.

a) Dans la première hypothèse, le fer serait hérité de sols continentaux élaborés sous climat chaud. Or de telles concentrations pédogénétiques se sont formées au Pléistocène durant les périodes interglaciaires ; la plus caractéristique correspond à l'interglaciaire Mindel-Riss auquel est rapporté le paléosol connu sous le nom de "ferretto", très puissant dans les Alpes méridionales et dans le Nord de l'Italie. Il y a donc là une source possible de fer sous-marin. On peut objecter qu'il n'existe guère de témoins de tels paléosols sur le proche continent ; la nature calcaire des terrains environnants n'est au surplus pas favorable à leur formation. Cependant, le secteur sous-marin étudié est sous la

dépendance des apports du Rhône et l'a été très probablement au cours du Pléistocène ; or ce fleuve draine un vaste arrière pays comportant un éventail de roches susceptibles de subir une altération ferrallitique ; le paléosol Mindel-Riss est d'ailleurs connu dans la Basse-Isère où il est suffisamment épais pour avoir été exploité comme produit réfractaire (Gignoux, 1950 ; p.702).

b) Dans la deuxième hypothèse, le fer précipiterait à partir d'une réserve marine constituée sous climat chaud dans une couche à CO₂. La stratification des eaux nécessaire à ce processus a-t-elle pu s'instaurer au cours d'une phase interglaciaire du Pléistocène ? Il est impossible d'en juger ; on peut seulement noter que les forages effectués en mer profonde dans le bassin méditerranéen occidental n'ont jusqu'à présent pas rencontré de faciès sapropéliques qui devraient normalement être synchrones des dépôts ferrugineux littoraux. Cependant, on verra plus loin que les conceptions de Borchert apparaissent séduisantes lorsqu'on les compare aux idées les plus couramment admises pour expliquer les dépôts de phosphates.

c) Quoiqu'il en soit, on remarque que les deux hypothèses présentent un point commun : un climat chaud est invoqué pour expliquer la mise en réserve du fer, en milieu continental ou en milieu marin. Différents auteurs ont souligné que les principaux gisements de fer appartiennent à des séries transgressives ; ainsi Fairbridge (1967) indique ; "l'environnement idéal peut être attendu sur les précontinents au climat semi-tropical ... Il n'est pas surprenant que les gisements de fer soient comme pour les phosphates, concentrés dans les étapes marines les plus transgressives (Ordovicien, Jurassique, Crétacé inférieur)". Les calcaires ferrugineux pléistocènes entrent bien dans cette conception générale : les argiles qu'ils contiennent, héritées des sols continentaux contemporains, témoignent de conditions hydrolisantes ; en particulier, la cristallinité de l'illite (coefficient égal à 6) indique un climat chaud et humide.

d) Que le fer soit hérité des sols continentaux ou extrait d'une réserve marine, il faut mettre l'accent sur le rôle important que peuvent tenir les organismes en ce qui concerne sa précipitation et sa concentration. Ainsi, on a vu que la croûte ferrugineuse de l'échantillon R 16 est de nature stromatolitique, construite par des Bactéries ou des Algues cyanophycées, ou par une association de ces deux organismes. Il en va peut-être de même pour la goethite qui remplit les pores du calcaire à *Halimeda*, encore que les caractères texturaux soient dans ce cas moins nets, ainsi que pour l'ensemble des roches ferrugineuses.

En résumé, on peut retenir que les calcaires ferrugineux sous-marins, formés sous climat chaud, se sont déposés et lithifiés durant une période interglaciaire du Pléistocène. Ils correspondent donc probablement à une phase transgressive. Je tenterai plus loin de préciser cette indication d'ordre chronologique et paléogéographique.

III - LA PHOSPHATISATION.

Les phosphates d'origine marine ont également fait l'objet de nombreuses études, tant dans les séries anciennes, que dans les gisements plus récents, actuellement en position sous-marine. Ces derniers se présentent soit sous la forme de nodules libres sur le fond, en général à grande profondeur (Dietz et al., 1942), soit en dépôts lithifiés et stratifiés analogues à ceux que j'ai décrit ici ; de nombreux affleurements appartenant au deuxième type, et d'âge allant de l'Eocène au Pléistocène inclus, ont été découverts récemment en divers points : au large de la Californie (d'Anglejan, 1967-1968), dans la mer des Caraïbes (Marlowe, 1971), au large de l'Afrique du Sud (Parker et Siesser, 1972) et de la Nouvelle Calédonie, (Anglada, Froget, Récy, étude en cours).

Dans ces exemples, les phosphates sont très fréquemment associés à la goéthite ; ce genre de dépôt est donc largement représenté sur les plates-formes, les pentes continentales et les hauts fonds sous-marins.

Il ressort des différentes études que la genèse des phosphates marins nécessite la présence de ces éléments en solution dans l'eau de mer, en plus ou moins grande abondance ; la question la plus souvent discutée est de savoir si les phosphates précipitent directement, ou s'ils résultent d'une transformation d'un matériel calcitique.

A - Phosphates directement précipités.

La synthèse des données géologiques, expérimentales et océanographiques, conduit Kazakov (1937) à mettre en relation les dépôts de phosphates avec l'action de courants marins ascendants (up-wellings), amenant des eaux profondes froides à se mélanger à des eaux superficielles plus chaudes.

Il en résulterait une élévation de température, une perte en CO_2 et une augmentation du pH qui provoqueraient une précipitation chimique des phosphates, dans une zone comprise entre 50 et 200 m de profondeur. Au-dessous de 200 m l'eau serait sous-saturée en phosphates ; au-dessus de 50 m ils seraient rapidement assimilés par le phytoplancton.

Un certain nombre d'auteurs ont adopté cette théorie et l'ont précisée. Ainsi Mc Kely et al. (1953) indiquent que les phosphates permians de l'Ouest des Etats-Unis se sont formés sur une vaste plate-forme inclinée, largement ouverte sur la mer, bordée par des terres émergées produisant peu de matériel détritique. La phosphatisation, due à la remontée d'eaux profondes, s'effectuerait à des profondeurs comprises entre 200 et 100 m. On ne peut qu'être frappé par la similitude de ces conditions et de celles que présente la pente continentale au Sud du banc des Blauquières, où j'ai recueilli les roches phosphatées plio-pléistocènes : ce secteur n'est alimenté par aucun cours d'eau au Nord, et demeure assez éloigné des apports rhodaniens à l'Ouest ; la profondeur à laquelle s'effectue la phosphatisation est également compatible avec la profondeur présumée des dépôts. La pente continentale apparaît bien, dans ces conditions particulières, comme une zone "défavorable à la sédimentation stérile, favorable donc à la sédimentation phosphatée" (Slansky, 1964).

B - Phosphates issus d'une transformation de la calcite.

Les travaux expérimentaux de Ames (1959, in Marlowe, 1971) montrent que la calcite est remplacée par les carbonates-apatites lorsqu'elle est exposée à des solutions alcalines de phosphates, de pH égal ou supérieur à 7, et de concentration en PO_4^{3-} égale ou supérieure à 0,1 ppm ; les calcites micritiques sont, dans ces conditions, plus rapidement phosphatisées que les calcites sparitiques. Cet auteur estime que le remplacement des carbonates par l'apatite est le processus le plus probable de formations des grands dépôts phosphatés marins, car il nécessite des concentrations de PO_4^{3-} beaucoup plus faibles que ne le demanderait une précipitation primaire.

Dans les travaux récents consacrés aux phosphates sous-marins les auteurs admettent généralement ce processus de transformation (D'Anglejan, 1968 ; Marlowe, 1971 ; Parker et Siesser, 1972).

C - Discussion.

Au Sud du banc des Blauquières, les phosphates se présentent sous quatre aspects :

- 1 - épigénisant des débris organiques et de l'aragonite précipitée.
- 2 - Intimement liés à de la calcite micritique.
- 3 - Concentrés en une phase micro-cristalline isotrope.

4 - Cristallisés en anneaux biréfringents autour des débris et en liserés correspondant à des arrêts de sédimentation.

Dans les trois derniers cas, les débris organiques ne sont pas affectés par la phosphatisation. Le processus de remplacement est évident pour la première disposition ; on peut également l'admettre à la rigueur pour les deux suivantes.

Cela semble plus difficile pour la dernière. En effet, si les anneaux et liserés de francolite avaient été primitivement de la calcite, celle-ci aurait été sparitique, et probablement magnésienne. On conçoit mal qu'une telle calcite ait été transformée en phosphates, tandis que les tests des organismes, de nature et structure minéralogiques voisines n'auraient pas été affectées par cette transformation. La précipitation directe de cette forme de phosphate semble donc plus plausible.

En résumé, il apparaît assez vraisemblable que les phosphates se sont formés à la fois par précipitation directe et par remplacement des carbonates, sous l'influence de courants ascendants. Ces deux processus, qui ne diffèrent que par la teneur en ions PO_4^{3-} nécessaire à leur mise en oeuvre, ne sont en effet pas inconciliables dans l'interprétation de Kazakov, qui apparaît la meilleure proposée à ce jour.

On notera en outre qu'il y a des analogies entre la théorie de Borchert (1960) expliquant la genèse des gisements ferrugineux et celle de Kazakov. En effet, la couche à CO_2 qu'envisage Borchert contiendrait, outre le bicarbonate de fer, d'autres éléments majeurs, parmi lesquels les ions PO_4^{3-} . Dans les deux théories, les dépôts minéraux sont expliqués par des réactions chimiques accompagnant le mélange des eaux superficielles chaudes avec les eaux plus profondes, provoquée par des courants marins ascendants. La théorie de Kazakov apparaît comme la plus vraisemblable pour expliquer les dépôts phosphatés ; comme phosphates et goéthite apparaissent assez étroitement associés, là où ils coexistent, il est tentant d'admettre la théorie de Borchert en ce qui concerne les dépôts ferrugineux ; la prédominance de l'une ou l'autre phase minérale résulterait alors des fluctuations locales de la chimie des eaux d'origine profonde. Cependant cette unification séduisante parce que satisfaisant le besoin de logique et de système, ne peut être tenue pour certaine dans l'état actuel des recherches.

IV - ESSAI D'INTERPRETATION CHRONOLOGIQUE ET PALEO GEOGRAPHIQUE.

Avant d'esquisser une interprétation, je rappellerai et discuterai les éléments qui permettent d'y aboutir.

A - Remarques sur la lithification.

Deux questions se posent de façon générale au sujet de la lithification : dans quel milieu s'est-elle effectuée, et quelles en sont les causes ?

1) Les critères minéralogiques (teneurs en $MgCO_3$ de la calcite) et texturaux (p.ex. textures fibreuses de la calcite précipitée), indiquent que presque toutes les roches échantillonnées sur la pente continentale se sont lithifiées en milieu sous-marin. Il y a seulement exception en ce qui concerne le fragment de cordon littoral R 10. Il n'y a pas de faciès dû à une lithification subaérienne ; cela n'implique pas forcément que les différents affleurements soient restés constamment sous le niveau marin, comme on le verra plus loin.

2) Il ne peut être question ici, de décider des causes générales de la lithification. Je me limiterai à faire une remarque : on constate que les roches pliocènes et pléistocènes se sont formées sous des climats chauds : il n'y a pratiquement pas d'échantillon que l'on pourrait corréler à une phase glaciaire ; les roches würmiennes datées correspondent elles-mêmes à des interstades bien marqués (Paüdorf - Alleröd) où le climat était voisin de l'actuel, ce qui est confirmé par la cristallinité de l'illite.

L'influence du climat semble primordiale même en ce qui concerne les faciès déposés à une profondeur relativement importante (calcaires à Bryozoaires). Cette observation appelle les commentaires suivants :

- L'eau de mer est actuellement sursaturée en $CaCO_3$ entre 0 et environ 600 m ; cette sursaturation est très importante sous les basses et moyennes latitudes, où l'eau peut contenir une quantité de $CaCO_3$ plus de trois fois supérieure à la valeur d'équilibre, tandis qu'elle l'est beaucoup moins sous les hautes latitudes (Defant, 1961 ; Alekin, 1967). Les carbonates de calcium sont donc disponibles, dans la couche superficielle, en plus grande quantité pendant les périodes chaudes, où se réalisent les conditions actuelles des basses et moyennes latitudes, que durant les périodes froides, qui correspondent aux conditions des hautes latitudes.

- Les périodes glaciaires correspondent en principe à des régressions de la mer. Un abaissement du niveau de la mer peut être à l'origine de conditions hydrodynamiques telles qu'il n'y ait pas de dépôt sur la pente continentale, et même qu'il y ait érosion des dépôts antérieurs, en milieu marin. Il est également possible qu'une ou plusieurs régressions pléistocènes aient amené le niveau de la mer à une cote égale ou infé-

inférieure, par rapport au niveau actuel, à la profondeur maximale explorée, qui est d'environ -300 m. Les dépôts marins correspondant au maximum de ces régressions seraient alors à rechercher plus profondément ; les roches antérieures situées à la partie supérieure de la pente continentale auraient dans ce cas subi une érosion subaérienne.

En résumé, les roches échantillonnées semblent appartenir à des périodes interglaciaires ou, dans certains cas particuliers, interstadi-aires. Les glaciations proprement dites correspondraient alors à des périodes d'érosion ou d'absence de sédimentation.

B - Le problème des phases d'érosion.

Du point de vue de la paléogéographie, un problème intéressant est alors de savoir si l'absence de dépôt ou l'érosion sont dus ou non à une émergence. Nous allons voir que, si l'on examine les données avec objectivité, il n'est malheureusement pas possible, sauf exception, de répondre avec certitude à cette question.

a) La première phase d'érosion se placerait après la dolomitisation et avant la ferruginisation. J'en rappelle les indices, déjà évoqués dans le texte descriptif : les faciès dolomitiques du type calcaire à *Halimeda* sont remaniés à l'état de galets dans les croûtes ferrugineuses, certains éléments renferment des cristaux de calcite non magnésienne. Il est raisonnable de penser que l'émoussé des galets a été acquis en milieu subaérien. Il y a donc probabilité pour que les affleurements dolomitiques se soient trouvés à l'air libre, et ce peut-être jusqu'à la profondeur actuelle de 270 m.

b) La deuxième phase d'érosion aurait eu lieu après la ferruginisation et avant le dépôt des roches non ferrugineuses. Les observations morphologiques montrent que les roches ferrugineuses ont subi une érosion celle-ci a pu s'exercer en milieu sous-marin aussi bien que subaérien, comme on va le voir en discutant les données morphologiques, minéralogiques et texturales.

- Morphologie : les couches ferrugineuses présentent, à l'observation directe, des traits morphologiques particuliers : de nombreuses dalles sont surplombantes ; les pans verticaux sont déchiquetés : leur aspect est très comparable à celui qu'offrent les calcaires soumis à la dissolution dans la zone littorale émergée (lapias littoral). Certains échantillons montrent également des micro-figures en cupules, très certainement provoquées par une dissolution.

Cependant, cette morphologie peut être due en partie à l'action des animaux (dégagement de couches tendres par les Poissons, caries par les Eponges et les Pholades...), en partie également à l'action de courants marins. D'autre part, il ne faut pas exclure a priori, que la dissolution, manifeste au niveau de l'échantillon, se soit effectuée en milieu franchement sous-marin. Il existe en effet des indications qui rendent cette hypothèse plausible. Ainsi, on a vu que les micro-joints ferrugineux d'allure microstylolitique, observés dans les calcaires "profonds" à Bryozoaires, sont des figures dues probablement à l'activité de dissolution quasiment syngénétiques. D'autre part, Siesser (1972) a relevé des cupules de dissolution à la surface de blocs de dolomie dragués par 790 m de fond, sur la pente continentale d'Afrique du Sud ; la profondeur à laquelle ces échantillons ont été recueillis étant importante, l'auteur pense qu'ils n'ont jamais été exposés en milieu subaérien ; en conséquence, il conclut que les figures de dissolution se sont dessinées en milieu sous-marin, dans la zone sous-saturée en CaCO_3 comprise entre 600 et 1500 m.

Il convient donc d'être prudent dans l'interprétation de traits morphologiques qui, bien qu'évoquant un modelé subaérien, ont pu s'élaborer de diverses façons en milieu sous-marin.

- Minéralogie : le pourcentage en carbonate de magnésium contenu dans la calcite des roches peut apporter des renseignements sur leur évolution. On constate que les teneurs sont en moyenne plus élevées dans les roches récentes, non ferrugineuses, que dans les roches ayant subi des modifications diagenétiques (Pliocène et roches ferrugineuses). Cependant, il est difficile d'interpréter de ce point de vue, les analyses globales, car de nombreux facteurs peuvent expliquer les variations des pourcentages en MgCO_3 ; ainsi une roche riche en Foraminifères pélagiques ou en débris de Mollusques, aura, dès son origine, une teneur globale en MgCO_3 moins forte qu'une roche riche en Algues calcaires ou en débris d'Echinodermes ; la mise en place de cristallisations ou de sédiments internes dans les pores d'une roche ancienne peut également modifier sa minéralogie globale, et ce cas est fréquent. On ne peut comparer de façon valable que les analyses concernant un élément particulier, que l'on peut isoler dans les roches. Les Algues calcaires, organismes originellement riches en MgCO_3 et bien représentées dans presque toutes les roches, peuvent satisfaire cette exigence. Je regrouperai ci-après les résultats obtenus pour les Lithothamniées des différents échantillons, en y ajoutant des données sur les Algues actuelles ainsi que sur des Algues prélevées par carottage dans les sédiments meubles du plateau continental, et datées par le ^{14}C .

Origine des Lithothamniées	% MgCO ₃ dans calcite	Age ¹⁴ C
Sédiments actuels	15 %	
Maërl lithifié Riou R 120 - 143 - 220	16 %	1200 - 1300 BP
Carotte D 11.67	14 %	16.200 ± 350 BP
Roche non ferrugineuse R 140	14 %	24.400 ± 1100 BP
Roche non ferrugineuse R 178	14 %	27.900 ± 1100 BP
Roche non ferrugineuse R 52	14 %	
Roches ferrugineuses R 17 - R 18	7 %	
Pliocène	7 - 8 %	

La teneur en MgCO₃ des Lithothamniées vivantes est conditionnée principalement par la température. Chave (1954) rapporte des pourcentages allant de 7,7 pour une température de 5°C (Alaska) à 16,4 pour des températures de l'ordre de 23°C (Bermudes). Les valeurs relevées ici pour les Algues actuelles et récentes sont compatibles avec les températures de la Méditerranée, mer tempérée ; il faut d'ailleurs souligner que les Algues ayant vécu au Würm ont des teneurs à peine plus faibles que celles des Algues actuelles, ce qui est normal, puisque les roches d'où elles ont été extraites se sont formées au cours des réchauffements interstadiers.

Par contre, on constate que les Algues pliocènes et pléistocènes ferrugineuses ont des teneurs en MgCO₃ nettement inférieures aux précédentes. Cela n'est probablement pas dû à un effet de la température à l'époque où vivaient ces organismes : les roches où ils ont été prélevés se sont formées sous des climats chauds, et même largement plus que l'actuel. Ces Algues avaient sans doute des teneurs en MgCO₃ au moins égales à celles des Algues récentes ; elles en auraient donc perdu une partie, environ la moitié.

En ce qui concerne le Pliocène, il est possible que cette fraction ait été utilisée pour former la dolomite remplissant les cellules des Algues (voir chapitre I, 2ème section). Cette explication n'est plus valable pour les Algues calcaires des roches ferrugineuses, non dolomitifiées. On peut alors envisager que le lessivage partiel du magnésium, dissolution incongruente, se soit effectué en milieu subaérien, comme on l'a vu pour les roches des grottes sous-marines. Cependant, d'autres interprétations peuvent être envisagées : la perte en MgCO₃ serait due à la

chimie particulière des eaux marines lors de la ferruginisation, et serait alors syngénétique ; si la dissolution congruente des roches a eu lieu en milieu sous-marin, comme il en a été question au paragraphe précédent, elle a pu s'accompagner d'un lessivage du $MgCO_3$; ces altérations sous-marines éventuelles peuvent être très lentes, en sorte qu'elles ne seraient décelables que dans les roches les plus anciennes...

Ces arguments contradictoires, que je me contenterai d'ébaucher sans les discuter plus longuement, montrent que les critères minéralogiques ne sont pas décisifs.

- Textures : il faut souligner une fois encore, que les roches analysées se sont lithifiées en milieu sous-marin. Les émergences, s'il y en a eu, ne se sont concrétisées ni par la construction de roches typiquement subaériennes, telles que les éolianites, ni par l'adjonction de phase calcitique d'origine subaérienne, à moins que ces faciès n'aient échappé à l'échantillonnage. Les critères texturaux directs, qui permettraient seuls de résoudre le problème, manquent donc. Il existe cependant un détail textural particulier qu'il me faut rappeler ici, mais qui peut également s'interpréter de deux façons. Il s'agit de la présence des Cyanophycées dans les conglomérats à éléments métamorphiques, attribués au Pliocène (-300 m), et dans les pores du calcaire dolomitique à *Halimeda* (-270 m) ; dans ce dernier faciès, les Cyanophycées se sont installées après la mise en place de la goéthite.

Le biotope le plus fréquenté par ces Algues endolithes est celui de la roche calcaire supra ou médiolittorale. Cependant, comme je l'ai déjà dit au sujet des croûtes ferrugineuses, Monty (1971) a montré que, dans certaines conditions, les Cyanophycées peuvent vivre de façon hétérotrophe dans un milieu privé de lumière, donc à une profondeur importante. On se trouve donc de nouveau en présence d'un dilemme : ou bien les Algues ont vécu dans la zone littorale, et l'on aurait la preuve d'un ancien niveau marin aux environs de -300 m, postérieurement à la ferruginisation, ou bien l'on aurait un bel exemple de Cyanophycées endolithes hétérotrophes, ce qui n'est malgré tout pas courant.

C - Hypothèses chronologiques.

Les considérations précédentes montrent qu'il est impossible, en l'état actuel des connaissances, d'espérer reconstituer dans ses moindres détails l'histoire du précontinent de Basse-Provence à partir de la fin du Tertiaire. Tout au plus peut-on rechercher quelques équivalences en se livrant à des supputations, qui poseront plus de problèmes qu'elles n'en

résoudront. Auparavant, je rappellerai succinctement les connaissances récemment acquises en Méditerranée sur la chronologie du Pléistocène.

1°) La chronologie du Pléistocène :

L'étude des forages profonds implantés en différents points de la plaine bathyale méditerranéenne (Deep-Sea-Drilling-Project) a permis de vérifier la présence de faciès évaporitiques correspondant à la fin du Miocène (Messinien) (Ryan et al., 1972), au-dessus desquels se sont déposés des sédiments de type pélagique, pliocènes et pléistocènes. En ce qui concerne le Pléistocène, les variations climatiques indiquées par les microfaunes (Cita et al., in Ryan et al., 1972) ont pu être corrélées à celles qui ont été mises en évidence par les mêmes moyens en Atlantique (Ruddiman, 1971). Les inversions du champ magnétique donnent la chronologie absolue des dépôts. Les principaux résultats sont les suivants :

La limite entre Pliocène et Pléistocène se placerait à 1,85 m A, et ne serait marquée par aucun refroidissement notable. Le Pléistocène se diviserait en deux périodes :

- la première, succédant au Pliocène, est dénommée "Pléistocène pré-glaciaire" ; sa durée est évaluée à environ 900.000 ans. Le climat général était de type tempéré à chaud ; cependant, des épisodes froids, courts et d'intensité limitée, marquent la fin de la période, et pourraient être corrélées aux glaciations de Donau et Günz.

- la deuxième, qualifiée de "Pléistocène glaciaire", est caractérisée par une alternance d'épisodes froids et chauds, les conditions climatiques variant rapidement. Cette période, d'une durée approximative de 950.000 ans, aurait ainsi vu les glaciations du Mindel, du Riss et du Würm, séparées par les phases inter-glaciaires correspondantes.

L'équivalence entre les dépôts profonds et les faciès pléistocènes actuellement émergés n'est pas clairement établie. La base du Calabrien étant admise comme limite Plio-Pléistocène, certains auteurs estiment que non seulement le Calabrien, mais aussi le Sicilien seraient à placer dans le Pléistocène préglaciaire (Emiliani, Mageda et Selli, 1961 ; Emiliani, Gianotti et Mageda, 1961). Pour d'autres (Bonifay, 1962, 1965, 1967), les dépôts siciliens seraient en majeure partie contemporains de l'interglaciaire Mindel-Riss. Enfin, nul ne met en doute que le Tyrrhénien se soit déposé pendant l'interglaciaire Riss-Würm.

2°) Interprétation :

On peut tenir pour acquis un certain nombre de points : l'âge

des affleurements pliocènes, grâce à leur microfaune, l'âge des roches würmiennes, grâce aux datations par le ^{14}C ; dans l'intervalle se placent les calcarénites ferrugineuses à Corallinacées, pléistocènes, et les faciès profonds à Bryozoaires, plus récents que ces dernières. La question délicate, dont dépend une bonne part de l'interprétation, est celle de l'âge des roches dolomitisées du type faciès à *Halimeda* ; en effet, la microfaune qu'elles contiennent ne montre pas de genres autres que ceux qui vivent actuellement en Méditerranée ; cependant, elle est trop peu abondante et trop mal conservée pour que ce caractère soit décisif. Au plus peut-on dire que ces roches sont tertiaires ou quaternaires.

Dans mon article préliminaire (Froget, 1972), je supposais implicitement que la dolomitisation tardive du Pliocène était synchrone de celle qui affecte précocement les faciès à *Halimeda*. Cela me conduisait à admettre un âge pléistocène pour ces derniers, et impliquait une importante variation du niveau de la mer à cette époque. Il apparaît actuellement que cette interprétation ne puisse plus être retenue, car les faciès dolomitiques à *Halimeda*, remaniées dans le Pliocène à faciès phosphaté, au SW du banc des Blauquières, lui sont antérieurs. La dolomitisation du Pliocène est donc indépendante de celle des faciès à *Halimeda*, ce qui n'est d'ailleurs pas surprenant, car le phénomène présente des aspects bien différents dans les deux cas. Disposant d'informations complémentaires, je proposerai donc une nouvelle interprétation :

Les faciès à *Halimeda*, dolomitisés en milieu sursalé, seraient Contemporains de la régression de la fin du Miocène ; la dolomitisation, favorisée par l'aridité locale, serait liée à un début de confinement du bassin méditerranéen occidental à la suite de la fermeture progressive des détroits nord-bétique et sud-rifain, ce phénomène ou son amplification provoquant le dépôt des évaporites messiniennes dans le bassin bathyal méditerranéen. Cette hypothèse me paraît fort séduisante, car s'il est certain que le secteur côtier à l'Est de Marseille était émergé au Miocène, il devait néanmoins exister au rivage plus au Sud, puisque les dépôts marins de cet étage sont présents dans le bassin central, au Sud de Toulon. Ainsi, l'épaisse série sédimentaire décelée par la sismique dans la partie méridionale du banc des Blauquières pourrait être constituée, au moins en partie, par les faciès classiques du Miocène, tels qu'on les trouve à l'W de Marseille. Les niveaux miocènes, qui pourraient aller du Burdigalien au Tortonien, seraient masqués par les dépôts régressifs du "Messinien", puis par les dépôts postérieurs ; certains galets calcaires non dolomitisés, remaniés dans les croûtes ferrugineuses, pourraient en être des témoins. Cette hypothèse aurait de plus l'avantage

d'expliquer la contradiction qui naît de la présence de l'épaisse série sédimentaire, alors que la diagenèse phosphatée, qui est de règle au Plio-Pléistocène dans la partie SW du banc des Blauquières, réclame des taux de sédimentation très faibles. A l'inverse, ce dernier facteur explique qu'il y ait encore des couches supposées messiniennes à l'affleurement dans ce secteur, alors qu'ailleurs elles ont dû être recouvertes entièrement par une sédimentation bio-détritique plus importante au cours du Plio-Pléistocène.

Les couches "messiniennes" présentent des signes indéniables d'émersion, et d'érosion en milieu sub-aérien. Cette émersion est probablement due à l'accentuation de la régression de la fin du Miocène ; en effet, si elle était contemporaine d'une régression postérieure, de la fin du Pliocène par exemple, on trouverait dans les roches ferrugineuses et phosphatées des débris plus récents que les dolomies, ce qui ne semble pas être le cas. Cette étude ne permet évidemment pas d'évaluer la cote maximale de la régression. Tout au plus peut-on dire qu'elle a atteint au moins la cote actuelle de -270 m. Comme c'est probablement au cours ou à la fin de cette régression que se place le premier épisode de creusement des canyons sous-marins, le retrait de la mer a été certainement beaucoup plus important.

Puis l'ingression pliocène se développe, provoquée par l'ouverture du détroit de Gibraltar, La mer envahit les canyons et baigne la pente continentale. Les sédiments déposés au cours de cet étage se présentent sous deux faciès principaux ; sur la pente continentale d'interfluve accessible aux up-wellings, s'exerce la phosphatisation, pourvu que la sédimentation soit lente ; dans les têtes des canyons, la sédimentation bio-détritique est plus abondante et les eaux profondes ont sans doute plus de difficultés à se mélanger aux eaux superficielles, du fait même de la morphologie sous-marine ; les faciès sont là franchement calcaires, et sont affectés seulement par une dolomitisation tardive et préférentielle. Le niveau maximal de l'ingression pliocène demeure proche de la rupture de pente ; il est tentant de le corrélérer avec le réflecteur sismique B (zone de Planier, Leenhardt et al., 1969), toit de la première série qui ennoie les canyons et atteint la cote (actuelle) de -85 m environ ; cette interprétation était d'ailleurs celle des auteurs sus-nommés. Il est impossible de préciser si une régression marque la fin du Pliocène, bien que cela soit probable.

Dans ces conditions, les dépôts ferrugineux, et particulièrement les calcarénites ferrugineuses à microfaune pléistocène, représenteraient le Pléistocène le plus ancien affleurant dans ce secteur. Ils pourraient

correspondre au Pléistocène préglaciaire, caractérisé par son climat chaud relativement stable pendant une longue durée, et comprenant au moins l'interglaciaire Günz-Mindel ; d'un autre côté, on peut rapprocher ces dépôts du Villafranchien continental, à faune chaude de Mammifères. Du point de vue climatique, la correspondance serait assez bonne, car dans ces roches, la cristallinité de l'illite particulièrement mauvaise est redevable à un climat chaud et humide, comme celui qui régnait au Villafranchien.

On a vu que le niveau de la mer correspondant au dépôt des calcarénites ferrugineuses pléistocènes, avait dû atteindre une cote située entre -60 et -150 m ; compte tenu des remaniements sur la pente continentale. Or Leenhardt et al. (1969) distinguent, au-dessus du réflecteur B qui serait le toit du Pliocène, une deuxième série limitée à -75 m. Cette cote pourrait donc bien être celle qu'aurait atteint la mer au Pléistocène ancien.

Les calcarénites ferrugineuses connaissent ensuite une période d'érosion ; elle serait contemporaine de la glaciation mindélienne, première des trois glaciations majeures, les précédentes étant peu sensibles dans le bassin méditerranéen. On a vu qu'il était difficile de décider si les formes de dissolution étaient dues à une émergence. Cela n'est cependant pas à exclure pour au moins une partie d'entre elles : un retrait de la mer de 120 à 130 m, portant le rivage de -75 m (niveau maximal estimé du Pléistocène ancien) jusqu'aux environs de -200 m, est parfaitement compatible avec l'amplitude d'une régression glacio-eustatique.

Postérieurement à cette phase d'érosion, la mer atteint un niveau peu différent du rivage actuel : des sédiments de type pélagique se déposent au sommet de la pente continentale, donnant les faciès profonds à Bryozoaires, et colmatant la première génération de perforants ayant carié les calcarénites ferrugineuses pléistocènes. Je pense que cette période doit correspondre à l'interglaciaire Mindel-Riss, ce qui est en accord avec l'âge estimé du niveau marin inférieur découvert dans la grotte des Trémies. Les Pélécypodes perforants colmatés se seraient implantés soit au Mindel, soit au cours de la transgression du Mindel-Riss.

A partir de là, il devient difficile de détailler le Pléistocène récent. Les deux dernières périodes glaciaires (Riss et Würm) provoquent des régressions glacio-eustatiques qui ont pour effet de reporter à deux nouvelles reprises les fonds circalittoraux au voisinage de la rupture de pente du plateau continental ; la majeure partie des sédiments correspondants à ces deux périodes est balayée par les courants et entraînée à grande profondeur ; seuls quelques vestiges se lithifient pendant les

réchauffements interstadias. Il y a une bonne probabilité pour que les choses se soient passées ainsi au Würm, puisque des faciès bioclastiques affleurant entre 200 et 400 m ont été datés de cette époque au $14C$; on peut raisonnablement penser que le phénomène s'est produit de la même façon au Riss et que certaines roches, parmi celles qui n'ont pas été datées, appartiennent à cette glaciation (notamment R 52, R 19).

Quant à l'inter-glaciaire Riss-Würm, pendant lequel le niveau de la mer était à nouveau voisin de l'actuel à quelques mètres près (niveau marin supérieur des Trémies et du Veyron, plages des Lecques et de Bandol) il n'aurait pas donné lieu à des dépôts bien individualisés sur la pente continentale. Cela peut être dû à l'action conjuguée de deux facteurs : d'une part les taux de sédimentation au sommet de la pente continentale sont faibles lorsque la mer est à son niveau actuel, d'autre part l'inter-glaciaire Riss-Würm a duré trois à quatre fois moins de temps que le Mindel-Riss. On pourrait cependant attribuer à cette période le remplissage pélagique de la deuxième génération de perforants ayant affecté les roches plus anciennes ; ces derniers se seraient alors développés au Riss.

Il serait loisible mais, je le pense, assez stérile de discuter cette interprétation plus en détail, et sans doute d'en imaginer d'autres. Telle qu'elle est, elle me paraît préférable à celle que j'ai donnée antérieurement (Froget, 1972) : en particulier, les calcaires dolomitiques à *Halimeda* me semblent en effet mieux s'accorder avec la "crise de salinité" de la fin du Miocène, qu'à une quelconque époque du Pléistocène. Dans ce cas, cette partie du bassin méditerranéen occidental serait comparable à certains bassins anciens, au centre desquels se rencontrent les sulfates (gypse, anhydrite), tandis que les carbonates (calcaires, dolomies) se répartissent à la périphérie (voir p.ex. Schmidt, 1965).

La reconstitution chronologique que j'ai proposée est donc à prendre comme hypothèse de travail. Seules des recherches employant des moyens techniques plus élaborés pourraient permettre de vérifier ou d'aménager certains points. Il reste donc l'espoir d'une meilleure compréhension, à condition que l'on accepte de pousser les recherches dans cette direction...

D - Paléogéographie et déformation de la marge continentale.

Quelle que soit l'interprétation que l'on adopte, il reste que les dépôts lithifiés sur la partie supérieure de la pente continentale, ont pour la plupart, comme je l'ai souligné, un caractère littoral. Au risque de me répéter, je soulignerai à nouveau que les courants sous-

marins peuvent amener les sédiments à une profondeur anormalement importante, en mettant la pente à profit ; encore faut-il que les fonds littoraux soient proches de la rupture de pente. Cette situation peut être réalisée lors des régressions glacio-eustatiques : c'est le cas par exemple de la régression würmienne. Cette explication n'est plus valable pour les dépôts plus anciens (faciès dolomitiques, Pliocène, Pléistocène ferrugineux) qui, témoignant de climats nettement plus chauds que l'actuel ne peuvent être contemporains des glaciations. Cette permanence des dépôts littoraux anciens à une profondeur actuelle relativement importante ne peut s'expliquer que par une déformation de la marge continentale. Le problème est de connaître la nature et les étapes de cette déformation.

Il ne peut être dans mon propos de discuter cette question en détail, car je n'en ai pas les moyens. Les spécialistes géophysiciens l'ont fait dans de nombreuses publications consacrées à la géodynamique du bassin méditerranéen (Glangeaud et al., 1965 ; Glangeaud, 1967 ; Glangeaud et Rehault, 1968 ; Glangeaud et al., 1968), montrant la réalité des mouvements ponto-plio-quatérnaires. Cependant, *si l'on accepte l'interprétation que j'ai précédemment développée*, il est possible de faire quelques remarques.

- A la fin du Miocène, la partie méridionale du banc des Blauquières, où affleurent les dolomites "messiniennes", est restée sous l'influence de la mer plus longtemps que la partie occidentale de la chaîne de la Nerthe, recouverte par le Miocène marin, à l'exclusion de tout faciès à tendance évaporitique. Cela ne peut s'expliquer que par un mouvement d'affaissement du plateau continental vers le Sud, amorcé dès la fin du Miocène, et compensé par un exhaussement relatif du secteur septentrional, en particulier de la chaîne de la Nerthe. Ce mouvement de bascule se poursuit pendant et après le Pliocène puisque les affleurements de cet étage sont émergés dans la vallée du Rhône, en position exclusivement sous-marine au Sud-Est, où le niveau maximal de l'ingression pliocène ne dépasse pas la cote actuelle -85 m. Ce n'est qu'au Pléistocène moyen (Mindel-Riss) que la mer atteint un niveau approximativement égal à l'actuel.

- Cet affaissement ne semble cependant pas être responsable du Pendage des couches sédimentaires du Pliocène et du Pléistocène ancien. En effet, les levés sismiques ont montré qu'elles reposent en nette discordance sur un réflecteur très peu incliné ; or si le pendage était d'origine tectonique, ce miroir serait lui-même déformé d'une valeur égale. Les pendages sont donc très probablement synsédimentaires (Froget et Leenhardt, 1968).

- La théorie de la flexure continentale proposée par Bourcart (1952) peut rendre compte du phénomène. En effet, une déformation à grand rayon de courbure, de valeur si faible qu'elle ne puisse être facilement décelée sur les enregistrements sismiques, peut provoquer sur une longue distance une dénivellation importante. Ainsi, un fléchissement de $1/2$ degré du plateau continental, par rapport à un axe de flexure fixe, se traduirait par un dénivellé de l'ordre de 150 m au bout de 18 km, distance égale à celle qui sépare actuellement la côte de la limite du plateau continental au Sud du banc des Blauquières. Cette façon de voir les choses, schématisée à dessin est en accord avec certaines observations effectuées dans la région ; par exemple, Cornet (1960) admet un dénivellé de 550 m en 12,5 km dans la direction N-S pour la surface sur laquelle s'est écoulé le basalte d'Evenos, à l'W de Toulon, alors que la pente originelle était inverse (S-N).

Dans cette hypothèse, les dépôts seront d'autant plus affectés par la flexuration épirogénique qu'ils sont plus anciens.

D'autre part, l'axe de flexure n'a pas eu une position immuable ; elle se serait déplacée depuis la partie basse des canyons jusque vers les sommets (Glangeaud, 1967). Ce caractère, ainsi que la position des éléments du relief par rapport à la flexure, peut expliquer que le canyon de Cassidaigne soit beaucoup plus déformé que les canyons de la partie centrale du golfe du Lion.

- Il n'est pas exclu qu'à certaines époques, le jeu d'accidents cassants se soit substitué à la flexure continentale. En particulier, la montée de la mer à son niveau actuel au Pléistocène moyen, n'est ^{sans} doute pas entièrement provoquée par la transgression eustatique du Mindel-Riss. Elle paraît coïncider avec un ^{de} épisode tectonique cassante qui, entre la fin du Günz-Mindel et la fin du Mindel, a mis le bassin lacustre de Marseille en communication avec la mer, comme l'a montré Bonifay (1967) ; cet auteur envisage à cette époque "le rejeu des failles affectant l'Oligocène, y compris les failles de bordure du bassin tertiaire". Il est possible que cette fracturation ne soit pas limitée au seul bassin de Marseille, et qu'elle ait affecté l'ensemble du littoral régional.

- Le gauchissement de la marge continentale s'est poursuivi jusqu'à une époque récente : les témoins littoraux de l'interglaciaire Riss-Würm (Tyrrhénien) sont en effet abaissés par rapport à leur cote normale.

En résumé, le précontinent au Sud de Marseille a subi, depuis la fin du Miocène, un mouvement d'affaissement vers le Sud, abîmant sous les

flots les sédiments de la fin du Tertiaire et du Pléistocène, au fur et à mesure de leur dépôt. Cette déformation évoque le jeu d'une flexuration, bien qu'à certaines époques elle ait pu être provoquée par le jeu d'anciennes cassures.

---0---

LEGENDE FIGURE 15.

Position estimée des lignes de rivages et des fonds circalittoraux depuis le Pliocène.

Lorsque le niveau de la mer se situait entre 70 et 90 m par rapport à l'actuel, les fonds circalittoraux se trouvaient à la partie supérieure de la pente continentale, excepté au Sud du banc des Blauquières. Cela a été réalisé au Pliocène et au Pléistocène ancien, puis pendant les régressions glacio-eustatiques (Würm certainement, et sans doute Riss).

A ces époques, des sédiments à dominante bioclastique circalittorale, calcaires à Algues), plus ou moins remaniés par les courants, se sont déposés sur la pente continentale entre 200 et 300 m (par rapport à l'actuel). Au Sud du banc des Blauquières, les fonds circalittoraux étaient plus éloignés des fonds de 200 à 300 m et la pente plus faible : les apports d'éléments benthiques circalittoraux étaient moins abondants à ces profondeurs, les taux de sédimentation moins élevés, ces caractères favorisant la phosphatation des dépôts.

Lorsque le niveau de la mer était proche de l'actuel, les fonds circalittoraux étaient très éloignés de la pente continentale. C'était le cas, à quelques mètres près, au Riss-Würm et au Mindel-Riss ; au sommet de la pente continentale se déposaient des sédiments micritiques hémipélagiques (calcaires à Bryozoaires), équivalents de la vase bathyale actuelle.

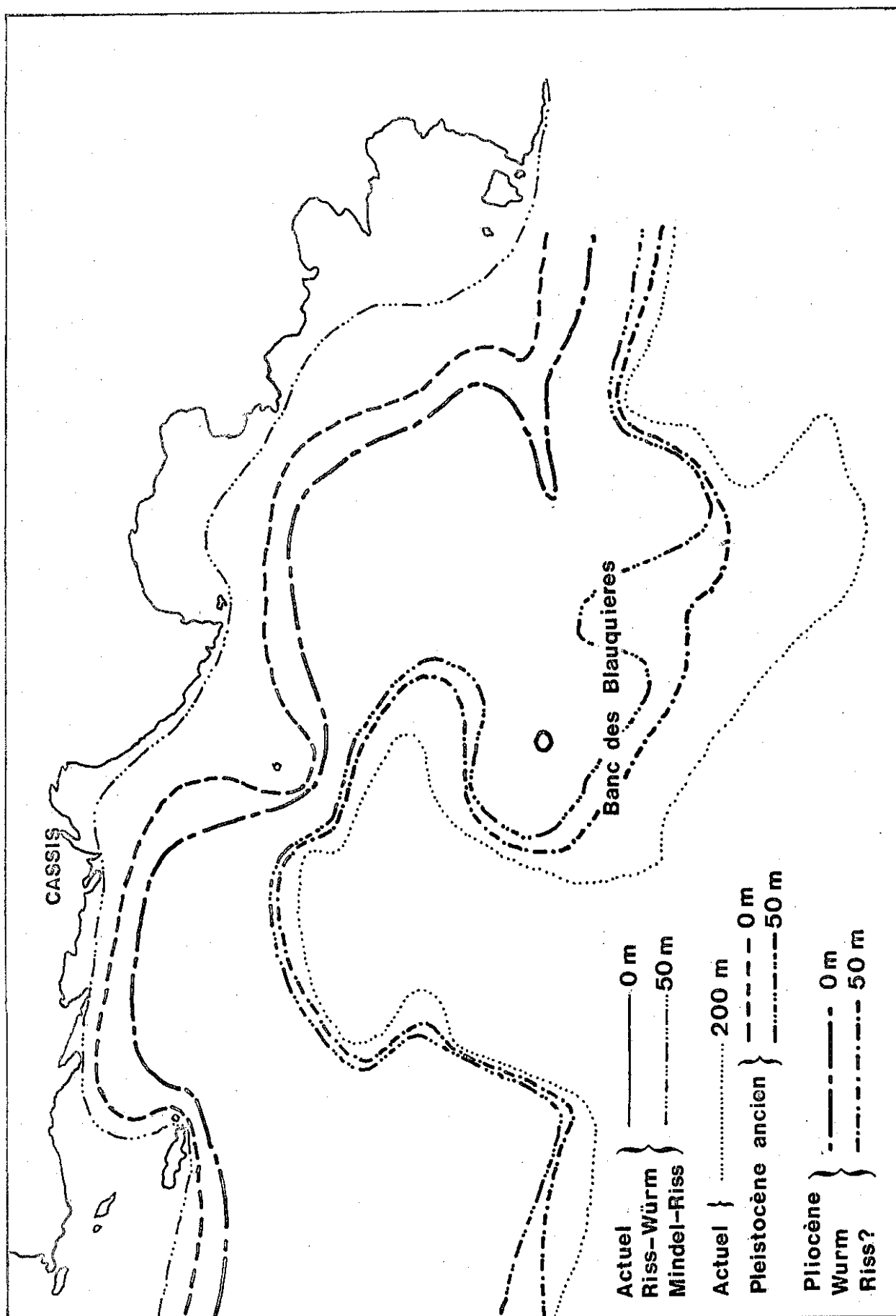


Figure 15. Position estimée des lignes de rivages et des fonds circalittoraux depuis le Pliocène.

TABLEAU RECAPITULATIF ET INTERPRETATIF

DES PRINCIPAUX ÉCHANTILLONS ANALYSÉS DANS LE TEXTE

Faciès	N° Echantillons	Profondeur actuelle	Allochems
Calcarénites	R.178 - R.140 R.30	450-220 m	Bioclasts circalittoraux. et bathyaux.
Calcarénites et calcilutites	R.2 - R.31 - R.32 R.33 - R.19 - R.52.	300-110 m	Bioclasts circalittoraux.
Calcilutites à Bryozoaires		300 à 150m inclus	Bioclasts pélagiques et bathyaux + organismes encroûtants.
Calcarénites ferrugineuses à Corallinacées	R.17- R.18 - R.171 - R.47 - R.51.	200-170 m	Bioclasts circalittoraux.
Calcarénite ferrugineuse	R.165	275 m	Bioclasts circalittoraux.
Conglomérats	R.20	340-300 m	Lithoclasts + bioclasts bathyaux, pélagiques et circalittoraux.
Calcarénites et calcilutites	R.48 - R.84 - R.88 R.139 - R.180.	500-250 m	Bioclasts pélagiques et bathyaux + bioclasts cir- littoraux.
Calcarénites et calcirudites à Corallinacées dolo- mitisées.	R.86 - R.109 - R.110.	200-150 m	Bioclasts circalittoraux.
Calcarénites phosphatisées et ferruginisées syngénétiquement.	R.16 remanié les dolarénites type R.15.	300-270 m	Bioclasts circalittoraux et bathyaux.
Calcarénite secon- dairement phospha- tisée et ferrugini- sée.	R.184	300-250 m	Bioclasts circalittoraux.
Dolarénite secondairement ferruginisée	R.15 et faciès analogues remaniés dans R.16.	270 m	Bioclasts circalittoraux.

Ciment	Milieu dépôt	Argiles		Climat	Age
		dominante	Cristallinité Illite		
Calcite magnésienne micritique et fibreuse.	Bathyal remaniant circalittoral.	Illite	3,5 à 3	Tempéré	Würm (réchauffements interstadias) Age ¹⁴ C.
Calcite magnésienne micritique.	Circalittoral				Pléistocène moyen à supérieur (Riss ou Würm). Age estimé.
Calcite magnésienne micritique. Calcite fibreuse et aragonite dans les loges organiques.	Bathyal	Illite	5	Chaud hydrolysant	Pléistocène moyen (Mindel-Riss). Age estimé.
Calcite magnésienne micritique et fibreuse, goethite	Circalittoral	Illite	6	Chaud hydrolysant.	Pléistocène ancien Age estimé.
Aragonite et calcite magnésienne micritique - goethite.	Circalittoral				Pléistocène ancien Age estimé.
Calcite magnésienne micritique et fibreuse	Bathyal remaniant circalittoral				Pliocène. Age microfaune.
Calcite magnésienne micritique.	Bathyal remaniant circalittoral	Montmorillonite.	4	Tempéré chaud	Pliocène. Age microfaune.
Calcite magnésienne micritique.	Base circalittoral ± remanié dans bathyal.				Pliocène. Age microfaune.
Micrites : calcite magnésienne, phosphates, goethite.	Sommet bathyal				Plio-Pléistocène ancien (hard-ground) Age microfaune.
Aragonite et calcite sporitiques	Circalittoral				Fin Miocène ("Messinien"). Age estimé.
Dolomite sparitique goethite - calcite sparitique.	Circalittoral			Chaud	Fin Miocène ("Messinien"). Age estimé.

QUATRIEME PARTIE

OBSERVATIONS SUR LES SÉDIMENTS MEUBLES

Les sédiments meubles subactuels ayant fait l'objet de nombreuses études, je me limiterai à traiter quelques aspects particuliers; je tenterai ainsi d'apporter quelques précisions sur les dépôts d'origine alpine, puis sur l'âge des faunes nord-atlantiques de la pente continentale ; enfin, l'examen de quelques carottes montrera les variations de la sédimentation au cours de la fin du Würm et de l'Holocène dans le golfe du Lion.

CHAPITRE I

LES DÉPÔTS D'ORIGINE ALPINE

INTRODUCTION.

Différents auteurs ont signalé et étudié des dépôts de sables et graviers contenant un cortège de "roches vertes" d'origine alpine, sur le continent à l'Ouest de Marseille. Au Sud et à l'Est, on trouve des sédiments analogues sur le précontinent. Avant d'examiner la répartition de ces derniers, et afin d'essayer de comprendre leur signification, je résumerai les connaissances acquises sur les premiers.

I - LES DEPOTS D'ORIGINE ALPINE SUR LE CONTINENT.

L'essentiel des données suivantes est emprunté aux travaux les plus récents et les plus détaillés, ceux de Cornet (1961-1965). J'y ajouterai toutefois quelques observations, notamment en ce qui concerne la minéralogie des sables.

A - Répartition des dépôts :

Ces dépôts se localisent sur les bordures septentrionale, occidentale et orientale de l'étang de Berre, ainsi que sur la chaîne de la Nerthe. Dans ce dernier secteur, on observe deux types de gisements :

- Etalement sableux sur les plateaux. Des placages de sables recouvrent localement les plateaux, à une altitude moyenne de 150 m. "Ce mode d'affleurement permet de penser que ces îlots sont les restes d'une nappe continue qui a recouvert l'ensemble des plateaux de l'Estaque à une époque assez ancienne" (Cornet, 1965).

- Remplissage de dépression. C'est le cas des sables de la carrière d'Ensuès, dont l'épaisseur est d'au moins vingt mètres, et qui est en continuité avec l'étalement sableux des plaines environnantes. Ce type de dépôt résulte d'un remaniement des affleurements des plateaux.

B - Nature des dépôts :

Ces derniers sont constitués par un assemblage de galets et de sables.

- Les galets. Ces éléments ont quelques millimètres à 3 cm de grand axe. On y relève une grande variété de "roches vertes" affleurant dans les Alpes ; la variolite en est le faciès le plus caractéristique ; elle est accompagnée par des diorites, des euphotides, des microgranulites, des quartzites noirs et rouges.

- Les sables. Leur aspect et leurs dimensions sont variables suivant les affleurements. Leur teneur en éléments siliceux varie de 13 % à 85 %. Du point de vue minéralogique, on y relève toujours une association du type alpin, qui confirme l'origine des galets. A titre d'exemple, je donnerai la composition minéralogique d'un échantillon de la carrière d'Ensuès (fraction 0,05 mm) : épidote et zoïsite 60 % - Grenat 20 % - Hornblende verte 10 % - Tourmaline brune 3 % - Staurotide 2 % - Glaucophane 1 % - divers autres minéraux : amphiboles, rutile, disthène, zircon, chloritoïde, environ 4 %.

Le cortège minéralogique est donc caractérisé par l'abondance de l'épidote et de la zoïsite. La glaucophane, bien que très peu abondante, joue cependant un rôle important en tant que minéral caractéristique, comme on le verra plus loin.

C - Origine et âge des dépôts.

Les auteurs qui ont abordé la question sont, d'une façon générale, d'accord pour reconnaître que les dépôts procèdent d'un alluvionnement par un ancien cours de la Durance : le cortège pétrographique et minéralogique en fait foi. Mais ils ne sont plus unanimes quand il s'agit d'estimer l'âge de la première mise en place de ce matériel : il serait pontien pour Collot (1882-1904), pliocène pour Denizot (1923), quaternaire pour Martin (1905).

Cornet arrive à la même conclusion que Collot, en estimant que les dépôts sont d'âge pontien. Ses arguments, assez convaincants, sont les suivants : au Pliocène, la mer s'est avancée jusqu'à Mérindol et la

Roque-d'Anthéron,; la Durance devait à cette époque se jeter à la mer au voisinage de cette dernière localité ; il s'ensuit que tout écoulement du fleuve vers Berre et la Nerthe est exclu au Pliocène. Il en est de même au Pléistocène, car le fleuve coulait plus à l'Ouest vers la Crau quaternaire de Miramas. L'alluvionnement, postérieur au Miocène marin qu'il recouvre et antérieur au Pliocène, ne peut être que pontien (Crau pontienne, Cornet 1965).

En outre, Cornet pense que la surface d'arasion plus ou moins recouverte par les cailloutis est également d'âge pontien, car elle affecte le Miocène marin. Cet argument n'est cependant pas évident : il est difficile d'affirmer que les affleurements miocènes sont arasés car les bancs, reposant sur la surface d'arasion oligocène, sont sub-horizontaux ; de ce fait, leur surface peut être structurale. L'auteur est d'ailleurs consciente de cette difficulté, car elle indique que "la Durance a vraisemblablement utilisé une surface préparée avant elle et beaucoup plus importante que la portion qu'elle a recouverte et dont elle n'a pu que parachever l'aplanissement" ; elle attribue ce travail préparatoire à des cours d'eau régionaux. Il est sans doute plus simple de penser que la Durance a épandu ses alluvions sur l'ancienne surface oligocène sur laquelle se moule le Miocène marin, en la rajeunissant localement.

En résumé, les dépôts d'origine alpine ont été amenés, à l'Ouest de Marseille, par un ancien cours de la Durance. Tout porte à croire que cet alluvionnement date du Pontien, les sédiments ayant été postérieurement plus ou moins remaniés.

II - LA SURFACE D'ARASION ET LES DEPOTS D'ORIGINE ALPINE AU SUD ET AU SUD-EST DE MARSEILLE.

Je montrerai que le matériel d'origine alpine s'est largement épandu au Sud et au Sud-Est de la zone émergée, en décrivant quelques nouveaux gisements sur le précontinent.

A - Affleurements émergés :

1°) Archipel du Frioul :

Dans les petits vallons entaillant les îles de Pomègues et Ratonneau, qui constituent l'archipel du Frioul, on trouve, mêlés aux éléments calcaires locaux, des plaquages assez abondants de sables et de

graviers ; la majeure partie en est formée de quartz, mais ils contiennent cependant une notable proportion de roches vertes d'origine durancienne, car la variolite y est présente. Ces dépôts sont très voisins de ceux qui sont disséminés sur la chaîne de la Nerthe.

D'autre part, on peut remarquer que le sommet des îles, notamment celui de Ratonneau, présente une très petite surface d'arasion analogue à celle qui nivelle les collines de la Nerthe.

Cette surface n'est pas structurale, car elle coupe les bancs fortement inclinés du Barrémien. Son altitude est de 89 m pour Ratonneau, 86 m pour Pomègues. Si l'on raccorde la surface d'arasion de la Nerthe (280 m au château de la Nerthe) aux sommets du Frioul, on constate une dénivellation d'environ 200 m pour 12 km, soit une pente de 1,7 %. Or cette pente est exactement égale à celle que Cornet a calculé pour la surface d'arasion de la seule chaîne de la Nerthe, dans la direction N-S, entre le vallon de Valtrède et les bois de Carry. Cette similitude des pentes, jointe à la présence des dépôts d'origine durancienne, amène à penser que la surface d'arasion de la Nerthe s'étendait au moins jusqu'au Frioul, qui en représenterait l'ultime vestige émergé vers le Sud. Dans ces conditions, il faut admettre un effondrement post-pontien de plus de 200 m pour le secteur situé entre la Nerthe et le Frioul, correspondant à la partie nord de la rade de Marseille. En effet, l'axe de la rade est à une cote moyenne de -70 m actuellement alors que si la surface pontienne était conservée, elle se trouverait à une altitude d'environ 150 m. On peut difficilement envisager qu'un tel effondrement soit le résultat d'une flexuration ; il faut plutôt y voir un rejeu, majeur à la fin du Pontien, et se poursuivant sans doute au Plio-Pléistocène, des failles orientées SW-NE. Il existe d'ailleurs, sur le littoral nord de la baie de Marseille, des vestiges de planchers stalagmitiques et de limons rouges concrétionnés, repris dans des brèches de faille (communication orale J. Blanc). On rejoint là les observations faites à la fin du chapitre précédent.

2°) Ile Riou :

Les sables et graviers, longtemps exploités en sablière à l'extrémité occidentale de Riou, contiennent également des éléments de roches vertes duranciennes. Ces dépôts, dont il ne reste que quelques témoins, colmataient deux vallons parallèles à sens d'écoulement S-N. Le matériel, très comparable à certains niveaux des sablières de la Nerthe, est localement cimenté (photo). La taille moyenne des graviers de roches vertes est inférieure à 5 mm. J'ai pu cependant récolter, dans la

sablière et sur le chemin côtier, des galets duranciens très aplatis, dont le diamètre maximal est compris entre 2,5 et 3 cm (photo planche 31, fig.1 et 2); ce sont des serpentinites, des diorites, des variolites, des quartzites rouges. Les sables ne renferment aucun fossile ou microfossile. Dans la fraction quartzeuse, les grains sont assez nettement éolisés.

Denizot (1934), n'ayant pas identifié les graviers de roches alpines, non plus d'ailleurs que ses successeurs, mettait en rapport leur étagement en altitude entre 25 et 38 m avec un niveau marin quaternaire, notant toutefois que les sables n'avaient aucun caractère spécifiquement marin. Cette interprétation ne peut plus être retenue, surtout à cause de l'absence de fossile qui, en pays calcaire, peut difficilement s'expliquer par une dissolution sélective ; d'ailleurs, dans la région, les témoins quaternaires littoraux et dunaire d'origine marine renferment tous des débris d'organismes marins même si leur transport a été important. *Les dépôts ont ici un caractère essentiellement continental.*

Cependant, les sables et graviers de Riou ne sont pas directement liés à une surface d'arasion. Ils sont donc probablement remaniés à partir de l'épandage durancien originel, comme les sables des vallons de la Nerthe. Il est malheureusement impossible de préciser l'âge et le processus du remaniement. Le vent a pu prendre une certaine part dans le transport des éléments fins ; cela semble exclu en ce qui concerne les galets à cause de leurs dimensions relativement importantes. Peut-être ces derniers ont-ils été abandonnés par un cours d'eau local, reprenant l'épandage durancien originel, certainement peu distant. Cet hypothétique cours d'eau, dirigé vers l'Est, pourrait être responsable de l'aplanissement de l'île Calésérain (Plane) et de la dispersion des galets dans le domaine sous-marin.

B - Affleurements immergés :

1°) La surface d'arasion :

Les profils sismiques enregistrés par Leenhardt et al. (1969) ont montré que les sédiments marins plio-pléistocènes se sont déposés sur une surface d'arasion : il s'agit du réflecteur C qui tranche les bancs fortement redressés de la série secondaire (réflecteur D). Cette surface représente certainement la prolongation de celle qui nivelle la Nerthe. Elle s'étend largement vers l'Est, au Sud du massif de Marseilleveyre, au moins jusqu'à la rive occidentale du canyon de Cassidaigne. A

la fin du Pontien, l'effondrement du précontinent provoquant l'ingression pliocène, l'a soustraite à l'érosion continentale. On peut donc s'attendre à trouver des vestiges des dépôts duranciens sur le plateau continental.

2°) Les dépôts (fig.16) :

En effet, les graviers alpins se trouvent remaniés :

- Dans le Pliocène marin. Quelques fragments de calcarénites pliocènes (faciès à Corallinacées dolomitisées), dragués dans le canyon de Planier, renferment des graviers parmi lesquels j'ai identifié la variolite. Cela confirme que les apports originels du matériel durancien ne peuvent être quaternaires. Dans le Pliocène de Planier, ils sont certainement remaniés à partir du Pontien.

- Dans les sédiments meubles récents. Blanc (1958) a signalé la présence des graviers duranciens au Sud des îles du Frioul. L'auteur, identifiant ces galets au matériel des nappes pliocènes des menus galets de Crau, d'après Denizot (1938), limitait ces apports à l'Ouest de Marseille, indiquant cependant la découverte de graviers de variolite dans le canyon de Cassidaigne. Plus récemment, Bourcier (1967) confirmait cette dernière donnée en récoltant près de la balise de Cassidaigne, par -95 m, de nombreux petits galets de roches vertes. J'ai, pour ma part, dragué des graviers de variolite en de nombreux points du précontinent, le plus oriental se trouvant situé près du massif de Sicié, au SW des îles des Embiez. Le diamètre de ces petits galets ne dépasse pas 15 mm ; certains d'entre eux portent des enduits calcitiques, traces d'une ancienne cimentation. Ils se distinguent des galets des sablières de Riou par leur forme plus globuleuse et leur usure, du type émoussé-luisant (photo planche 31, fig.3), caractères qui sont sans doute dus à une reprise par la mer du matériel originel.

Plus à l'Est, au Sud des îles d'Hyères, les sédiments marins contiennent de petits graviers de roches vertes ; je n'ai pu cependant y déterminer la variolite, seul indicateur, pour les galets, permettant d'affirmer l'origine durancienne, en cette région métamorphique où peuvent se trouver localement des roches vertes (basaltes - périclites - serpentinites). Cette région relativement éloignée a cependant subi l'influence du matériel alpin, comme on va le voir grâce à quelques observations minéralogiques.

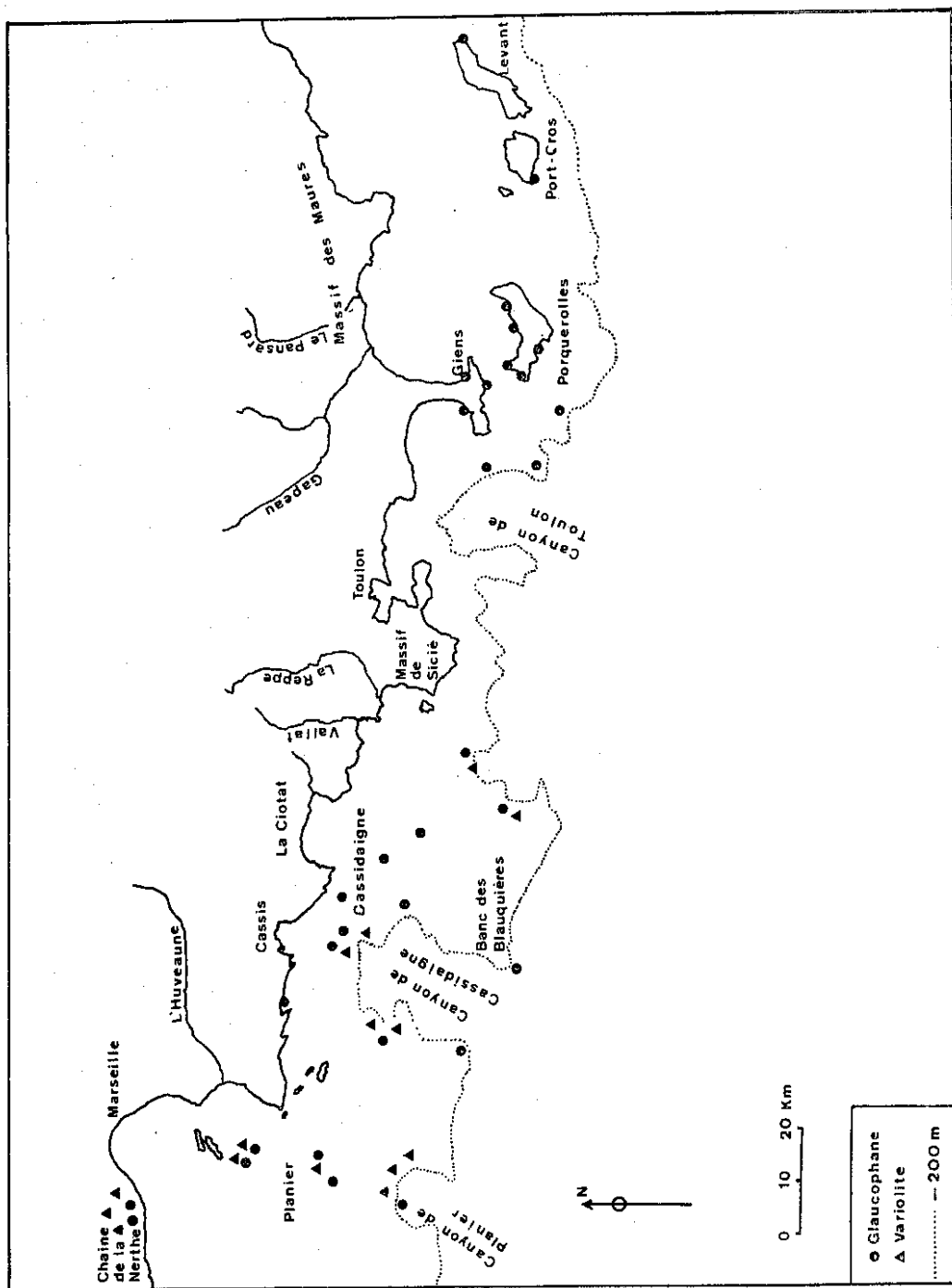


Figure 16. Carte de situation de la glaucophane et de la variolite.

C - Incidences minéralogiques des apports duranciens :

L'étude des minéraux lourds contenus dans les sédiments meubles récents du précontinent a montré la présence de certains minéraux incompatibles avec le proche environnement géologique. Les auréoles métamorphiques du massif des Maures, qui se poursuivent jusqu'au canyon de Cassidaigne, fournissent en effet une association à staurotite, grenat, disthène, tourmaline. Or sur le précontinent on trouve, associés à ce stock constant, des minéraux tels que l'épidote et la glaucophane.

- L'épidote existe dans les Maures ; mais dans la région concernée, elle est très localisée ; on en trouve par exemple dans les dykes de basalte injectés dans les phyllades du massif de Sicié. Ces gisements limités ne peuvent expliquer l'abondance de ce minéral en certaines stations.

- Quant à la glaucophane, elle n'a jusqu'à présent, pas été signalée dans les schistes métamorphiques des Maures. Si elle y existait, ce serait là encore, de façon très localisée. Il est d'ailleurs significatif de constater que les formations de grès et poudingues crétacés de La Ciotat, provenant de l'érosion du bloc paléozoïque des Maures actuellement immergé, ne contiennent que peu d'épidote et pas de glaucophane (Blanc, 1962; Cornet et Dudon, 1964).

- Par contre, on a vu que les sablières de la Nerthe, référence des apports duranciens, contiennent toujours l'épidote et la glaucophane. Ces deux minéraux, et particulièrement le second, ont donc très certainement la même origine que les graviers de roches vertes.

- Le stock minéralogique durancien a été transporté jusqu'aux îles d'Hyères. En effet, la glaucophane est totalement absente sur les plages continentales du massif des Maures. On la trouve par contre avec une grande constance sur certaines plages de la presqu'île de Giens et des îles d'Hyères, ainsi que dans les limons quaternaires surplombant ces plages (Froget et Picard, 1968). Cette zone représente donc l'extrême limite vers l'Est des apports d'origine durancienne.

Discussion et conclusion :

Les dépôts d'origine durancienne ont donc été dispersés vers l'Est jusqu'au voisinage du massif de Sicié en ce qui concerne les galets, jusqu'aux îles d'Hyères pour la fraction sableuse. Ces éléments

ont été remaniés, et sans doute un grand nombre de fois, au cours du Pliocène et du Pléistocène. De ce fait, il n'est pas possible de connaître avec précision les limites de l'apport originel. En effet, après avoir recouvert la surface d'érosion au Sud de la Nerthe, les graviers et sables ont pu être entraînés vers l'Est par des cours d'eau et par le vent ; ce dernier agissant particulièrement sur les sables est probablement responsable de l'entraînement des minéraux détritiques jusqu'aux îles d'Hyères. Il n'est cependant pas exclu que les cours d'eau pontiens, obliquant franchement vers l'Est à partir du massif de Marseilleveyre, aient atteint les environs du massif de Sicié, avant le creusement du canyon de Cassidaigne.

Le système hydrographique côtier est relativement peu important, entre le Rhône et le Gapeau. Il a pu être plus développé à certaines époques du Pliocène et du Pléistocène ; cependant, drainant des terrains essentiellement calcaires, il n'a pu entraîner de grandes quantités de minéraux à la mer. On peut donc considérer que les anciens apports duran-ciens, responsables de la formation de la "Crau pontienne" sont la source principale du stock minéral terrigène du précontinent au Sud et à l'Est de Marseille.

CHAPITRE II

LES GISEMENTS COQUILLIERS A ÉLÉMENTS CELTIQUES

Découvertes par Pruvot et Robert (1897) au cap Creus, les faunes malacologiques "froides" de Méditerranée furent longtemps considérées comme étant d'âge sicilien (Gignoux, 1913). Bourcart (1955) fut le premier à envisager la possibilité d'un âge plus récent, correspondant "peut-être à la dernière époque glaciaire". Cette opinion a été par la suite confirmée par l'étude paléontologique détaillée des faunes du cap Creus, effectuée par Mars (1958).

Dans le but d'apporter quelques précisions sur l'âge de ces faunes, je présenterai, après avoir rappelé leurs principales caractéristiques, les résultats de datations par la méthode du ^{14}C , effectuées sur un certain nombre de coquilles. Ce chapitre emprunte largement à un article récemment publié (Froget et al., 1972).

I - CARACTERES PALEONTOLOGIQUES.

Dans le gisement du cap Creus, Mars (1958) a identifié 78 espèces, dont 16 ne vivent plus actuellement en Méditerranée. Parmi ces dernières, les plus fréquentes sont : *Cyprina islandica* (L.), *Modiolus modiolus* (L.), *Mya truncata* (L.), *Chlamys islandica* (Mül), *Chlamys septemradiata* (Mül.), *Panopaea norvegica* (Spengler), *Buccinum undatum* (L.). Pour les espèces encore présentes en Méditerranée, *Venus casina* (L.) et *Glycymeris glycymeris* (L.) sont, dans l'ordre, les plus abondantes. Analysant cet inventaire, Mars conclut que la faune du cap Creus présente un assemblage d'espèces méditerranéennes et arctiques ; la zone actuelle avec laquelle elle offre le plus d'affinité est la province celtique.

Par rapport aux faunes siciliennes typiques (Palerme), la faune du cap Creus se caractérise par l'absence d'espèces pliocènes éteintes (4 % à Palerme), et le plus grand pourcentage de types nordiques immigrés (20 % contre 4 % à Palerme). Ces caractères indiquent clairement que ces deux gisements sont d'âge différent.

II - REPARTITION DANS LE BASSIN MEDITERRANEEN.

Des assemblages faunistiques analogues à ceux du cap Creus ont été récoltés en de nombreux points du bassin méditerranéen occidental (Mars et Picard, 1958) : canyon de Planier, canyon de Cassidaigne, banc des Blauquières (golfe du Lion), canyon de Sicié, canyon de Porquerolles (côte des Maures), Portofino (Ligurie), Saint-Florent (Corse). Colantoni (1970) a décrit ces faunes celtiques, draguées au large des côtes orientales de Sardaigne.

Ces faunes paraissent le mieux représentées dans le golfe du Lion. D'après Mars et Picard (1958), il semble que les éléments celtiques s'appauvrissent à mesure que l'on s'en éloigne vers l'Est ; ils seraient réduits à *Chlamys septemradiata* sur le seuil siculo-tunisien et en mer Egée ; cette dernière espèce n'est d'ailleurs pas strictement éteinte en Méditerranée, car J. Picard en a dragué des formes naines dans le sud de la mer d'Alboran.

III - REPARTITION BATHYMETRIQUE.

A - Profondeurs actuelles :

D'une façon générale, les amas de coquilles à éléments celtiques se trouvent à la partie supérieure de la pente continentale, recouvertes seulement par une mince couche de sédiment meuble ; cette situation en rend la récolte aisée par simple dragage. Mars et Picard (1958) indiquent que les gisements s'échelonnent entre 120 et 340 m de profondeur. Il faut cependant corriger ces limites bathymétriques car :

1°) On trouve des espèces nord-atlantiques fossiles à des profondeurs notablement moins grandes, sur le plateau continental. Elles y sont recouvertes par une assez grande épaisseur de sédiments meubles, suffisante pour les mettre hors de portée des dragages. Leur prélèvement ne peut s'effectuer que par carottage. C'est le cas de certaines coquilles provenant de trois carottes implantées par 90, 96, 88 m de fond, dont on trouvera la description dans le chapitre suivant.

2°) Par contre, certaines valves ont été échantillonnées beaucoup plus profondément : entre 600 et 500 m dans le r^èch Lacaze-Duthiers, dans le canyon de Cassidaigne, sur les côtes est de Sardaigne (Colantoni, 1970). L'âge de ces gisements peut être différent, mais il n'est pas exclu

qu'il soit voisin de ceux situés à moindre profondeur. En effet, dans cette deuxième éventualité, l'approfondissement peut s'expliquer par un effondrement d'origine tectonique, mais aussi, et plus simplement, par des glissements de paquets de vase contenant les coquilles, le long de la pente continentale ; certains auteurs repoussent d'ailleurs cette dernière hypothèse, sans argument décisif (Colantoni, 1970).

Il ressort de ces remarques qu'envisager d'éventuelles déformations tectoniques récentes sur la base de la profondeur actuelle des faunes celtiques récoltées en un nombre de dragages souvent faible, me paraît assez illusoire. Pour comparer valablement diverses aires géographiques, il faudrait évaluer dans chaque secteur les limites bathymétriques à l'aide d'un grand nombre de dragages et surtout de carottages. Des mesures systématiques de l'âge par les méthodes isotopiques doivent simultanément être effectuées.

Au cours des explorations en soucoupe plongeante, j'ai pu observer la zonation des faunes en place, déjà rapporté par Picard (1962) dans le canyon de Cassidaigne. Elle se caractérise par une grande quantité de *Venus casina* entre 175 et 200 m (pl.31, fig.4) ; au-dessous, cette espèce se raréfie, tandis que se développent, entre 300 et 350 m, les faunes froides proprement dites, représentées par *Chlamys septemradiata*, *Chlamys islandica*, *Cyprina islandica*. Les valves de *Modiolus modiolus* se trouvent à proximité des substrats rocheux, sur lesquels ces coquilles vivaient fixées (pl.31, fig.5). Il y a donc une zone à dominance de *Venus casina* située bathymétriquement au-dessus de la zone à dominance d'espèces celtiques.

B - Niveau de la mer lors de la vie des faunes à éléments celtiques :

Les profondeurs auxquelles se trouvent les faunes à éléments celtiques, indiquées précédemment, ne correspondent pas, sauf exception, à la profondeur de vie des différentes espèces. Mars (1958) a comparé les profondeurs de vie actuelle aux profondeurs de prélèvement des coquilles fossiles, pour 39 espèces du cap Creus. Sur ces bases, un calcul statistique lui indique qu'une ligne de rivage de -80 m par rapport au niveau actuel, justifie "dans le maximum des cas la répartition des espèces dans le gisement". Ce calcul ne tient pas compte des coquilles situées à plus faible profondeur, obtenues par carottage sur le plateau continental. Cependant ce sont, comme on le verra plus loin, des tests de *Cyprina islandica*, dont les limites de vie actuelle sont de 10 à 160 m.

Prélevées dans des carottes implantées en moyenne à -90 m, elles sont compatibles avec un niveau de -80 m : il s'agirait dans ce cas de coquilles littorales correspondant à la limite supérieure de vie (10 m).

Dater les coquilles revient donc à obtenir une indication sur l'âge du niveau marin correspondant.

IV - RESULTAT DES DATATIONS.

Les mesures d'âge apparent ont été effectuées par la méthode du ^{14}C (J. Thommeret et Y. Thommeret, Centre Scientifique de Monaco). Elles ont porté sur 19 coquilles récoltées pour la plupart dans le canyon de Cassidaigne : 11 sont des espèces celtiques disparues de Méditerranée, 7 les espèces accompagnatrices encore présente, la dernière est une coquille d'Huître distincte des stocks précédents, posant un problème particulier.

Les renseignements concernant le prélèvement des coquilles ainsi que le résultat des mesures d'âge sont consignées dans le tableau ci-après. Son examen appelle les commentaires suivants :

A - Les espèces celtiques :

Les âges mesurés sur certaines coquilles prélevées par carottage indiquent que les espèces nord-atlantiques ont effectivement vécu pendant la glaciation du Würm, tout au moins sa partie terminale comprise à l'intérieur de la limite de datation : 31.500 ± 3.000 (MC 432), 21.300 ± 700 (MC 357), 19.000 ± 250 (MC 430). Ces résultats ne sont pas toujours en accord avec la stratigraphie relevée dans les carottes, où on ne peut les interpréter que par l'existence d'importants remaniements (voir chapitre suivant).

En ce qui concerne les coquilles draguées sur le haut de la pente continentale, les âges obtenus s'échelonnent entre 9.800 ± 200 (*Buccinum undatum* MC 361) et 12.800 ± 300 (*Cyprina islandica* MC 244) ; plusieurs tests de *Cyprina islandica* carottés ont des âges voisins : 10.350 ± 200 (MC 356), 12.050 ± 300 (MC 242), 13.050 ± 300 (MC 243). A ces mesures il convient d'ajouter l'âge obtenu pour une coquille de *Cyprina islandica* du cap Creus : 13.000 ± 700 (Thommeret et Thommeret, 1966). Une seule mesure a donné un âge nettement différent, supérieur ou égal à 35.000 ans (*Cyprina islandica* MC 359).

Les âges obtenus se placent donc en majorité à l'intérieur de l'échelle de temps correspondant au Würm IV ou Dryas (9500-1600 ans),

N° Echan- tillon	Espèce	Mode de prélève- ment.	Coordonnées	Profondeur	$\delta^{14}\text{C}\%$	Age apparent, années B.P
MC 243	<i>Cyprina islandica</i>	Carottage	43°08'40" N 05°25'30" E	90 m. Niveau 210 cm dans carotte C3	-803±7	13.050 ± 300
MC 242	<i>Cyprina islandica</i>	Carottage	" " "	90 m. Niveau 250 cm dans carotte C3	-777±6	12.050 ± 300
MC 244	<i>Cyprina islandica</i>	Dragage	43°07'30" N 05°26'10" E	300 à 150 m	-797±7	12.800 ± 300
MC 358	<i>Modiolus modiolus</i>	Dragage	43°06'10" N 05°27'30" E	250 à 150 m	-713±5	10.000 ± 150
MC 360	<i>Panopaea norvegica</i>	Dragage	43°05'00" N 05°30'50" E	350 à 150 m	-745±6	11.000 ± 200
MC 361	<i>Buccinum undatum</i>	Dragage	43°06'40" N 05°32'00" E	300 à 200 m	-705±7	9.800 ± 200
MC 356	<i>Cyprina islandica</i>	Carottage	42°58'49" N 03°58'26" E	96 m. Niveau 90 cm dans carotte C2.	-724±6	10.350 ± 200
MC 357	<i>Cyprina islandica</i>	Carottage	" " " " " "	96m. Niveau 230 cm dans carotte C2	-929±6	21.300 ± 700
MC 430	<i>Cyprina islandica</i>	Carottage	43°13'25" N 04°10'45" E	88 m. Niveau 1500 cm dans carotte C1	-906±3	19.000 ± 250
MC 432	<i>Cyprina islandica</i>	Carottage	" " " " " "	88 m. Niveau 1800 cm dans carotte C1	-980±7	31.500 ± 3.000
MC 359	<i>Cyprina islandica</i>	Dragage	43°06'40" N 05°32'00" E	300 à 200 m	-1.000	≥ 35.000
MC 245	<i>Venus casina</i>	Dragage	42°58'15" N 05°41'30" E	250 m	-805±4	13.140 ± 160
MC 245 bis	<i>Glycymeris glycymeris</i>	Dragage	" " " " " "	250 m	-788±5	12.460 ± 160
MC348	<i>Venus casina</i>	Dragage	42°58'10" N 05°42'30" E	250 m	-782±7	12.200 ± 300
MC 246	<i>Venus casina</i>	Dragage	43°05'00" N 05°31'00" E	250 m	-549±6	6.400 ± 100
MC 246 bis	<i>Venus casina</i>	Dragage	" " " " " "	250 m	-580±8	6.970 ± 150
MC 362	<i>Venus casina</i>	Dragage	43°06'40" N 05°32'00" E	300 à 200 m	+21±8	Modérne
MC 247	<i>Ditrupa arietina</i>	Dragage	43°01'15" N 05°30'10" E	250 à 200 m	-697±4	9.600 ± 100
MC 248	Huître sp.	Dragage	43°07'30" N 05°29'00" E	600 à 500 m	-502±6	5.600 ± 100

précédant les temps post-glaciaires.

Les espèces celtiques du sommet de la pente continentale sont donc plus récentes que l'on pouvait s'y attendre. L'abondance en individus de certaines espèces, soulignée par Mars (1958), indique que les conditions du milieu étaient favorables à leur prolifération. Or ces conditions n'étaient plus franchement glaciaires, mais marquaient au contraire une tendance au réchauffement, surtout pendant le Dryas II (12.500-13.000) et l'interstade d'Alleröd (10.500-12.500) (Escalon de Fonton, 1969). Cela confirmerait les vues de Picard et Mars (1958), suivant lesquelles un abaissement de salinité, provoqué par exemple par une fonte des glaces, plutôt que de faibles températures, serait favorable au développement des espèces celtiques.

B - Les espèces vivant actuellement en Méditerranée :

Parmi les espèces présentes actuellement en Méditerranée et accompagnant les éléments celtiques à la partie supérieure de la pente continentale, on peut distinguer deux groupes :

- Certaines coquilles sont contemporaines des espèces celtiques : *Venus casina* 13.140 \pm 160 (MC 245) et 12.200 \pm 300 (MC 348), *Glycimeris glycimeris* 12.460 \pm 160 (MC 245 bis) et à la limite *Ditrupa arietina* 9.600 \pm 100 (MC 247).

- D'autres coquilles sont plus récentes, et ont vécu au cours du post-glaciaire proprement dit : *Venus casina* : 6.970 et 6.400 (MC 246 bis et MC 246).

De récents dragages ont d'ailleurs révélé que *Venus casina* vit encore actuellement à environ 200-220^m en certains points du précontinent ; l'une de ces valves a été analysée aux fins de comparaison avec les coquilles fossiles (MC 362, moderne). Cette profondeur n'est pas habituelle pour *Venus casina* en Méditerranée ; Mars et Picard (1958) signalent que les coquilles fossiles se distinguent des valves actuelles de plus faible profondeur soit par la plus grande taille, soit par la plus grande épaisseur du test, "ce qui leur confère un aspect nettement atlantique". Les exemplaires de *Venus casina* vivant actuellement vers 200 m présentent les mêmes caractères morphologiques ; ce sont probablement des relictés des espèces ayant accompagné les éléments celtiques à la fin du Würm. En multipliant les mesures, on devrait trouver tous les intermédiaires entre ces dernières et les actuelles.

C - Les Huîtres :

Des coquilles d'Huîtres mortes ont été draguées dans le canyon de Cassidaigne, à une profondeur assez importante (600 m). Les tests sont de grande dimension, recouverts d'enduits ferrugineux et d'espèces fixées actuelles, libres de tout sédiment. L'âge apparent mesuré au ^{14}C est de 5.600 ± 100 ans (MC 248). Ultérieurement à cette datation, j'ai recueilli, toujours dans le canyon de Cassidaigne, ces Huîtres fixées sur un fragment de calcaire consolidé (R 178) renfermant des espèces celtiques (notamment *Chlamys islandica*) ; des débris de coquilles extraits de ce dernier ont donné un âge de 27.900 ± 1100 ans. Ces deux datations sont donc cohérentes, puisque les Huîtres sont plus récentes que le substrat sur lequel elles sont fixées.

J'ai pu comparer ces coquilles à des Huîtres draguées par Chamley (1963) dans le canal de Corse, également à une profondeur de 600 m. En l'absence de datation, l'auteur estimait que ces Huîtres pouvaient appartenir à l'espèce *Ostrea longirostris*, datée du Burdigalien. La comparaison directe des échantillons a montré qu'il s'agit bien de la même espèce dans les deux cas, et qu'il convenait donc de ne plus retenir l'âge miocène pour les Huîtres du canal de Corse.

Les Huîtres n'ont donc pas vécu sous un climat tropical et à faible profondeur (Chamley, 1963), mais certainement à une profondeur très voisine de l'actuelle, étant donné leur âge récent. Outre l'intérêt de situer dans le temps une espèce dont la répartition géographique semble large, cette datation pose deux problèmes que des spécialistes pourront peut être résoudre un jour : en quoi les conditions qui régnaient au cours de la période post-glaciaire atlantique (5.000-7.500 ans) ont-elles favorisé la vie de ces Huîtres ? Pourquoi cette espèce s'est-elle probablement éteinte en Méditerranée occidentale, puisqu'elle n'a pas, jusqu'à ce jour, été récoltée à l'état vivant ?

D - Remarques sur l'état de conservation des coquilles :

L'état de conservation des coquilles n'apparaît pas être en rapport avec leur ancienneté. Ainsi, l'âge des tests de *Cyprina islandica* encore munis de leur périostracum et des valves de la même espèce d'apparence moins fraîche ne sont pas significativement différents. Un autre exemple, encore plus frappant, est fourni par les mesures MC 246 et MC 246 bis. La première concerne un lot de *Venus casina* d'aspect très corrodé, recouverts d'oxydes de fer, la seconde un lot de la même espèce,

d'aspect très frais, le tout faisant partie d'un même dragage. Or les âges sont très voisins : 6.400 ± 100 et 6.970 ± 150 .

Si l'on admet que ces résultats sont corrects, il faut en conclure qu'utiliser comme critère d'ancienneté le plus ou moins bon état de conservation de coquilles, est très subjectif et peut conduire à des erreurs. Il est certain que parmi les coquilles de même âge, celles qui auront été recouvertes d'une mince couche de sédiment seront protégées, tandis que celles qui seront restées découvertes se trouveront exposées à la corrosion biologique (Eponges perforantes notamment). Les dragues prélevant le sédiment sur plusieurs dizaines de centimètres d'épaisseur, il est naturel dans ces conditions, qu'elles mélangent des coquilles d'aspect très différent, bien que sensiblement du même âge.

V - CONCLUSION.

Les mesures d'âge apparent effectuées sur un certain nombre de coquilles montrent que les faunes à éléments celtiques que l'on trouve à la partie supérieure de la pente continentale en Méditerranée occidentale, sont bien contemporaines de la dernière glaciation pléistocène. Ce résultat était prévu par différents auteurs. Cependant, ces datations apportent une précision : les peuplements les plus denses ont vécu vers la fin de la période glaciaire, alors que le climat était déjà en cours de réchauffement. En ce qui concerne les espèces celtiques, ce fait confirme que l'abaissement de température n'est pas seul responsable de leur introduction en Méditerranée, la salinité ayant joué un grand rôle. Ces peuplements se sont développés alors que le niveau de la mer était inférieur d'environ 80 m au niveau actuel ; les résultats des datations permettent de situer ce niveau vers -12.000 ans B.P., *et illustrent la faiblesse de la sédimentation au sommet de la pente continentale.*

Parmi les espèces méditerranéennes qui accompagnaient les éléments celtiques à cette époque, l'une au moins (*Venus casina*) s'est maintenue dans ce biotope, où elle a survécu jusqu'à nos jours ; elle peut être considérée comme une forme relictée des peuplements de la fin du Würm.

CHAPITRE III

VARIATIONS DE LA SÉDIMENTATION SUR LE PLATEAU CONTINENTAL DU GOLFE DU LION (FIN DU WÜRM ET HOLOCÈNE)

L'étude des sédiments meubles carottés sur le précontinent peut s'aborder de différentes manières. Je tenterai, pour ma part, de montrer comment on peut reconstituer, dans une certaine mesure, la chronologie des dépôts, grâce à la répartition des Ptéropodes ; cette méthode paléoclimatique, déjà utilisée pour les carottes de la plaine bathyale, sera appuyée par quelques datations au ^{14}C .

I - LES PTEROPODES, INDICATEURS CLIMATIQUES.

A - Introduction :

Les Ptéropodes ont été utilisés, en tant qu'indicateurs climatiques, plus tardivement que les Foraminifères pélagiques. Leur distribution dans les sédiments du Pléistocène récent a cependant été étudiée de ce point de vue par plusieurs auteurs : Herman (1968-1971) en mer Rouge, Van Straaten (1966), Froget (1967), Blanc-Vernet, Chamley et Froget (1969), Pastouret (1970), Froget et Pastouret (1970) en Méditerranée. Les données paléoclimatiques sont obtenues par comparaison avec la répartition actuelle des Ptéropodes, établie notamment par Tesch (1913, 1946), Chen et Bé (1964) en Atlantique, Tesch (1913), Menzies (1958) et Rampal (1968) en Méditerranée.

B - Signification climatique des différentes espèces (pl.32,33,34).

Les Ptéropodes rencontrés dans les carottes méditerranéennes peuvent être classés en trois groupes :

- Espèces subtropicales tolérantes au chaud : *Creseis virgula conica* (Eschsholtz), *Creseis acicula* (Rang), *Hyalocylix striata* (Rang) *Spiratella trochiformis* (d'Orb.), *Cavolinia inflexa* (Lesueur). Les

températures tolérées sont entre 16°8 et 27°9, les températures optimales entre 24° et 27°C.

- Espèces subtropicales tolérantes au froid : *Styliola subula* (Quoy et Gaymard), *Spiratella bulimoides* (d'Orb.), *Spiratella inflata* (d'Orb.), *Euclio pyramidata* (L.), *Diacria trispinosa* (Lesueur). Les températures tolérées sont entre 14°2 et 27°7, les températures optimales entre 18° et 22°C.

Les Ptéropodes de ces deux premiers groupes sont tous actuellement présents en Méditerranée.

- Espèce sub-arctique : *Spiratella retroversa* (Fleming). Les températures tolérées sont de 2°6 à 18°7C, les températures optimales de 8 à 10°C. Cette espèce n'a jamais été récoltée vivante en Méditerranée; dans les carottes, elle constitue un microfossile caractéristique des périodes froides.

C - Rappel des données acquises sur les carottes de la plaine bathyale :

Certaines carottes prélevées dans la plaine bathyale, caractérisées par une sédimentation calme et régulière, peuvent servir à étalonner les fluctuations climatiques de la dernière glaciation (Würm) et de la période post-glaciaire jusqu'à l'époque actuelle. Cela permet d'évaluer la chronologie des dépôts, en se référant aux échelles chronoclimatologiques établies sur le continent par différents auteurs (Bourdier, 1961 ; Bonifay, 1962 ; Lumley, 1965 ; Escalon de Fonton, 1966). De ce point de vue, deux carottes ont fait l'objet d'une étude détaillée, confrontant les résultats de plusieurs méthodes : dans le bassin occidental, la carotte 1.MO.67, prélevée au large de la Provence, a permis de comparer les renseignements fournis par les Foraminifères, les Ptéropodes, la fraction sédimentaire issue du continent (Blanc-Vernet, Chamley, Froget, 1969) ; l'étude de la répartition des Coccolithophoridées est venue se joindre à ces trois méthodes pour la carotte 3.MO.67, implantée dans le bassin oriental, au Sud de la Crête (Muller, Blanc-Vernet, Chamley, Froget, sous presse). En ce qui concerne les Ptéropodes, on peut retirer de ces travaux les renseignements suivants :

a) Dans le bassin occidental. Les dépôts contemporains de la glaciation würmienne ne renferment pratiquement que *Spiratella retroversa* (accompagnée toutefois très épisodiquement par *Euclio pyramidata*). La comparaison avec les autres méthodes montre que les passées riches en ce

Ptéropode nord-atlantique correspondent globalement aux épisodes froids proprement dits, les réchauffements interstadias (par exemple W I-II, W II-III...) étant caractérisés par l'absence totale de Ptéropodes ; ce dernier trait peut être dû à une dissolution préférentielle des Ptéropodes, dont le test aragonitique est particulièrement fragile, pendant les périodes chaudes ; l'intervention d'autres facteurs, d'ordre climatique ou courantologique, n'est cependant pas à exclure.

Les Ptéropodes méditerranéens "chauds" apparaissent au Würm IV ; ils se limitent à deux espèces (*Cavolinia inflexa*, *Spiratella inflata*) coexistant avec *Spiratella retroversa*. Les autres espèces chaudes (*Spiratella bulinoides*, *Creseis acicula* et *Creseis virgula conica*, *Styliola subula*) apparaissent plus tardivement, au post-glaciaire proprement dit, tandis que *Spiratella retroversa* disparaît définitivement.

b) Dans le bassin oriental. Les périodes froides du Würm sont également caractérisées par *Spiratella retroversa*. Contrairement à ce qui se produit dans le bassin occidental, les réchauffements interstadias sont marqués par la présence de Ptéropodes "chauds" (*Spiratella inflata*, *Spiratella trochiformis*, *Styliola subula*, *Hyalocylix striata*) ; cependant, seul le moule interne formé de sédiment lithifié est préservé, le test ayant disparu ; cela atteste de la réalité de la dissolution des organismes aragonitiques ; il en résulte que la préservation des Ptéropodes chauds traduisant les réchauffements interstadias peut n'être qu'un cas particulier. Comme dans le bassin occidental, les dépôts post-glaciaires voient l'épanouissement des Ptéropodes "chauds" et la disparition de *Spiratella retroversa*. Seuls les pourcentages relatifs des espèces varient d'un bassin à l'autre : ainsi *Cavolinia inflexa* est moins abondante dans le bassin oriental que dans le bassin occidental ; cette différence se retrouve dans la répartition actuelle des Ptéropodes en Méditerranée (Rampal, 1968). *Diacria trispinosa*, abondante en Atlantique, cantonnée en mer d'Alboran en ce qui concerne le bassin méditerranéen (Rampal, 1968) se retrouve dans le sein des carottes en Méditerranée orientale, ainsi qu'en Adriatique (Van Straaten, 1966).

II - APPLICATION AUX CAROTTES DU PRECONTINENT.

J'appliquerai les résultats résumés ci-dessus à quelques carottes prélevées dans le golfe du Lion. Cette étude permettra de comparer la partie centrale du golfe (sud d'Aigues-Mortes) et sa terminaison orientale (sud de Marseille).

A - Méthode, représentations graphiques.

Les Ptéropodes sont dénombrés dans la fraction sédimentaire comprise entre 2 et 0,5 mm. Les échantillons destinés au comptage ont été prélevés en principe tous les 10 cm, sur une épaisseur de 2 cm, excepté pour les longues carottes, où ils sont plus espacés ; des prises d'échantillon complémentaires permettent de préciser la colonne chrono-climatologique.

Sur les graphiques correspondant aux différentes carottes, j'ai indiqué les variations des Ptéropodes soit en nombre, lorsque les espèces sont peu abondantes, soit en pourcentages lorsqu'elles sont plus diversifiées. Les interprétations chronologiques sont portées en regard de ces graphiques.

B - Les carottes de la partie centrale du golfe du lion :

Les carottes C1 et C2 ont été prélevées au Sud d'Aigues-Mortes par le navire T.E.R.E.B.E.L. (Institut français du Pétrole), au cours de travaux préluant à l'implantation des forages pétroliers Sirocco et Mistral (fig.17). La technique utilisée (vibroforage) permet d'obtenir des carottes de grandes longueur et section (323 mm de diamètre), mais a l'inconvénient de provoquer des pertes, parfois très importantes, des sédiments de surface lors du dégagement du tube. Malgré cela, l'étude et la comparaison de ces carottes offre un certain intérêt.

1°) La carotte C1 (fig.18) :

Ce sondage a été implanté à 15 milles du littoral de la Camargue, par 88 de profondeur (43°13'25" N, 4°10'45"E). Bien que le tube ait pénétré jusqu'à 29,5 m, le prélèvement ne mesurait plus que 19 m à l'ouverture il semble donc qu'une dizaine de mètres des sédiments de surface aient été perdus. Les argiles de la carotte ont été étudiées par Chamley (1971); Gadel et Mougin (1973) en ont analysé les caractères sédimentologiques, géochimiques et malacologiques.

Les sédiments sont dans l'ensemble des vases, grises dans la moitié inférieure, plus jaunes dans la moitié supérieure. La teneur en sable est généralement inférieure à 10 % ; la partie inférieure est cependant légèrement plus grossière, la fraction sableuse pourrait atteindre 20 à 30 %, notamment entre 11 et 12 m et 17 et 18 m. Les minéraux argileux sont ceux du Rhône : illite dominante, puis chlorite,

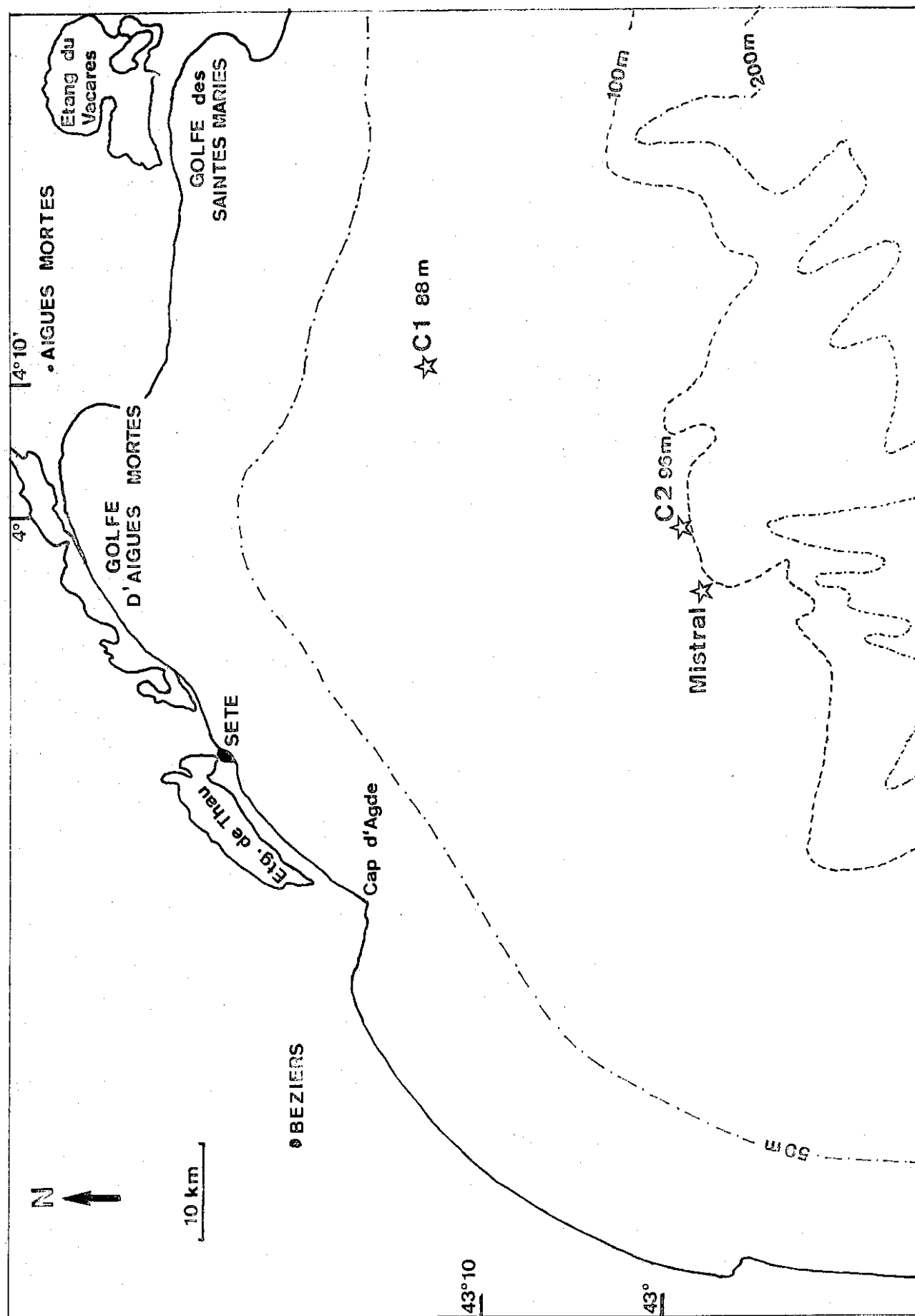


Figure 17. Carte de situation des carottes C₁ et C₂.

C1 (2.9.68) - 88m

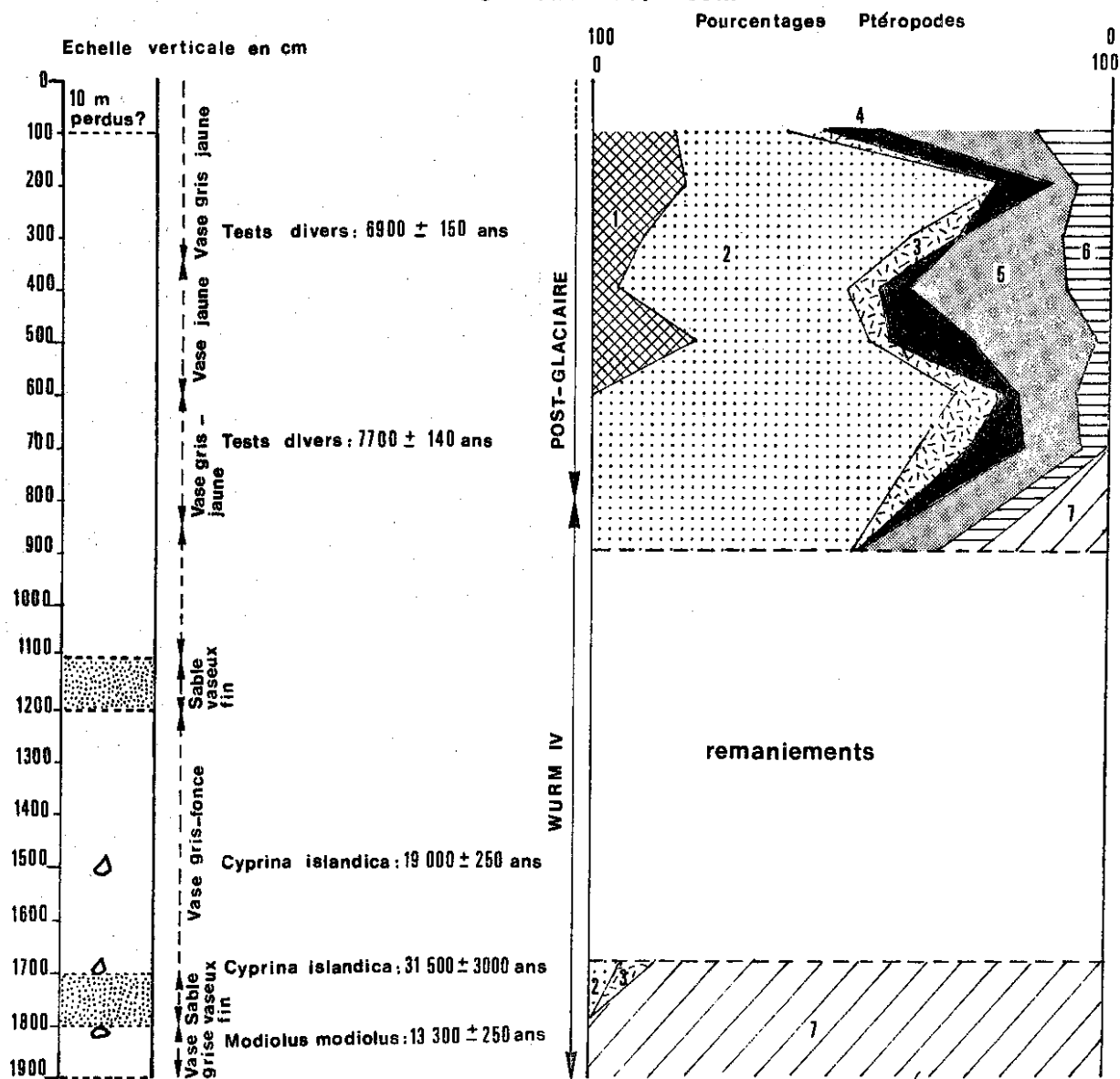


Figure 18. Carotte C₁

- 1 - Styliola subula
- 2 - Cavolinia inflexa
- 3 - Spiratella inflata
- 4 - Creseis virgula conica
- 5 - Creseis acicula
- 6 - Euclio pyramidata
- 7 - Spiratella retroversa

complexe gonflant, kaolinite en traces ; les effets diagenétiques apparaissent insignifiants et la sédimentation argileuse apparaît homogène tout au long de la carotte : elle traduit la constance des apports du Rhône au cours du temps (Chamley, 1971).

La carotte contient des Mollusques, que l'on peut classer en deux groupes (Gadel et Mougin, 1973) :

- Le premier comprend des espèces banales en Méditerranée appartenant à la biocénose du détritique côtier ou des vases terrigènes côtières (notamment communauté à *Turritella communis* et *Corbula gibba*). Ce groupe "autochtone" est constant sur toute la longueur de la carotte.

- Le second correspond aux espèces nord-atlantiques (*Cyprina islandica*, *Modiolus modiolus*, etc...) immigrées en Méditerranée à la faveur de la glaciation würmienne. Ces formes sont abondantes dans la moitié inférieure de la carotte et disparaissent au-dessus de 7 m.

Le diagramme de répartition des Ptéropodes (fig.18), appelle les commentaires suivants :

- La base de la carotte comporte un fort pourcentage de *Spiratella retroversa* ; l'espèce est exclusive entre 19 et 18 m, tandis que *Cavolinia inflexa* et *Spiratella inflata* apparaissent entre 18 et 17 m. Les sédiments correspondants se sont donc déposés vers la fin d'une période froide.

- Entre 17 et 9 m, la carotte est dépourvue de Ptéropodes. On constate que dans cette tranche, les datations au ^{14}C donnent des résultats aberrants puisque l'on trouve un test de 19.000 ans au-dessus d'une coquille de 31.500 ans, alors que les dates de la partie supérieure de la carotte (7.700 et 6.900 ans) suivent logiquement celle de la base. L'interprétation suivante peut être proposée : entre 17 et 9 m, les sédiments se seraient mis en place sous l'effet de courants turbides remaniant des sédiments et des coquilles antérieurement déposés, tandis que le régime hydrodynamique de la masse d'eau aurait contrarié le dépôt des Ptéropodes, particulièrement légers. Cette hypothèse rejoint les conclusions de Gadel et Mougin (1973) qui estiment que les caractères granulométriques de la moitié inférieure de la carotte traduisent "(1) des conditions hydrodynamiques actives en relation avec une lame d'eau peu épaisse qui facilite les actions de lévigation (2) des apports plus massifs et grossiers à partir des réseaux fluviaux, conséquence possible de la déglaciation". En résumé, entre 17 et 9 m, la sédimentation apparaît fortement perturbée par des remaniements.

- Au-dessus de 9 m, la sédimentation reprend plus normalement. Les Ptéropodes "chauds" se développent, tandis que le pourcentage de *Spiratella retroversa* diminue et s'annule à 7 m. Les dépôts correspondent à un milieu plus profond à sédimentation fine (Gadel et Mongin, 1973).

Interprétation. Les âges absolus et la succession des Ptéropodes montrent que les sédiments de la partie inférieure se sont déposés au Würm IV, la période post-glaciaire débutant vers 7 à 8 m. Compte tenu qu'il manque 10 m de sédiments à la surface (ce qui est confirmé par l'âge relativement ancien relevé à 3 m), le taux de sédimentation pour la seule période post-glaciaire peut être évalué entre 2 et 4 m/1000 ans ; ce taux serait de l'ordre de 2 m/1000 ans pendant le Würm IV. Dans ce secteur, la sédimentation a donc été extrêmement rapide et parfois troublée ; cela est dû aux importants apports fluviaux en provenance du Rhône, et probablement à la subsidence de ce secteur.

2°) La carotte C2 (fig.19).

Le sondage a été implanté à 30 milles du littoral d'Aigues-Mortes (42°58'49" N - 3°58'26" E, fig. 17) par 96 m de profondeur. Le prélèvement a été effectué sur 4,50 m, mais les 50 cm de "tête" ont été perdus.

Les sédiments sont des sables fins (0,1 à 0,3 mm) très peu vaseux. On note toutefois la présence de niveaux plus grossiers : coquilles entre 90 et 100 cm, sables grossiers et graviers (1 à 3 mm) accompagnés de coquilles entre 270 et 290 cm.

Le niveau coquillier à 90 cm comprend les espèces de Mollusques suivantes : *Cyprina islandica*, *Modiolus modiolus*, *Lutraria lutraria*, *Dosinia linctus*, *Corbula gibba*, *Lucina borealis*, *Lucina spinifera*, *Turritella tricarinata*, *Ensis* sp., *Macra corallina*, *Venus gallina*, *Nucula turgida*, *Cardium papillosum*, *Spisula subtruncata*, *Venus ovata*, *Pituria rudis*, *Donax venustus*, *Tellina fabuloides*, *Leda pella*. Il s'agit là d'un mélange d'espèces de sables fins vaseux et de la vase terrigène côtière, comprenant des espèces indicatrices d'instabilité (*Corbula gibba*, *Nucula turgida*, *Leda pella*). Cette association faunistique est semblable à celle que l'on trouve actuellement par -8 m à -10 m de fond, au large de la Camargue, à la limite entre sables fins et vase terrigène côtière (détermination et interprétation J. Picard).

On relève des tests d'espèces nord-atlantiques en d'autres points de la carotte : notamment *Cyprina islandica* à 2,30, ainsi qu'à 2,80 m où elle est accompagnée de *Cardium tuberculatum*, espèce actuellement

C 2 . (1.9.68) -96m

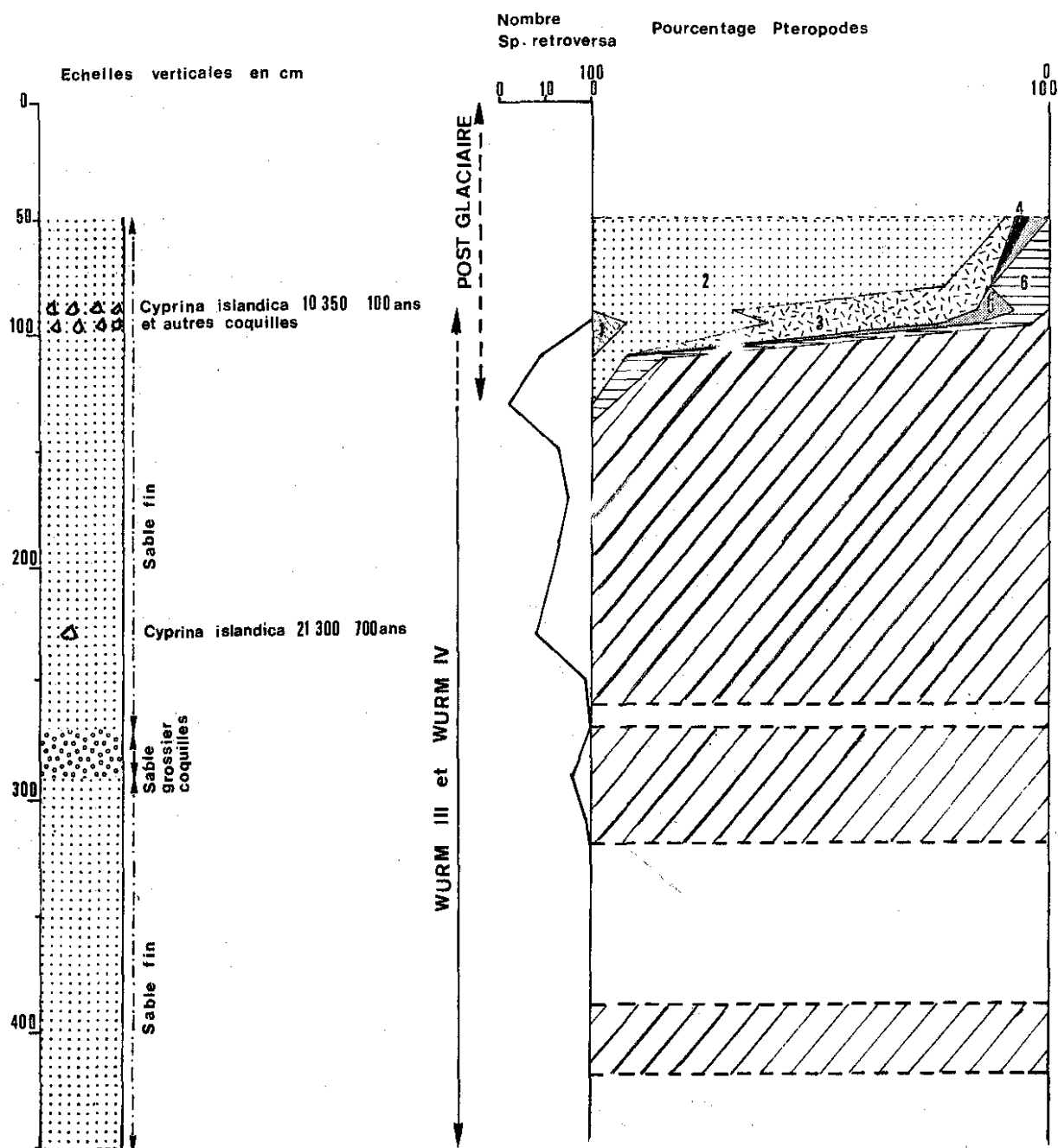


Figure 19. Carotte C₂

- 1 - Spiratella bulimoides
- 2 - Cavolinia inflexa
- 3 - Spiratella inflata
- 4 - Creseis virgula conica
- 5 - Creseis acicula
- 6 - Euclio pyramidata
- 7 - Spiratella retroversa

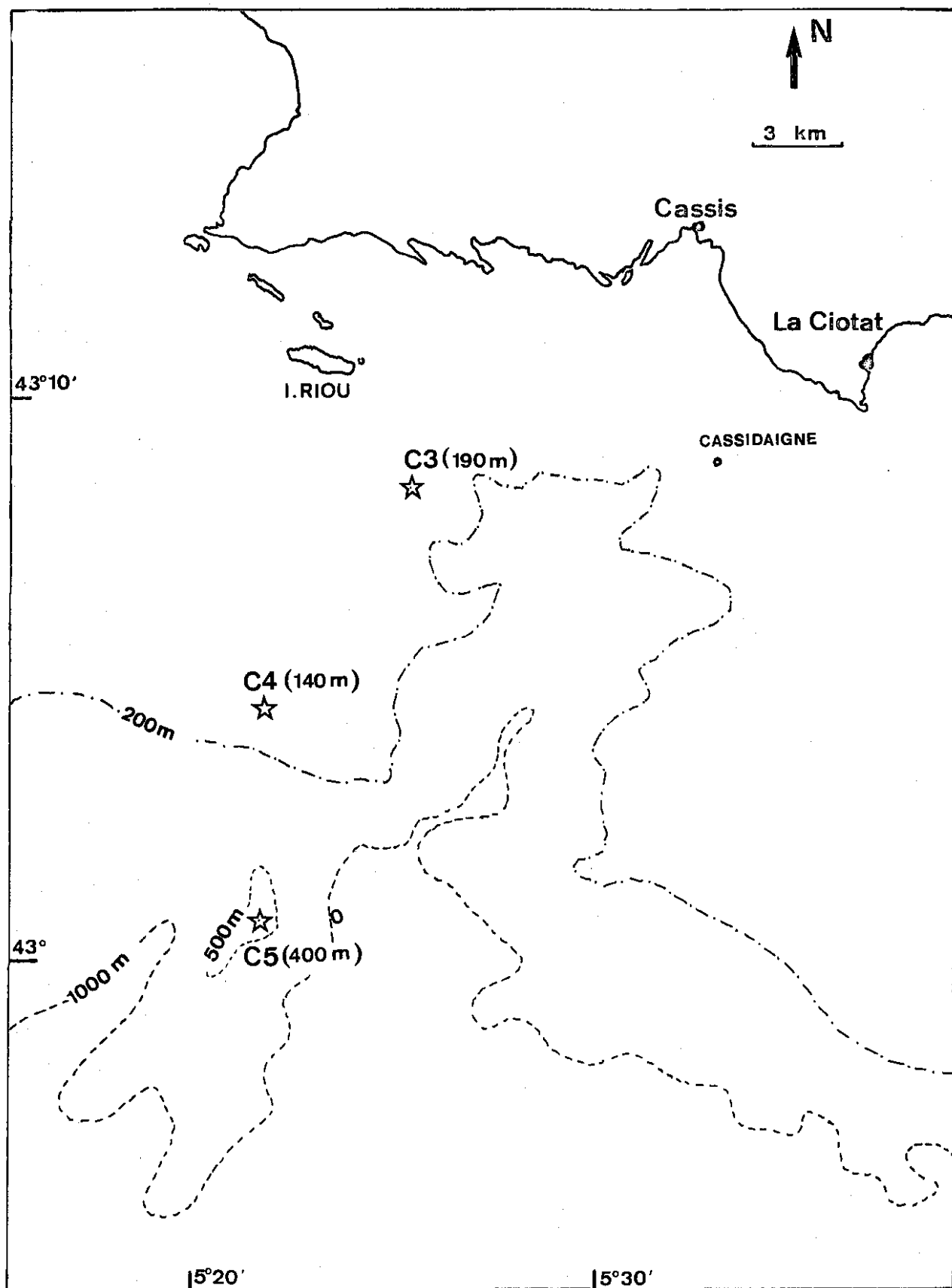


Figure 20. Carte de situation des carottes C₃, C₄ et C₅.

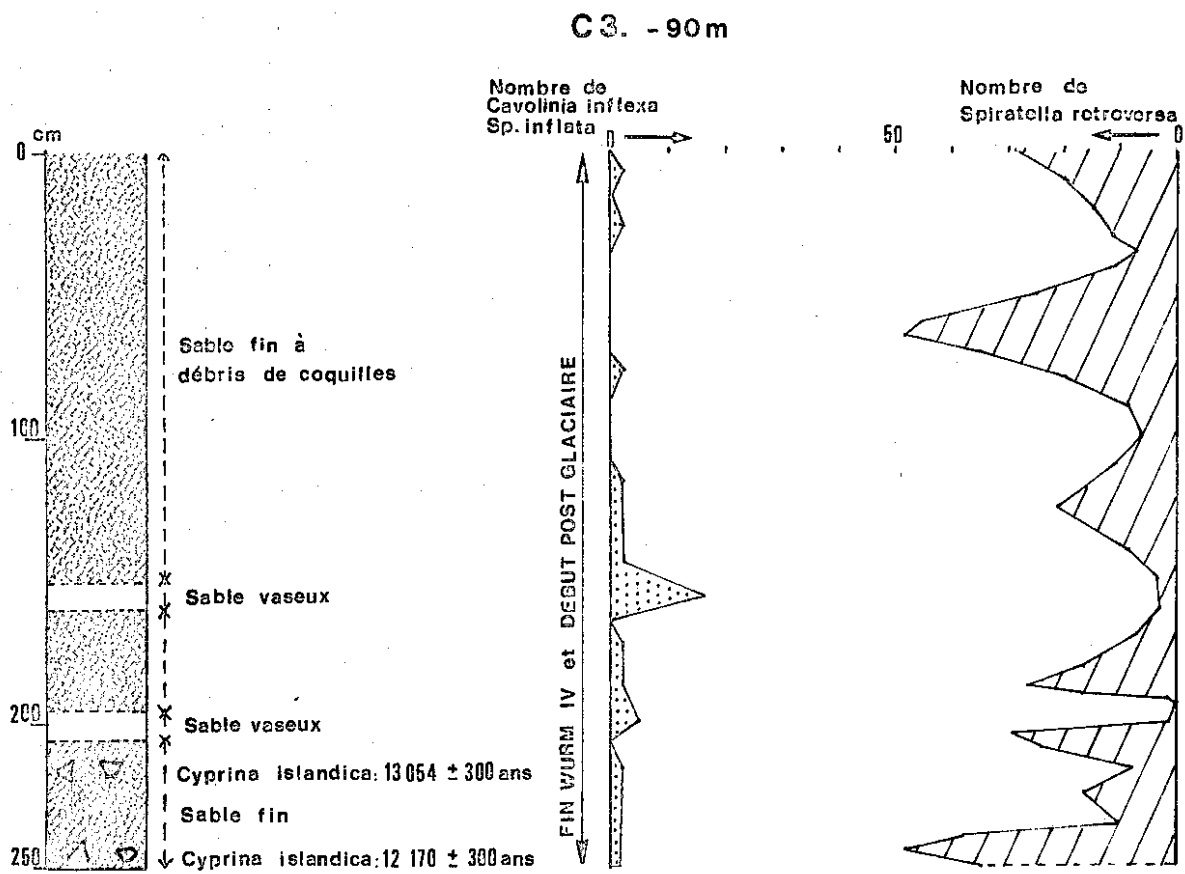


Figure 21. Carotte C₃

caractéristique des sables fins bien calibrés de faible fond (8 à 10 m, Picard, 1965).

En ce qui concerne les Ptéropodes, *Spiratella retroversa* est exclusive jusqu'à 1,40 m ; elle s'éteint à 0,90 m (niveau où l'on trouve précisément le dernier exemplaire de *Cyprina islandica*).

Interprétation. Les caractères du sédiment et de la macrofaune indiquent que la majeure partie des sédiments (de la base à 1 m) s'est déposée sous une faible épaisseur d'eau, correspondant probablement au niveau voisin de -80 m à la fin du Würm.

D'après la répartition des Ptéropodes et compte tenu des datations au ^{14}C , on peut estimer que la partie inférieure de la carotte appartient au Würm III et IV ; le début du Post-glaciaire doit se situer entre 0,90 et 1,30 m. On peut alors évaluer le taux de sédimentation : il doit être voisin de 10 à 12 cm/1000 ans, en retenant que 50 cm de sédiments manquent au sommet de la carotte.

Ce taux est environ 20 fois plus faible que pour la carotte C1. Cela ne peut s'expliquer seulement par le plus grand éloignement du delta rhodanien, qui ne peut empêcher les particules fines d'être transportées jusqu'au point du carottage, situé à proximité de la rupture de pente du plateau. L'absence de ces particules ne peut être due qu'à l'action des courants sagittaux, qui les entraînent jusqu'à ce qu'elles se déposent à plus grande profondeur, sur la pente continentale. L'existence de ces courants, auxquels j'ai fait appel à plusieurs reprises dans la 3ème partie, a été montrée récemment par d'autres moyens en ce même secteur (Arnoux et Chamley, sous presse).

C - Les carottes de l'extrémité orientale du golfe du Lion :

J'analyserai succinctement trois carottes prélevées au carottier à piston, type Kulleberg, sur le précontinent au Sud du massif de Marseilleveyre (fig.20).

1°) La carotte C3 (fig.21) :

Ce sondage a été implanté au Sud-Est de Riou et à proximité du canyon de Cassidaigne, par 90 m de fond. Sa longueur est de 2,50 m.

La carotte est constituée de sables fins très peu vaseux, à débris de coquilles. Seules deux passées de 10 cm d'épaisseur comportent une phase fine notable : entre 150 et 160 cm ($f < 50 \mu$: 14 %) et entre 195 et 205 cm ($f < 50 \mu$: 10 %). Des tests de *Cyprina islandica* ont été

recueillis à 220 et 250 cm ; ils ont été datés respectivement de 13054 ± 300 ans et 12.170 ± 300 ans.

La répartition des Ptéropodes n'offre pas de succession caractéristique. *Spiratella retroversa* est présente tout le long de la carotte, y compris au sommet. L'espèce est accompagnée par de rares exemplaires de *Cavolina inflexa* et *Spiratella inflata*, plus abondantes dans les minces passées de sable vaseux.

Interprétation. Cette carotte est donc très différente des deux précédentes, en particulier de C2 prélevée à une profondeur et en un site comparables : on ne peut établir de limite nette entre sédiments glaciaires et post-glaciaires ; ces derniers semblent manquer dans leur quasi-totalité. La colonne sédimentaire correspondrait alors à la fin du Würm IV et au tout début du post-glaciaire, soit à une durée d'environ 4000 ans ; cela suppose un taux de sédimentation important pendant cette période, de l'ordre de 60 cm/1000 ans, s'annulant par la suite sans doute pour des raisons courantologiques.

2°) Les carottes C4 et C5 :

Je décrirai ces deux carottes conjointement, car elles présentent des caractères comparables.

a - Situation :

La carotte C4 a été prélevée sur le plateau au Sud de Riou, à une profondeur de 140 m (fig.20). Elle a été étudiée du point de vue des minéraux argileux par Chamley (1971).

La carotte C5 provient du sommet d'un relief de la pente continentale culminant à 400 m et entouré de fonds plus importants (fig.2 et 20). Ces deux sondages sont distants d'environ 6,5 km ; leur longueur est identique (3,60 m).

b - Description :

- C4 (fig.22) : de la base à 60 cm, le sédiment est une vase compacte grise, sableuse entre 3,70 et 2,30. Il renferme essentiellement des petits tubes de Serpules (Salmarines) et des Bryozoaires : *Hippodiplosia fascialis*, *Myriozoum truncatum*, *Schismopora avicularis* ; ces espèces proviennent de fonds du type coralligène (Pérès et Picard, 1964 ; Picard, 1965). Une valve de *Chlamys septemradiata*, espèce nord-atlantique, a été relevée à 270 cm.

De 60 cm au sommet, ces vases font place à des sables organogènes très peu vaseux. On y relève des espèces caractéristiques du

C 4. -140m

Pourcentages Ptéropodes

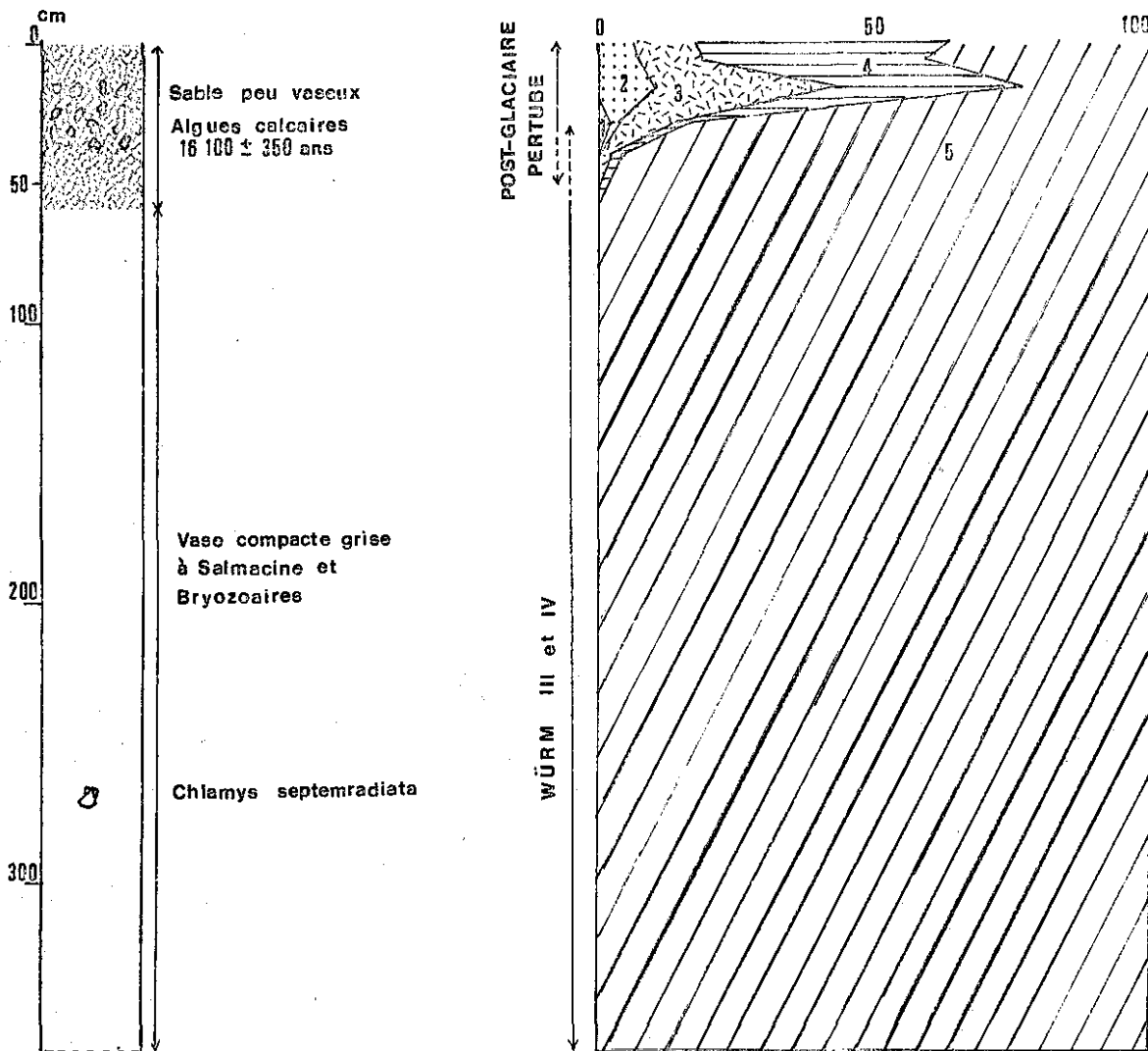


Figure 22. Carotte C₄

- 1 - Spiratella bulimoides
- 2 - Cavolinia inflexa
- 3 - Spiratella inflata
- 4 - Euclia pyramidata
- 5 - Spiratella retroversa

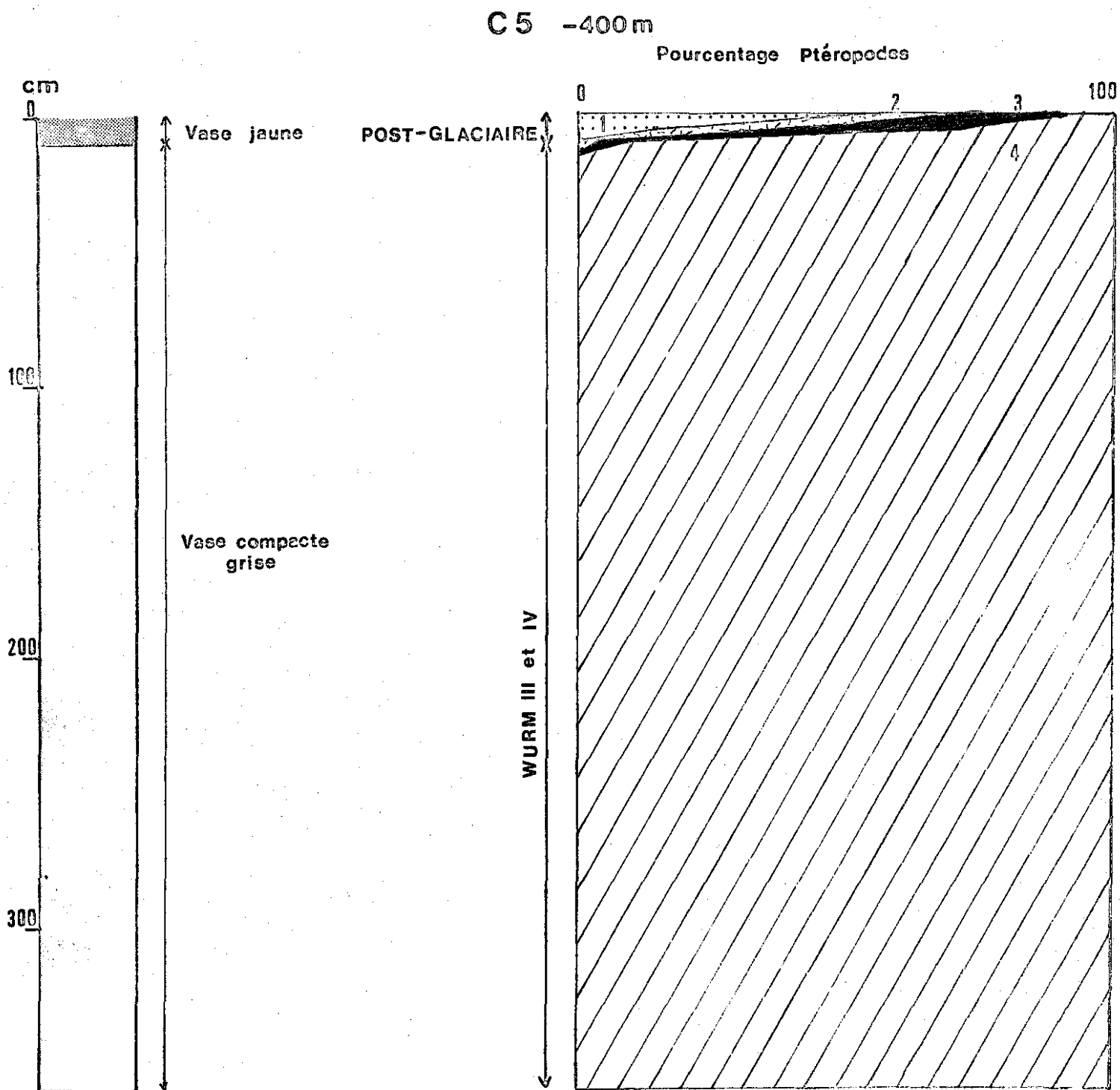


Figure 23. Carotte C₅

- 1 - *Cavolinia inflexa*
- 2 - *Spiratella inflata*
- 3 - *Euclio pyramidata*
- 4 - *Spiratella retroversa*

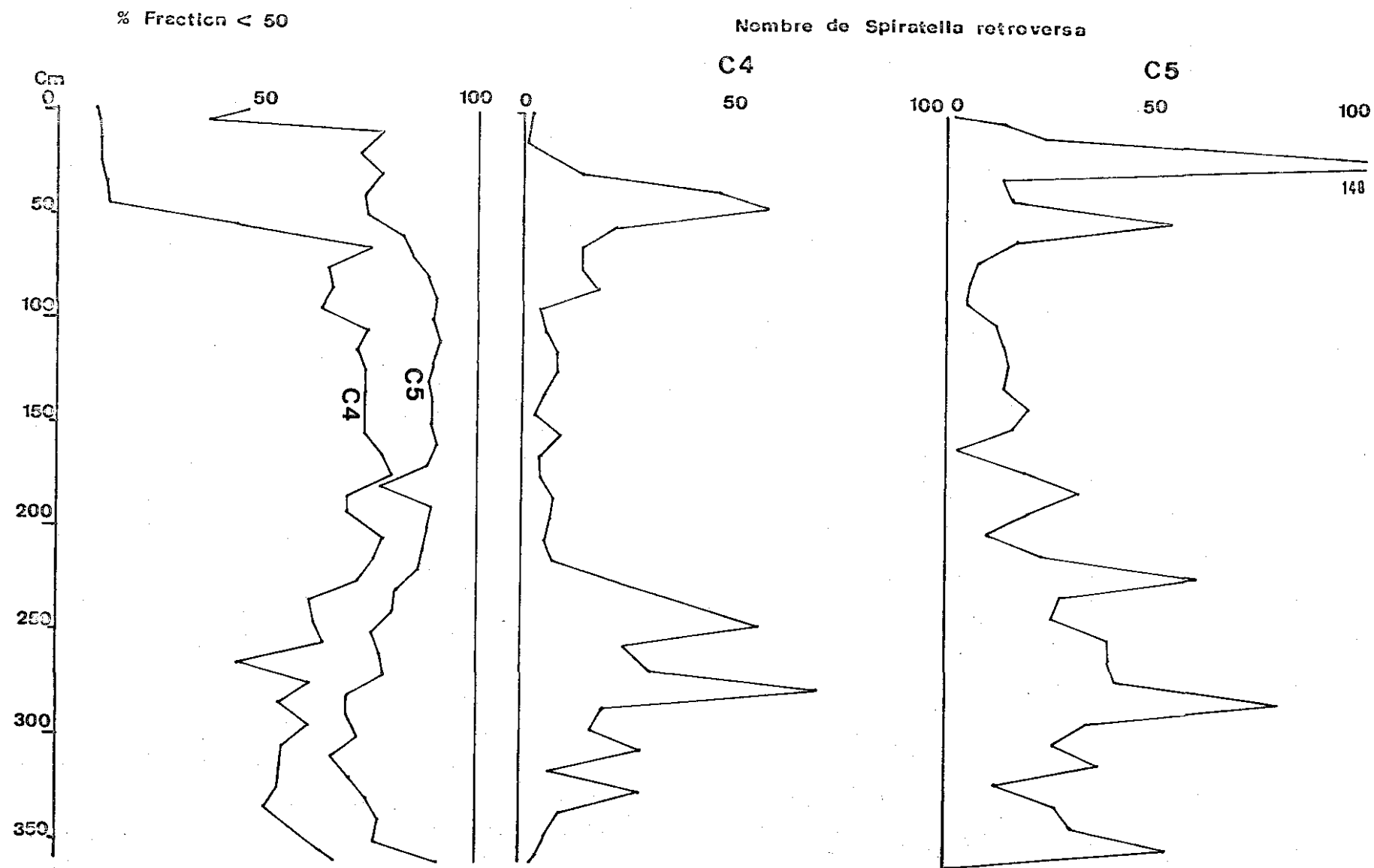


Figure 24. Comparaison des carottes C₄ et C₅.

détritique côtier, comme *Turritella triplicata*, ainsi que des fragments de tests de *Venus casina* et *Glycimeris glycimeris*. Entre 50 cm et la surface, des Algues calcaires libres entrent pour une bonne part dans la composition du sédiment ; elles ont été datées de 16100 ± 350 ans à 30 cm. Ces sables superficiels correspondent aux fonds du détritique du large ; leur datation confirme qu'il s'agit bien de sédiments relictés datant de la fin du Würm, comme l'ont indiqué différents auteurs (Blanc, 1958-1964 ; Picard, 1965 ; Blanc-Vernet, 1969).

- C5 (fig.23) : la carotte est constituée de vases, jaunes sur les 10 cm superficiels, grises ensuite jusqu'à la base. La fraction sableuse est de façon générale comprise entre 10 et 30 % sauf dans les 10 premiers centimètres, où elle avoisine 50 % (fig.25).

Il faut également noter la présence du Foraminifère benthique *Paromalina coronata* tout au long des deux carottes ; cette espèce, actuellement disparue de Méditerranée, est fréquente dans la microfaune des sédiments würmiens (Blanc-Vernet, 1969).

c - Répartition des Ptéropodes :

- C4 (fig.22) : *Spiratella retroversa* est présente dans toute la carotte, y compris au sommet. Les Ptéropodes chauds l'accompagnent entre 50 cm et la surface.

- C5 (fig.23) : la répartition est très comparable à la précédente, mais la tranche superficielle à Ptéropodes chauds est réduite à 10 cm.

Il est intéressant de comparer les variations de la teneur en fraction fine des deux carottes et la fréquence de *Spiratella retroversa* (fig.24). On peut constater que :

- les pourcentages en fraction fine et le nombre de *Spiratella retroversa* sont dans l'ensemble plus grands dans C5 que dans C4. Cela s'explique simplement par le fait que C5 est plus éloignée de la côte et à plus grande profondeur que C4 : ces deux facteurs favorisent évidemment le dépôt des particules les plus fines et des organismes pélagiques.

- Dans les deux carottes, la teneur en fraction fine et le nombre de *Spiratella retroversa* varient en sens inverse : globalement, plus la fraction fine est importante, moins le Ptéropode est abondant. Il faut sans doute voir là un effet de dispersion des organismes pélagiques, dont l'apport doit être sensiblement constant, due aux fluctuations de la phase détritique fine d'origine terrigène. En d'autres termes,

les portions où le Ptéropode est le moins abondant (par exemple entre 1 et 2 m pour C4) correspondent à des périodes à taux de sédimentation élevé, et inversement.

- Les variations des pourcentages en fraction fine et de l'abondance de *Spiratella retroversa* sont très comparables dans les deux carottes, mis à part un décalage en surface. Cela est en faveur d'une sédimentation terrigène et planctonique relativement uniforme dans le secteur des deux prélèvements, distants, je le rappelle, de 6,5 km.

4 - Interprétation :

Si l'on définit les sédiments post-glaciaires d'après la présence des Ptéropodes chauds, on constate qu'ils se réduisent aux 50 cm superficiels pour C4, à 10 cm pour C5, le restant des sédiments, où abonde *Spiratella retroversa* s'étant déposé au Würm IV et probablement à la fin du Würm III. Dans C4, la présence de débris benthiques datés de 16.000 ans mêlés aux Ptéropodes chauds, tandis que *Spiratella retroversa* subsiste, montre que les dépôts post-glaciaires sont incomplets et vraisemblablement perturbés. Cette perturbation ne semble cependant pas affecter les argiles, car Chamley (1971) reconnaît dans cette carotte la succession normale des climats post-glaciaires, tronquée au sommet. En outre, cet auteur a montré que l'essentiel de la sédimentation argileuse provenait du Rhône. La lecture des courbes de pourcentage en fraction fine montre clairement que ces apports rhodaniens étaient très importants au Würm III et IV, pendant lesquels le climat était froid et humide, et cela au moins jusqu'à la rive occidentale du canyon de Cassidaigne. Ils deviennent ensuite quantitativement beaucoup plus modestes, pour ne pas dire négligeables, dans le post-glaciaire. Cela peut, dans une certaine mesure, expliquer que la lithification carbonatée, contrariée par la sédimentation de type argileux pendant les climats froids, ne se produit que pendant les climats chauds, dans le secteur considéré.

D - Conclusion :

L'examen de quelques carottes du golfe du Lion, centré sur la répartition des Ptéropodes, permet de dégager quelques aspects de la sédimentation sur le plateau continental à la fin du Würm et au Post-glaciaire.

1°) Dans la partie centrale du golfe, deux facteurs influent principalement sur la sédimentation :

- 1 - la distance à la source des apports détritiques,
- 2 - le régime courantologique particulier de la zone voisine de la rupture de pente du plateau.

A proximité du delta du Rhône, les apports de ce fleuve sont responsables d'une sédimentation à très fort taux (de 2 à 4 cm), de nature essentiellement vaseuse, troublée par d'importants remaniements, en particulier à la fin du Würm IV. A la limite méridionale du plateau, les courants contrarient le dépôt des particules fines ; la sédimentation y est plus grossière et son taux est environ 20 fois plus faible ; il paraît se maintenir au cours du post-glaciaire.

2°) Vers la bordure orientale du golfe, le rôle du grand fleuve est essentiel pendant les épisodes froids et humides de la fin du Würm (III et IV), au moins dans la partie méridionale du précontinent, les apports fins, où dominent les argiles, sont responsables d'une sédimentation à taux relativement élevé. Cette influence rhodanienne diminue considérablement lorsque le climat se réchauffe. Cela a pour conséquence de laisser en surface des dépôts comportant des vestiges benthiques et planctoniques plus ou moins remaniés, datant de l'époque glaciaire.

CONCLUSION GENERALE

Comme son titre l'indique, ce mémoire ne prétend pas épuiser le sujet. Le lecteur aura pu se rendre compte qu'il s'agit d'un travail d'exploitation locale, et qu'il serait présomptueux de vouloir en tirer des idées ayant valeur générale. Cette mise au point étant faite, je résumerai les principaux résultats de cette étude.

I - L'étude directe de la pente continentale au moyen des dragages géologiques et des plongées en soucoupe a permis de recueillir des des échantillons de roches, classés en deux groupes :

A - Dans le premier groupe figurent les faciès dont on connaît des équivalents à terre, et qui apportent des renseignements sur la structure géologique du précontinent, précisés par les études géophysiques. On peut dégager les faits suivants :

1) A l'Ouest du canyon de Cassidaigne, le précontinent est constitué par la série mésozoïque plissée et taillée à l'Eocène et à l'Oligocène, arasée à l'Oligocène et à la fin du Miocène.

2) Au Sud-Est de Marseille, la surface d'arasion a été soustraite à l'érosion continentale par le jeu des effondrements contemporains de l'ingression pliocène.

3) Des sédiments fluviatiles en provenance du massif alpin se sont épandus sur cette surface à la fin du Miocène ; ils ont été de nombreuses fois remaniés et entraînés vers l'Est jusqu'aux côtes insulaires du massif des Maures, au cours du Pliocène et du Pleistocène.

4) A l'Est du canyon de Cassidaigne, le socle métamorphique forme le soubassement du banc des Blauquières, dans sa moitié méridionale. Il est sub-affleurant le long des reliefs sous-marins situés à l'Ouest de Sicié ; ce trait morphologique représente sans doute la prolongation vers l'ouest et la fin de la structure chevauchante du massif de Sicié. La partie septentrionale du plateau correspond à la couverture mésozoïque interrompue par un assez vaste bassin d'effondrement dont le remplissage

débuté au Paléogène et se poursuit au Plio-Pléistocène.

5) Le canyon de Cassidaigne n'est pas creusé uniquement dans les phyllades, contrairement à l'opinion exprimée par Bourcart. Ces terrains ne se retrouvent en effet que sur sa rive orientale, assez loin vers le Sud, à la latitude de Sicié ; *sur la rive occidentale affleurent seulement les terrains mésozoïques*, comme le laissaient pressentir les études géologiques. La morphologie du canyon de Cassidaigne, *indépendante du relief continental*, paraît étroitement liée aux structures tectoniques paléogènes. Sa tête nord-occidentale correspond à un synclinal aptien, dans lequel se sont accumulées des brèches éocènes provenant de l'érosion de massifs méridionaux dont la surrection leur est pénécontemporaine. Il en va de même pour la tête nord-orientale, graben paléogène dont la subsidence et le remplissage se sont maintenus au Néogène. Quant au thalweg principal, il doit correspondre à un accident méridien *relayant la faille de Sainte Croix* ; abaissant le compartiment occidental, *cet accident serait responsable de la disparition du socle métamorphique sur la rive occidentale*.

B - Les roches du second groupe présentent des *faciès inconnus sur le continent*. Elles reflètent l'histoire du précontinent depuis la fin du Tertiaire et leur étude pétrologique permet d'ébaucher une interprétation sédimentologique et paléogéographique, dont la discussion est développée en conclusion de la troisième partie. On peut en dégager quelques traits généraux.

1) Au sommet de la pente continentale, la lithification au sens large s'est effectuée à diverses époques en milieu sous-marin. Elle se caractérise au stade le plus simple par la conservation de l'aragonite et du $MgCO_3$ contenu dans la calcite des organismes, et par la précipitation d'aragonite ou de calcite magnésienne, s'opposant ainsi à la lithification sous l'influence des eaux douces, qui éliminent aragonite et $MgCO_3$ et précipitent de la calcite non magnésienne. Les ciments des roches carbonatées formées sous une tranche d'eau de 100 à 300 m d'épaisseur sont généralement micritiques ; *la cristallisation de carbonates fibreux et symétriques n'est cependant pas rare*, en particulier au niveau des pores résiduels extra et intraparticulaires. Dans les micro-cavités, la calcite magnésienne peut cristalliser en mosaïque, dans laquelle chaque cristal est composé d'une association de fibres ; cela lui confère *une extinction ondulante*, alors que dans les mosaïques précipitées sous l'influence des eaux douces chaque individu, monocristallin, a une

extinction franche.

2) Les roches les plus anciennes ont subi des transformations syngénétiques, diagénétiques et épigénétiques, qui se sont également exercées *en milieu sous-marin*. Ces phénomènes sont provoqués par les modifications des paramètres physico-chimiques de ce milieu, liées d'une certaine manière aux variations du niveau de la mer.

1°) Ainsi au Sud-Ouest du banc des Blauquières, la dolomitisation affecte des sédiments bioclastiques de type circalittoral, sédimentés alors que le niveau de la mer était largement inférieur à l'actuel. Elle paraît contemporaine d'une *phase régressive* au cours de laquelle se seraient élaborées, dans la zone littorale, des solutions à rapport Mg/Ca élevé, par suite de la restriction des conditions générales de circulation ; l'accentuation de la régression, qui daterait de la fin du Miocène, a provoqué l'émersion des formations dolomitisées, qui ont été érodées en milieu sub-aérien.

2°) Au contraire la *phosphatisation* et dans une certaine mesure, la *ferruginisation* résulteraient d'un mélange entre les eaux profondes, froides et enrichies en phosphore, et les eaux superficielles chaudes et oxygénées, au cours d'une *période transgressive* (Pliocène - Pléistocène ancien), dans les secteurs où la sédimentation carbonatée est faible et sporadique. Les formations phosphatées et ferrugineuses remanient les dolomies précédemment érodées ; les phosphates et le fer ont directement précipité, et ont épigénisé les roches préalablement lithifiées. La phosphatisation s'est exercée à la limite des plates-formes d'interfluve, largement exposées à la mer ouverte, dans les zones où le drainage continental et la pente sédimentaire relativement faibles limitent les apports terrigènes et bioclastiques.

3°) Les agents biochimiques prennent une part active à la pétrogenèse. Ainsi les Bactéries et les Algues Cyanophycées jouent un rôle dans la fixation de l'hydroxyde de fer, construisant des croûtes ferrugineuses laminaires analogues aux structures stromatolitiques de faible profondeur ; ce phénomène nécessite de très faibles taux de sédimentation et contribue à édifier des roches du type "hard-ground". Les Bactéries sont également responsables, dans les micro-cavités résiduelles, de la précipitation de l'aragonite, qui peut intervenir à profondeur relativement importante, au sommet de l'étage bathyal. Enfin, les microorganismes soulignent les arrêts de sédimentation en cariant les micrites hémipélagiques.

4°) Au sommet de la pente continentale, les sédiments du Pliocène et du Pléistocène ancien, essentiellement composés d'éléments bioclastiques provenant de l'étage circalittoral, se sont déposés alors que le niveau de la mer était voisin de la rupture de pente. Les roches ferrugineuses du Pléistocène ancien ont subi des actions érosives qui se manifestent par un modelé de dissolution, accompagné par un lessivage partiel du Mg contenu dans la calcite des organismes ; ces phénomènes sont comparables à ceux qui se produisent dans le cas d'une émergence temporaire, mais il n'est pas démontré qu'ils ne puissent également résulter d'un séjour prolongé au sein d'eaux marines profondes et froides.

Le niveau de la mer, après avoir atteint le rivage actuel au Pléistocène moyen, s'est retrouvé au moins une, et sans doute plusieurs fois, au voisinage de la rupture de pente, par le jeu des régressions glacio-eustatiques, y abandonnant de nouveaux dépôts bioclastiques hérités du circalittoral.

5°) Différents critères indiquent que *la lithification carbonatée ne s'est exercée que lorsque le climat était chaud*, indépendamment de la position du niveau de la mer. Aux périodes franchement glaciaires correspondent des phases d'absence de dépôt, voire d'érosion. Cela peut être dû principalement au fait que, pendant les glaciations, les sédiments d'origine continentale et de nature argileuse sont prépondérants et que, s'ils se déposent sur les topographies planes, ils sont en majeure partie balayés par les courants qui parcourent le sommet de la pente continentale. Le caractère majeur de la sédimentation est la sporadicité, fréquemment perceptible à l'échelle du microfaciès. Il en résulte qu'une grande partie de l'histoire de la pente continentale correspond à des lacunes de sédimentation, et échappe de ce fait à l'analyse directe.

II - L'étude des dépôts meubles carottés sur le plateau continental montre que la sédimentation récente y est très variable et dépend de deux facteurs principaux : la distance à la source des apports détritiques, le régime courantologique particulier à la rupture de pente du plateau.

1) Au centre du golfe du Lion, la sédimentation vaseuse est à très fort taux à proximité du delta du Rhône ; à la limite méridionale du plateau, les particules fines sont entraînées par les courants, la sédimentation est plus grossière et à taux beaucoup plus faible.

2) Vers la bordure orientale du golfe, les matériaux rhodaniens participent activement à la sédimentation pendant les épisodes froids et humides de la dernière glaciation. L'influence rhodanienne s'atténue considérablement au post-glaciaire, de telle sorte que la sédimentation terrigène devient imperceptible ; il en résulte que dans les secteurs éloignés de la zone littorale à forte production benthique, les dépôts superficiels sont des reliques de la dernière époque glaciaire.

Ainsi le précontinent de la Provence occidentale, situé relativement à l'écart des apports détritiques rhodaniens, et moins affecté par la subsidence que le centre du golfe du Lion, constitue un domaine où la sédimentation carbonatée, prédominante sous climat chaud, a enregistré des vicissitudes provoquées par un certain nombre de facteurs interdépendants. Nul doute que des études menées avec des moyens techniques plus puissants ne puissent apporter, dans ce domaine à peine défriché au cours de ce travail, de nombreux résultats susceptibles de préciser l'histoire du précontinent.

BIBLIOGRAPHIE

BIBLIOGRAPHIE

- ABOUSSOUAN-BURELLE M.T., 1963. Contribution à l'étude sédimentologique et paléocéanographique des terrains aptiens et albiens de la Provence aux Baronnies. *Rec.Trav.Station Mar.End.*, 30 (45) : 95-164.
- ADAMS J.E. et RHODES M.L., 1960. Dolomitization by seepage refluxion. *Am. Assoc.Petrol.Geologists, Bull.*, 44 : 1912-1920.
- ALEKIN O.A., 1967. The oceanic significance of river ion discharge. *Oceanology*, 7 : 431-435.
- ALEXANDERSSON T., Mediterranean beach-rock cementation : marine precipitation of Mg - calcite. Preprint from : D.J. Stanley (ed.), *The Mediterranean Basins as Natural Sedimentation Laboratories*. Smithsonian Institution, Washington, in press.
- ALLEN R.C., GAVISH E., FRIEDMAN G.M., SANDERS J.E., 1969. Aragonite-cemented sandstone from outer continental shelf of Delaware bay : submarine lithification mechanism yields product resembling beach-rock. *J. Sediment.Petrol.*, 39 : 136-149.
- AMES L.L., 1959. The genesis of carbonate apatites. *Econ.Geol.*, 54 : 829-841.
- ARNOUX A. et CHAMLEY H. Minéraux des argiles et détergents des eaux interstitielles, dans les sédiments superficiels du golfe du Lion. *C.R. Acad.Sci.Paris*, sous presse.
- BARON G., 1960. Sur la synthèse de la dolomite ; application au phénomène de dolomitisation. *Rev.Inst.Fr.Petrole*, 15 (1) : 3-68.
- BATHURST R.G.C., 1958. Diagenetic fabrics in some British Dinantian Limestones. *Liverpool Manchester Geol.*, 2 : 11-36.
- BATHURST R.G.C., 1959. Diagenesis in Mississippian calcilutites and pseudo-breccias. *J. Sediment.Petrol.*, 29 : 365-376.
- BATHURST R.G.C., 1959. The cavernous structure of some Mississippian Stromatolitic reefs in Lancashire, England. *J. Geol.*, 67 : 506-521.
- BATHURST R.G.C., 1964. The replacement of aragonite by calcite in the molluscan shell wall. In : J. Imbrie et N.D. Newell (Editors), *Approaches to Paleocology*, Wiley, New-York : 357-376.
- BATHURST R.G.C., 1966. Boring algae, micrite envelopes and lithification of molluscan biosparites. *Geol.Journ.*, 5 : 15-32.
- BATHURST R.G.C., 1971. Carbonate sediments and their diagenesis. *Developments in Sedimentology* 12. Elsevier publishing Company. 620 p.
- BELLAN G., MOLINIER R., PICARD J., 1961. Distribution et particularités des peuplements benthiques de l'étage circalittoral des parages de Bonifacio (Corse). *Rapp. P.V. Comm.Intern.Expl.Sc.Mediterr.*, 16, (2) : 523-529.
- BELLON H. et BROUSSE R., L'âge oligo-miocène du volcanisme ligure. *C.R. Acad.Sci.Paris*, 272 : 3109-3111.

- BISSEL H.J. et CHILINGAR G.V., 1962. Evaporite type dolomite in Salt Flakes of Western Utah. *Sedimentology*, 1 : 200-210.
- BISSEL H.J. et CHILINGAR G.V., 1967. Classification of sedimentary carbonate rocks. Developments in Sedimentology 9A. Elsevier publishing Company : 87-168.
- BLANC J., 1951. Le Crétacé^{supérieur} de la région de La Ciotat et de ses abords. *Bull. Mus. Hist. Nat. Marseille*, X : 56-88 et XI : 121-152.
- BLANC J., 1951. Les formations détritiques de la Ciotat. *Bull. Soc. Géol. France*, 6, I, 369-379.
- BLANC J., 1956. Sédimentation et paléocéanographie du Turonien et du Sénonien dans le bassin du Beausset. *Bull. Soc. Géol. France*, 6, VI : 797-815.
- BLANC J., 1958. Recherches de sédimentologie littorale et sous-marine en Provence occidentale. Paris, Masson, 140 p. (Thèse Sci. Nat. Paris, 1956).
- BLANC J., 1960. Les faciès de l'Aptien de la région de Marseille. *Bull. Mus. Hist. nat. Marseille*, XX : 61-68.
- BLANC J., 1962. Horizons repères minéralogiques et radioactifs dans les grès de La Ciotat. *Rec. Trav. St. Mar. End.*, 27, 42 : 269-281.
- BLANC J., 1963. Paléocéanographie du Turonien dans le massif du Soubeyran (Cassis, La Ciotat, B.D.Rh.). *Ann. Fac. Sci. Marseille*, XXXIV : 59-82.
- BLANC J., 1964. Vases bathyales et sables détritiques au large de Marseille. *Rec. Trav. Station mar. Endoume*, 31 : 203-229.
- BLANC J., 1968. Etude sédimentologique du Pliocène de Fréjus : le sondage du Fournel (Var). *Ann. Fac. Sci. Marseille*, XL : 159-171.
- BLANC J., BLANC-VERNET L., 1966. Sur la présence de dépôts marins plio-quaternaires sur le précontinent au Sud de Marseille. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 262 (D) (12) : 1325-1326.
- BLANC J., BLANC-VERNET L., 1966. Affleurements sous-marins du Barrémien et de l'Aptien dans la baie de Cassis. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 262 (D) (13) : 1398-1399.
- BLANC J., BLANC-VERNET L. et MASSE J.P., 1966. Affleurements quaternaires marins dans la baie de Marseille. *Bull. Mus. Anthropol. préhist. Monaco*, 13 : 53-60.
- BLANC J. et BONIFAY E., 1953. Les terrains quaternaires littoraux des côtes de Provence occidentale. *Bull. Soc. Géol. France*, III : 847-863.
- BLANC J., FROGET C., GUIEU G., 1967. Géologie littorale et sous-marine dans la région de Marseille. Relations avec les structures de la Basse-Provence. *Bull. Soc. Géol. France*, (7), IX : 561-571.
- BLANC J. et GOUVERNET C., 1967. L'isthme durancien en Basse-Provence occidentale. *Bull. Soc. Géol. France*, (7), IX : 631-639.
- BLANC J. et GUIEU G., 1965. L'Urgonien du massif de Puget (Sud-Est de Marseille). *Bull. Soc. Géol. France*, (7), VII : 593-599.

- BLANCHARD R., 1911. Les côtes de Provence. *La géographie*, XXIV : 201-224.
- BLANC-VERNET L., 1969. Contribution à l'étude des Foraminifères de Méditerranée. Relations entre la microfaune et le sédiment. Biocoenoses actuelles, thanatocoenoses pliocènes et quaternaires. Thèse Doct., 1967. *Rec.Trav.Stat.mar.Endoume*, (65) 48 : 1-281.
- BLANC-VERNET L., CHAMLEY H. et FROGET C., 1969. Analyse paléoclimatique d'une carotte de Méditerranée nord-occidentale. Comparaison entre les résultats de trois études : Foraminifères, Ptéropodes, fraction sédimentaire issue du continent. *Palaeogeog.*, *Palaeoclimatol.*, *Palaeoecol.*, 6 : 215-235.
- BOILLOT G., 1964. Géologie de la Manche occidentale : fonds rocheux, dépôts quaternaires, sédiments actuels. Thèse Sci., Paris, n°4928, Masson ed. 220 p.
- BONIFAY E., 1952. Une plage fossile dans la baie de Sanary, Var. *C.R.Soc. Géol.France*, 14-16.
- BONIFAY E., 1952. Plages fossiles et dunes consolidées des côtes de Provence occidentale. *C.R.Soc.Géol.France*, 176-178.
- BONIFAY E., 1962. Les terrains quaternaires dans le sud-est de la France. *Trav.Inst.Préhist.Univ.Bordeaux*, II : 1-194.
- BONIFAY E., 1965. Remarques sur le Pléistocène marin des Alpes-Maritimes. *Bull.Soc.Géol.France*, (7), VII, 946-956.
- BONIFAY E., 1967. La tectonique récente du bassin de Marseille dans le cadre de l'évolution post-miocène du littoral méditerranéen français. *Bull.Soc.Géol.France*, (7), IX : 549-560.
- BONIFAY E., 1968. Aperçu sur le Quaternaire de Grenoble à Marseille. *Bull. Ass.Fr.Et.Quatern.*, 1 : 3-18.
- BONIFAY E. et COURTIN J., 1970. Grotte sous-marine de la Trémie (Cassis, B.d.Rh). Campagne de recherches effectuée en 1970 par le navire "l'Archéonaute". Rapport inédit, 12 p.
- BONIFAY E., COURTIN J., THOMMERET J., 1971. Datation des derniers stades de la transgression versilienne dans la région de Marseille. *C.R.Acad. Sci.Paris*, 273 : 2042-2044.
- BONNET A., 1965. Le Quaternaire des environs de Saint-Gilles (Gard). *Bull. Soc.Géol.France* (7), VII : 946-956.
- BORCHERT L., 1960. Genesis of marine sedimentary ironores. *Bull.Inst.Ming.*, *Metal.*, Trans, G.B. (part.6), 69 (640) : 261-279.
- BORSETTI A.M., CATI F., COLALONGO M.L., COLANTONI P., PADOVANI A., SARTONI S. TAMPIERI R., 1970. Planktonic remains of submarine core from the Tyrrhenian sea. Congrès CIESM, Rome.
- BOURCART J., 1928. Une dune fossile sur le littoral toulonnais. *C.R.Soc. Géol.France*, 54-56.
- BOURCART J., 1949. Peut-on étudier directement la géologie du plateau continental ? *C.R.Soc.Géol.France*, 2 : 12-14.

- BOURCART J., 1952. Les frontières de l'Océan. Albin-Michel, Paris, col. Sciences d'aujourd'hui.
- BOURCART J., 1952. Le Quaternaire marin du département du Var. *C.R.Soc. Géol.France*, 46-47.
- BOURCART J., Contribution à la connaissance du socle sous-marin de la France le long de la côte méditerranéenne. *Congès Géol.Intern.* Alger, section IV, (IV) 1953 : 25-63.
- BOURCART J., 1955. Recherches sur le plateau continental de Banyuls-sur-Mer. *Vie et Milieu*, VI (4) : 435-522.
- BOURCART J., 1958. Morphologie du Précontinent des Pyrénées à la Sardaigne. Coll.intern.C.N.R.S. : la topographie et la géologie des profondeurs océaniques. Nice-Villefranche 5-12 Mai 1958, ed.CNRS 33-52.
- BOURCART J., 1963. Problèmes soulevés par la géographie du fond de la Méditerranée. *Giorn.Di Geol. (annali del Museo geologico di Bologna)* série 2, XXXI : 109-149.
- BOURCART J., ENARD G., GENNESSEAU M., LALOU C., HOUOT G., 1958. Carte du précontinent sous-marin entre Marseille et Antibes. *Musée Océanogr.Monaco*,
- BOURCART J., LE CALVEZ Y. et SIFFRE M., 1959. Du nouveau sur l'âge des tufs volcaniques du Pays niçois. *Bull.Soc.Géol.France*, 6 (1) : 551-554.
- BOURCART J., OTTMANN F., 1957. Recherches de Géologie marine dans la région du cap Corse. *Rev.Géograph.Phys.Géol.Dyn.*, 1 (2) : 66-78.
- BOURDIER F., 1961. Le bassin du Rhône au Quaternaire : Géologie et Préhistoire. CNRS Paris, I : 364 p. ; II fig. biblio. index.
- BURNS J.H. et BREDIG M.A., 1956. Transformation of calcite to aragonite by grinding. *J. Chemical Phys.*, 25 : p.1281.
- CAMPREDON R., 1965. Structure géologique du massif de Carpiagne au Sud de Marseille. *Ann.Fac.Sc.Marseille*, XXXVII : 21-26.
- CARON J.P., GUIEU G. et TEMPIER C., 1966. Quelques aspects de la tectonique tangentielle en Basse-Provence occidentale. *C.R.Soc.Géol.France*, 41-43.
- CAROZZI A., 1959. Pétrographie des roches sédimentaires. Ed. du Griffon, Neuchâtel/Suisse : 250 p.
- CAYEUX L., 1931. Introduction à l'étude pétrographique des roches sédimentaires. *Mem.Carte Géol. France*, Paris Impr.Nat., 524 p., atlas 56 pl.
- CAYEUX L., 1935. Les roches sédimentaires de France; roches carbonatées. Masson, Paris : 463 p.
- CHAMLEY H., 1963. Contribution à l'analyse minéralogique et sédimentologique de vases méditerranéennes. *Rec.Trav.Stat.mar.Endoume*, 29 (44) 91-195.

- CHAMLEY H., 1967. Possibilités d'utilisation de la cristallinité d'un minéral argileux (illite) comme témoin climatique dans les sédiments récents. *C.R.Acad.Sci.Paris*, 265 : 184-187.
- CHAMLEY H., 1971. Recherches sur la sédimentation argileuse en Méditerranée. Thèse Doct.Etat, Univers.Aix-Marseille : 401 p.
- CHAVE K.E., 1952. A solid solution between calcite and dolomite. *J. Geology*, 60 : 190-192.
- CHAVE K.E., 1954. Aspects of the biogeochemistry of magnesium. 1. Calcareous marine organisms. *J. Geology*, 62 : 266-283.
- CHAVE K.E., 1954. Aspects of the biogeochemistry of magnesium. 2. Calcareous sediments and rocks. *J. Geology*, 62 : 587-599.
- CHEN C. et BÉ A.W.H., 1964. Seasonal distribution of euthecosomatous Pteropods in the surface waters of five stations in the western North. Atlantic. *Bull. Marine Sci. Gulf Caribbean, U.S.A.*, 14 (2) : 185-220.
- CHILINGAR G.V., BISSEL H.J., WOLF K.H., 1967. Diagenesis of carbonate rocks. Developments in Sedimentology 8 - Elsevier publishing Company 179-322.
- CLARKE F.W. et WHEELER W.C., 1922. The inorganic constituents of marine invertebrates. *U.S., Geol. Surv.Profess.Papers*, 124 ; 1-62.
- COLANTONI P., 1970. A glacial mollusc fauna from Baronie seamount (off Eastearn Sardinia). *XXII Congrès C.I.E.S.M., Rome*.
- COLANTONI P., PADOVANI A., TAMPIERI R., 1970. Ptéropodes des sédiments de la mer tyrrhénienne. *Congrès C.I.E.S.M., Rome*.
- COLLOT L., 1882. Histoire quaternaire et moderne de l'Etang de Berre (côtes de la Méditerranée). *Bull.Soc.Géol.France*, (3), X : p.333.
- COLLOT L., 1904. Pliocène et Quaternaire de la région du Bas-Rhône. *Bull.Soc.Géol.France*, (4), IV, p.401.
- CORNET C., 1961. Histoire géologique de la chaîne de la Nerthe depuis l'Oligocène. *Rev.Geogr.Phys.Geol.Dyn.*, 2, IV, (2) : 115-120.
- CORNET C., 1960. Evolution morphologique en basse Provence depuis le Miocène. *Bull.Soc.Géol.France*, I : 844-853.
- CORNET C., 1965. Evolution tectonique et morphologique de la Provence depuis l'Oligocène. *Mém.Soc.Geol.France*, nouv.sér., XLIV.
- CORNET C. et DUDOUYT M., 1964. Etude minéralogique des sables vindoboniens de la Basse-Provence. *Bull.Soc.Géol.France*, (7), VI : 691-695.
- CORROY G., 1935. L'enracinement des massifs hercyniens des environs de Toulon. *C.R.Acad.Sci.Paris*, 200 : p.1963.
- CORROY G., GOUVERNET C., CHOUTEAU J., SIVIRINE A., GILET R. et PICARD J., 1958. Les résurgences sous-marines de la région de Cassis. *Bull.Inst. Oceanogr. Monaco*, n°1131.
- COULON C., 1967. Le volcanisme tertiaire de la région toulonnaise (Var). *Bull.Soc.Géol.France*, (7), 9 : 691-700.

- COURTIN J., 1969. Le Néolithique de la Provence, Thèse d'Université, Marseille, 415 p.
- COURTIN J., FROGET C., 1970. La station néolithique de l'île Riou (Sud de Marseille, B.d.Rh.). Etude géologique et archéologique. *Bull. Mus. Anthrop. Préhist. Monaco*, 15 : 147-157.
- DANGEARD L., 1928. Observations de Géologie sous-marine et d'Océanographie relatives à la Manche. *Ann. Inst. Océanogr.*, 6 (1) : 295 p.
- DANGEARD L., LAMBOY M., LEMOSQUET Y., FROGET C., 1969. Observations géologiques dans le canyon de Planier et dans le "petit canyon". *Tethys*, 1 (3) : 915-922.
- DANGEARD L., RIOULT M., BLANC J.J., BLANC-VERNET L., 1968. Résultats de la plongée en soucoupe n°461 dans la vallée sous-marine de Planier au large de Marseille (note de Géologie marine). *Bull. Inst. Océanogr. Monaco*, 67 (1384) : 1-21.
- D'ANGLEJAN B.F., 1967. Origin of marine phosphorites off Baja California, Mexico. *Marine Géology*, 5 : 15-44.
- D'ANGLEJAN B.F., 1968. Phosphate diagenesis of carbonate sediments as a mode of in situ formation of marine phosphorites : observations in a core from the eastern Pacific. *Canadian Journ. Earth Sci.*, 5 : 81-87.
- DEFANT A., 1961. Physical oceanography. Pergamon Press, I : 729 p.
- DEFFEYES K.S., LUCIA F.J. et WEYL P.K., 1965. Dolomitization of recent and plio-pleistocene sediments by marine evaporite waters on Bonaire, Netherland Antilles. *Soc. econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ.*, 13 : 71-88.
- DENIZOT G., 1923. Contribution à l'étude du Quaternaire de France. *Bull. Soc. Geol. France*, (4) 23 p. 384.
- DENIZOT G., 1934. Note sur l'extension des cailloutis pliocènes dans le Sud-Est de la France. *Bull. Soc. Geol. France*, (5), IV, p. 613.
- DENIZOT G., 1934. Description des massifs de Marseillevyre et de Puget. *Ann. Mus. Hist. nat. Marseille*, 26 : 1-229.
- DENIZOT G., 1939. La Crau, la Camargue et l'Etang de Berre. *Trav. Lab. Geol. Sc. Marseille*, II.
- DENIZOT G., 1951. Les anciens rivages de la Méditerranée française. *Bull. Inst. Océanogr. Monaco*, 992 : 1-56.
- DIETZ R.S., EMERY K.O., SHEPARD F.P., 1942. Phosphorite deposits on the sea floor off southern California. *Geol. Soc. America Bull.*, 53 : 815-848.
- DUBOUL-RAZAVET C., 1965. Contribution à l'étude géologique et sédimentologique du delta du Rhône. *Thèse Paris*, 361 p.
- DUCROT J., 1967. Premières données sur la structure profonde du banc des Blauquières (région de la Ciotat, Bouches du Rhône). *C.R. Soc. Geol. France*, 80-81.

- DUCROT J., 1971. Contribution à l'étude des structures marines profondes du banc des Blauquières et de la région du cap Sicié (Méditerranée occidentale) et de leurs relations avec les formations continentales de la Provence méridionale. *Thèse Doctorat Géologie*, option Géophysique marine, Univ.Bordeaux, 168 p.
- DUNHAM R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. in W.E. HAM (éditeur) ; *Classification of Carbonate Rocks. Am.Ass.Petrol.Geologists*, Tulsa, Okla : 108-121.
- DUNHAM R.J., 1969. Meniscus cement. In O.P. Bricker and others (Editors) *Carbonate cements* Bermuda Biological Station, Hamilton, 314-318.
- DURAND J.P., 1961. Les formations fluvio-lacustres du Crétacé supérieur et de l'Eocène dans le bassin de l'Arc près de Rousset (B.du Rh.). *Diplôme Et.Sup.Marseille*, 156 p.
- DURAND J.P., (1961). Quelques particularités des brèches de St Antonin près d'Aix-en-Provence. *C.R.Soc.Geol.France* : 71-72.
- DURAND J.P., 1962. Rôle et répartition des *Microcodium* dans les formations fluvio-lacustres provençales du Crétacé supérieur et de l'Eocène. *C.R.Soc.Geol.France* : 263-265.
- EDGERTON H.E., GIERMANN G., LEENHARDT O., 1967. Etude structurale de la baie de Monaco en sondage sismique continu. *Bull.Inst.Océanogr.Monaco* 67 (1377) : 6 p.
- EDGERTON H.E. et LEENHARDT O., 1966. Monaco, the shallow continental shelf. *Science*, 152 (3725) : 1106-1107.
- EMERY K.O., COX D.C., 1956. Beach-rock in the Hawaiian Islands. *Pacific Sci.*, 10 : 382-402.
- EMILIANI C., GIANOTTI A. et MAYEDA T., 1961. Analisi isotopica dei foraminiferi Siciliani delle argille di Ficcarazzi, Palermo. *Quaternaria*. 5 : p.135.
- EMILIANI C., MAYEDA T. et SELLI R., 1961. Paleotemperature analysis of the Plio-Pleistocene section at Le Castella, Calabria, southern Italy. *Bull.Geol.Soc.Am.*, 72 : p.679.
- ERHART H., 1961. Sur la genèse de certains gîtes sédimentaires de fer. *C.R. Acad.Sci.Paris*, 252 : 3307-3309.
- ERHART H., 1961. Sur la genèse de certains gîtes miniers sédimentaires, en rapport avec le phénomène de biorhéxistase et avec des mouvements tectoniques de faible amplitude. *C.R.Acad.Sci.Paris*, 252 (19) : 2904-2906.
- ERHART H., 1956. La genèse des sols en tant que phénomène géologique. Esquisse d'une théorie géologique et géochimique. Biostasie et rhéxistase. Masson ed., Paris : 90 p.
- ESCALON DE FONTON M., 1949. Les grottes de Riaux (massif de la Nerthe, Marseille). *Bull.Mus.Hist.Nat.Marseille*, IX, I.
- ESCALON DE FONTON M., 1956. Préhistoire de la Basse-Provence. *Préhistoire*, XII.

- ESCALON DE FONTON M., 1963. La séquence climatique würmienne du gisement paléolithique de la Salpêtrière (Remoulins, Gard). *Bull.Soc.Geol. France*, 7e ser., 5 : 555-561.
- ESCALON DE FONTON M., 1966. Du Paléolithique supérieur au Mésolithique dans le midi méditerranéen. *Bull.Soc.préhist.France*, 63 : 66-180.
- ESCALON DE FONTON M., 1967. Datation C_{14} du Cardial ancien de Chateauneuf C.R.som.*Bull.Soc.Préhist.Frang.*, 4 : p.CI.
- ESCALON DE FONTON M., 1967 (1969). Les séquences sédimento-climatiques du midi méditerranéen du Würm à l'Holocène. *Bull.Mus.Anthropol.préh. Monaco*, 14 : 125-185.
- FAIRBRIDGE R.W., 1967. Phases of diagenesis and anthigenesis. In Developments in Sedimentology 8 : Diagenesis in sediments, Elsevier ed., 19-89.
- FAURE H., 1966. Reconnaissance géologique des formations sédimentaires post-paléozoïques du Niger oriental. *Ed.Bur.Rech.Geol.Min.*, 630 p.
- FISCHER A.G. et GARRISON R.E., 1967. Carbonate lithification on the sea floor. *Journ.Geology*, 75 : 488-496.
- FLINT R.F., 1967. Glacial and pleistocene geology. John Wiley and sons, 553 p.
- FOLK R.L., 1959. Practical petrographic classification of limestones. *Bull.Am.Ass.Petrol.Geologists*, 43 : 1-38.
- FOURNIER E., 1897. Les cavernes des environs de Marseille. *Mem.Soc.Spéléo.* 9 : 233-299.
- FRIEDMAN G.M., 1959. Identification of carbonate minerals by staining methods. *Journ.Sed.Petrology*, 29 : 87-97.
- FRIEDMAN G.M., 1964. Early diagenesis and lithification in carbonate sediments. *Journ.Sed.Petrology*, 34 : 777-813.
- FRIEDMAN G.M., 1968. The fabric of carbonate Cement and Matrix and its Dependence on the Salinity of Water. In Recent Developments in Carbonate Sedimentology in Central Europe. Springer-Verlag : 11-20.
- FRIEDMAN G.M., 1971. Staining. In Procedures in Sedimentary Petrology, E. Carver ed., Wiley - Interscience : 511-530.
- FRIEDMAN G.M., SANDERS J.E., 1967. Origin and occurrence of dolostones, in CHILINGAR G.V., BISSELL H.J. et FAIRBRIDGE R.W. eds., Carbonate Rocks, Elsevier, Amsterdam : 267-348.
- FROGET C., 1963. La morphologie et les mécanismes d'érosion du littoral rocheux de la Provence occidentale. *Rec.Trav.Stat.mar.Endoume*, 30, 45 : 165-243.
- FROGET C., 1966. Découverte de formations quaternaires sous-marines au banc du Veyron (baie de Marseille). *C.R.Acad.Sc.*, 263 : 1352-1354.
- FROGET C., 1967. Découverte d'affleurements quaternaires anciens sur le précontinent provençal au Sud de l'île Riou. *C.R.Acad.Sci.*, 258 : 2360-2362.

- FROGET C., 1967. Les Ptéropodes dans les sédiments sous-marins du Quaternaire : caractérisation du régime "nord-atlantique" au cours des périodes glaciaires en Méditerranée par le Ptéropode *Spiratella retroversa* Fleming. *C.R.Acad.Sci.Paris*, 264 : 2968-2969.
- FROGET C., 1968. Vestiges de dépôts continentaux d'âge éocène sur l'île Riou (sud de Marseille). *C.R.Soc.Géol.France*, 7 : 218-219.
- 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., 1972. Sur la présence de couches phosphatées pléistocènes en Méditerranée nord-occidentale (Sud de Marseille, Bouches du Rhône). *C.R.Soc.Géol.France*, (1) : 34-35.
- FROGET C., GUIEU G. et ROUX M., 1964. Observations sur la partie SW de la chaîne de la Nerthe, à l'Ouest de Marseille. *C.R.Acad.Sci.Paris*, 258 : 2360-2362.
- FROGET C., GUIEU G. et ROUX M., 1966. Etude tectonique de la région sud de la Nerthe. *Bull.Soc.Géol.France*, (7), VIII : 712-726.
- FROGET C. et PASTOURET L., 1972. Les Ptéropodes, moyen d'étude de la climatologie quaternaire. Comparaison de deux carottes prélevées en Méditerranée occidentale et orientale. *Rapp.Comm.intern.Et.Sci.Medit.* 20, (4) : 611-614.
- FROGET C. et PICARD F., 1968. Présence du glaucophane sur les plages des îles d'Hyères ; son origine probable. *C.R.Acad.Sci.Paris*, 266 : 2313-2315.
- FROGET C. et PICARD F., 1969. Présence de tufs cinéritiques à augite aegyrienne sur le précontinent méditerranéen, entre Marseille et les îles d'Hyères. *C.R.Acad.Sci.Paris*, 269 : 1482-1485.
- FROGET C., THOMMERET J. et THOMMERET Y., 1972. Mollusques septentrionaux en Méditerranée occidentale : datation par le ^{14}C . *Palaeogeogr. Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 12 : 285-293.
- FÜCHTBAUER H., 1968. Carbonate sedimentation and subsidence in the Zechstein Bassin (Northern Germany). In Recent Developments in Carbonate Sedimentology in Central Europe. Springer-Verlag ed., 196-204.
- FÜCHTBAUER H. et GOLDSCHMIDT H., 1965. Beziehungen Zwischen calcium gehalt und Bildungsbedingungen der dolomite. *Geol.Rundsch.*, 55 : 29-40.
- GADEL F. et MONGIN D., 1973. Analyses sédimentologiques, géochimiques et malacologiques d'une carotte prélevée dans le golfe du Lion (Méditerranée française). *Palaeogeogr.Palaeoclimatol.Palaeoecol.*, 13 : 49-64.
- GARRISON R.E. et FISCHER A.G., 1969. Deep water limestones and radiolariites of the Alpine Jurassic. *Soc.Econ.Paleontolog.and Mineral.*, Spec. Public., 14 : 20-56.
- GAVISH E. et FRIEDMAN G.M., 1969. Progressive diagenesis in Quaternary to late Tertiary carbonate sediments : sequence and time scale. *J. Sedim.Petrol.*, 39 (3) : 980-1006.
- GENNESSEAU M., 1960. Affleurements sous-marins de vases pliocènes dans la baie des Anges (Nice) (avec Y. Le Calvez). *C.R.Acad.Sci.Paris*, 251 : 2064-2066.

- GENNESSEUX M. et THOMMERET Y., 1968. Datation par le Radio-carbone de quelques sédiments sous-marins de la région niçoise. *Rev.Géogr.Phys. Géol.Dyn.*, (2), X (4) : 375-382.
- GEVIRTZ J.L. et FRIEDMAN G.M., 1966. Deep sea carbonate sediments on the Red Sea and their implications on marine lithification. *Journ.Sedim. Petrol.*, 36 : 143-151.
- GIGNOUX M., 1913. Les formations marines pliocènes et quaternaires de l'Italie du Sud et de la Sicile (Thèse Sci., Lyon). *Ann.Univ.Lyon*, I (36) : 693 p.
- GIGNOUX M., 1950. Géologie stratigraphique Masson ed., Paris : 735 p.
- GINSBURG L., 1956. Sur l'âge des conglomérats andésitiques du Sud des Alpes-Maritimes. *C.R.Soc.Géol.France*, 162-163.
- GINSBURG R.N., 1953. Beach-rock in South Florida. *Journ.Sedim.Petrol.*, 23 : 85-92.
- GLANGEAUD L., 1962. Paléogéographie dynamique de la Méditerranée et de ses bordures. Le rôle des phases ponto-plio-quaternaires. In Océanographie géologique et géophysique de la Méditerranée occidentale. Coll.Nat.Centre nat.Rech.Scient.Villefranche-sur-Mer : 125-164.
- GLANGEAUD L., 1967. Epirogenèses ponto-plio-quaternaires de la marge continentale franco-italienne du Rhône à Gênes. *Bull.Soc.Géol.France* IX : 426-449.
- GLANGEAUD L., BELLAICHE G., GENNESSEUX M. et PAUTOT G., 1968. Phénomènes pelliculaires et épidermiques du rech Bourcart (golfe du Lion) et de la mer hespérienne. *C.R.Acad.Sci.Paris*, 267 : 1079-1083.
- GLANGEAUD L. et REHAULT J.P., 1968. Evolution ponto-plio-quaternaire du golfe de Gênes. *C.R.Acad.Sci.Paris*, 266 : 60-63.
- GLANGEAUD L., SCHLICH R., PAUTOT G., BELLAICHE G., PATRIAT P. et RONFARD M., 1965. Morphologie, tectonophysique et évolution géodynamique de la bordure sous-marine des Maures et de l'Estérel. Relations avec les régions voisines. *Bull.Soc.Géol.France* (7), VII : 998-1009.
- GOLDSMITH J.R. et GRAF D., 1958. Structural and compositional variations in some natural dolomites. *Journ.Geology*, 66 : 678-693.
- GOLDSMITH J.R. et GRAF D., 1958. Relation between lattice constants and composition of the Ca-Mg carbonates. *American mineralogist*, 43 84-101.
- GOTTIS M., 1963. Sur un cas d'hétérotrophie de *Microcodium*. *Bull.Soc.Géol.France*, (7) V : 838-843.
- GOUVERNET C., 1952. Tectonique des massifs hercyniens de la région de Toulon (Var, France). *C.R.19e Seas Congr.Géol.intern.Alger*, sect.III (3) : 27-40.
- GOUVERNET C., 1959. Evolution géologique des relations Bas-Rhône - Basse-Durance pendant les temps pliocènes et quaternaires. *Ann.Fac.Sc.Marseille*, XXIX : 273-279.

- GOUVERNET C., 1963. Structure de la région toulonnaise. *Mém. Carte Géol., de la France*. Imprimerie Nationale, 244 p.
- GRAF D.L. et GOLDSMITH J.R., 1956. Some hydrothermal syntheses of dolomite and proto-dolomite. *Journ. Geology*, 64 : 173-186.
- GRIFFIN G.M., 1971. Interprétation of X-Ray diffraction data. In Procedures in Sedimentary Petrology. CARVER R.E. édit., Wiley-Interscience, 541-569.
- GUEIRARD S., 1957. Description pétrographique et zonéographique des schistes cristallins des Maures (Var). Thèse Marseille, *Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Univ. Aix-Marseille*. 6 : 71-264.
- GUIEU G., 1962. Sur la tectonique de la région de Sugiton (massif de Puget au SE de Marseille). *C.R. Soc. Géol. France*, (10) : 287-288.
- GUIEU G., 1964. La structure de l'extrémité occidentale de la chaîne de l'Etoile, au Nord de Marseille. *Soc. Géol. France*, (7), VI : 412-418.
- GUIEU G., 1965. Sur la présence de terrains d'âges aptien et albien dans la dépression de Luminy au SE de Marseille. *C.R. Soc. Géol. France*, 92-94.
- GUIEU G., 1968. Etude tectonique de la région de Marseille. Thèse Univ. Aix-Marseille, 604 p.
- HAMILTON E.L. et REX, 1959. Lower Eocene phosphatized ooze from Sylvania Guyot : *U.S. Geol. Survey Prof. Paper*, 260. W.
- HARVEY H.W., 1928. Biochemistry and Physics of Sea Water. Camb. Univ. Press.
- HARVEY H.W., 1945. Recent advances in the chemistry and Biology of sea water. Camb. Univ. Press.
- HATHAWAY J.C. et DEGENS E.T., 1968. Methane - derived marine carbonates of Pleistocene age (abs.). *Geol. Soc. America*, Ann. Mtg, program with abstracts : 129-130.
- HERMAN Y., 1968. Evidence of climatic changes in Red sea cores. *Congr. intern. for. Quatern. Research.*, means of correlations of quatern. successions. Univ. of Utah Press, 8 (7) : 325-348.
- HERMAN Y., 1971. Quaternary climatic changes in the eastern Mediterranean as recorded by pteropods and planktonic foraminifers. *Proc. II plankt. conf.*, Roma 1970, 1 : 611-647.
- HILL G. et HUNTER R.E., 1973. Burrows of the ghost Crab *Ocypode quadrata* (Fabricius) on the Barrier Islands, South - Central Texas Coast. *J. Sediment. Petrol.*, 43 (1) : 24-30.
- ILLING L.V., WELLS A.J. et TAYLOR J.C.M., 1965. Penecontemporary dolomite in the Persian Gulf. *Soc. Econ. Palaeontol. Mineralog. Spec. Publi.*, 13 : 89-111.
- JODOT P., 1935. *Microcodium elegans* Glück du Miocène de Bade ne semble pas être une Algue. *C.R. Soc. Géol. France*, 51-52.
- JODOT P., 1953. Faunule malacologique du Lutétien continental de Sainte Madeleine (Alpes-Maritimes). *Bull. Soc. Géol. France*, 59-65.
- JOHNSON J.H., 1953. *Microcodium* Glück est-il un organisme fossile ? *C.R. Acad. Sci. Paris*, 237 : 84-86.
- JOHNSON J.H., 1961. Limestone - Building Algae and Algal Limestones. Colorado School Mines, Boulder, Colo : 297 p.

- KAZAKOV A.V., 1937. The phosphorite facies and the genesis of phosphorites. 17 th sess. Intern. Geol. Congr., Lennigrad. *Sci. Inst. Fertilizers and Insecto-Fungicides* Transl. 142 : 95-113.
- KENDALL A.C. et TUCKER M.E., 1973. Radiaxial fibrous calcite : a replacement after acicular carbonate. *Sedimentology*, 20 : 365-389.
- KING R.H., 1947. Sedimentation in Permian Castille sea. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geologists*, 31 : 470-477.
- LABOREL J., PERES J.M., PICARD J. et VACELET J., 1961. Etude directe des fonds des parages de Marseille de 30 à 300 m avec la soucoupe plongeante Cousteau. *Bull. Inst. Oceanogr. Monaco*, 1206 : 1-16.
- LALOU C., 1957. Etude expérimentale de la production de carbonates par les bactéries des vases de la baie de Villefranche-sur-mer. *Ann. Inst. Oceanogr. Paris*, 33 : 202-267.
- LALOU C., 1957. Studies on bacterial precipitation of carbonates in sea water. *J. Sediment. Petrol.*, 27 : 190-195.
- LAND L.S., 1967. Diagenesis of skeletal carbonates. *J. Sediment. Petrol.*, 37 : 914-930.
- LAND L.S., 1970. Phreatic versus vadose meteoric diagenesis of limestones : evidence from a fossil water table. *Sedimentology*, 14 : 175-185.
- LANDES K.K., 1946. Porosity through dolomitisation. *Am. Ass. Petrol. Geologists Bull.*, 30 : 305-318.
- LECLAIRE L., 1964. Calcaires argileux du Quaternaire récent à Rhodophycées et Foraminifères dans le détroit de Sicile. *C.R. Soc. Geol. France*, 7 : 282-283.
- LEENHARDT O., 1963. Un sondage sismique continu sur le plateau continental près de Planier (Marseille). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 257 (8) : 1541-1544.
- LEENHARDT O., PIERROT S., REBUFFATI A., SABATIER H., 1969. Etude sismique de la zone de Planier (Bouches du Rhône). *Rev. Inst. franç. Pétrole*, XXIV (11) : 1261-1287.
- LOWENSTAM H.A., 1954. Factors affecting the aragonite-calcite ratios in carbonate secreting marine organisms. *J. Geol.*, 62 : 284-322.
- LOWENSTAM H.A., 1961. Mineralogy, O^{18}/O^{16} ratios, and strontium and magnesium contents of recent and fossil brachiopods and their bearing on history of the oceans. *J. Geol.*, 69 : 241-260.
- LUCAS G., 1952. Premiers résultats d'une étude sur les produits odorants des calcaires fétides. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 234 : 121-123.
- LUCAS G. et MONTENAT Ch., 1967. Observations sur les structures internes et le développement des *Microcodium*. *Bull. Soc. Géol. France*, (7), IX : 909-918.
- LUCIA F.J., 1968. Recent sediments and diagenesis of South Bonaire, Netherland Antilles. *J. Sediment. Petrol.*, 38 : 845-858.

- LUGEON M., 1951. Commentaires sur la réunion géologique en Provence pour commémorer le cinquantenaire des oeuvres de Marcel Bertrand. *Ann. Fac.Sc.Marseille*, XX (1) : 95-119.
- LUMLEY H. (de), 1965. Le Paléolithique ancien et moyen du Midi méditerranéen dans son cadre géologique. Thèse, Univ.Paris, 1266 p.
- MARLOWE J.I., 1971. Dolomite, phosphorite, and carbonate diagenesis on a Caribbean seamount. *J. Sediment.Petrol.*, 41 (3) : 809-827.
- MARS P., 1958. Les faunes malacologiques quaternaires "froides" de Méditerranée. Le gisement du cap Creus. *Vie et Milieu*, IX, 3, 293-309.
- MARS P. et PICARD J., 1958. Note sur les gisements sous-marins à faune celtique en Méditerranée. *Rapp. et Proc.verb.*, C.I.E.S.M., XV (3) : 325-330.
- MARTIN D., 1905. Dérivations préglaciaires de la Durance et canons adventifs sub-glaciaires. *Bull.Soc.Geol.France*, XVI : p.265.
- MASSE J.P., TRIAT J.M. et TRUC G., 1972. Surfaces à *Microcodium* affectant le Crétacé de la partie occidentale des Monts de Vaucluse (Sud-Est de la France) ; mise en évidence de leur âge éocène. *C.R.Acad.Sci. Paris*, 275 : 325-328.
- MATTAUER M. et PROUST F., 1963. Sur le sens de déplacement de la nappe de Sicié près Toulon (Var). *C.R.Soc.Géol.France*, 7 : 210-213.
- MAURISARD A., 1959. L'andésite de la Garde. D.E.S. Marseille.
- McKEE E.D. et GUTSCHICK R.C., 1969. History of Redwall Limestone of northern Arizona. *Geol.Soc.Am.Mem.*, 114 : 1-726.
- McKELVEY V.E., SWANSON R.W. et SHELDON R.P., 1953. The permian phosphorite deposits of western United States. *C.R.Congr.Geol.intern.Alger*, XI : 45-64.
- MENZIES R.I., 1958. Shell blaring pteropod gastropods from Mediterranean plankton (Cavoliniidae). *Publ.Staz.zool.Napoli*, 30 (3) : 381-401.
- MICHARD A., 1969. Les dolomies, une revue. *Bull.Serv.Carte Géol.Als.Lorr.*, 22 (1) : 3-92.
- MILLIMAN J.D., 1966. Submarine lithification of carbonate sediments : *Science*, 153 : 994-997.
- MILLOT G., Géologie des argiles. Masson éd., Paris, 500 p.
- MONAGHAN P.H. et LYTLE M.A., 1956. The origin of calcareous oolites. *J. Sediment.Petrol.*, 26 : 111-118.
- MONTY C.L.V., 1971. An antoecological approach of intertidal and deep water stromatolites. *Ann.Soc.Geol. Belgique*, 94 : 265-276.
- MORET L., 1952. Curieuses cristallisations de calcite, attribuées à tort à des Algues (*Microcodium*), dans la partie terminale du Crétacé supérieur alpin et pyrénéen. *C.R.Acad.Sci.Paris*, 235 : 762-764.

- MULLER C., BLANC-VERNET L., CHAMLEY H., FROGET C., Les Coccolithophoridées d'une carotte méditerranéenne. Comparaison paléoclimatologique avec les Foraminifères, les Ptéropodes et les argiles. *Téthys*, sous-
presse.
- MURRAY R.C., 1960. Origin of porosity in carbonate rocks. *J. Sediment. Petrol.*, 30 (1) : 59-84.
- NESTEROFF W.D., 1954. Sur la formation des grès de plage ou beach-rock en Mer Rouge. *C.R.Acad.Sci.Paris*, 238 : 2547-2548.
- NEWELL N.D., RIGBY S.K., FISCHER A.G., WHITEMAN A.J., HICKOX J.E. et BRADLEY J.S., 1953. The Permian Reef Complex of the Guadalupe Mountains Region, Texas and New Mexico : a study in Palaeoecology. Freeman, San Francisco, Californie, 236 p.
- NICOD J., 1951. Le problème de la classification des "calanques" parmi les formes de côtes de submersion. *Rev.Geo.Morph.Dyn.*, 3, p.120.
- NICOD J., 1967. Recherches morphologiques en Basse-Provence calcaire. Etudes et travaux de "Méditerranée", *Rev.géogr. des pays méditerranéens.*, 5 : 557 p.
- NURY D., REY R. et ROUX R.M., 1970. Les Gastéropodes des séries détritiques du Rouet. *C.R.Acad.Sci.Paris*, 271 : 2283-2285.
- ORME G.R. et BROWN W.W.M., 1963. Diagenetic fabrics in the Avonian limestones of Derbyshire and North Wales. *Proc. Yorkshire Geol.Soc.*, 34 : 51-66.
- PARENT H., 1929. Sur l'existence en Provence d'une ligne de rivage à +6 m du Quaternaire récent. *C.R.Acad.Sci.Paris*, 188 : p.1050.
- PARENT H., 1943. Tyrrhénien et Flandrien du littoral toulonnais et des îles d'Hyères. *Bull.Soc.Geol.France*, (5), XIII, p.3.
- PARENT H., 1943. *Spermophilus* et *Lagomys* dans le Pléistocène supérieur de la Provence. *C.R.Soc.Géol.France*, 12-13.
- PARENT H., 1952. Sur l'âge des plages fossiles de la Provence occidentale. *C.R.Soc.Geol.France*, 97-98.
- PARKER R.J. et SIESSER W.G., 1972. Petrology and origin of some phosphorites from the South African continental margin. *J. Sediment.Petrol.*, 42 (2) : 434-440.
- PASTOURET L., 1970. Etude sédimentologique et paléoclimatique de carottes prélevées en Méditerranée orientale. *Téthys*, 2 (1) : 227-266.
- PAULUS M., 1949. Malacologie marine et saumâtre de la Camargue. Thèse Marseille. Impr.Delavaud.
- PERES J.M., 1961. Océanographie biologique et biologie marine. Presses Univ. France, 541 p.
- PERES J.M. et PICARD J., 1964. Nouveau manuel de bionomie benthique de la Méditerranée. *Rec.Trav.Stat.mar.Endoume*, (47) 317-1-13 . 9 fig.
- PERSOZ F., 1969. Fidélité de l'analyse quantitative des poudres de roches par diffraction X. *Bull.Centre Rech.Pau S.N.P.A.*, 3 (2) : 329-355.

- PFENDER J., 1924. Sur une formation quaternaire marine des côtes de Provence. *Bull.Soc.Géol.France*, (4) XXIV : 193-197.
- PHILIP J., Les formations calcaires à Rudistes du Crétacé supérieur provençal et rhodanien. Thèse Marseille, 438 p.
- PICARD J., 1961. Précisions sur les gisements coquilliers würmiens observés devant Cassis à bord de la soucoupe plongeante du Commandant Cousteau. *Coll.C.N.R.S. Villefranche-sur-Mer*. 167-170.
- PICARD J., 1965. Recherches qualitatives sur les Biocoenoses marines des substrats meubles dragables de la région marseillaise. Thèse Univ.Aix-Marseille, 160 p.
- PRUVOT G. et ROBERT A., 1897. Sur un gisement sous-marin de coquilles anciennes au voisinage du cap Creus. *Arch.Zool.expér. et gén.* III-IV : 497-510.
- PURDY E.G., 1963. Recent calcium carbonate facies of the Great Bahama Bank. 1. Petrography and reaction groups. *J. Geol.*, 71 : 334-355.
- PURDY E.G., 1968. Carbonate diagenesis : an environmental survey *Geol. Romana*, 7 : 183-228.
- RAMPAL J., 1968. Les Péropodes thécosomes en Méditerranée. Preprint thèse Univ.Aix-Marseille, 142 p.dact. Résumé in : *Rapp.Com.intern. Expl.Mer.Méditerranée*. 20 (3) : p.419.
- RIVIERE A., 1942. Données expérimentales sur les conditions physico-chimiques de la sédimentation ferrugineuse en milieu marin. *C.R.Soc. Géol.France*, 200-201.
- ROTHER P., 1968. Dolomitization of biocalcarenes of Late-Tertiary age from Northern Lanzarote (Canary Islands). In *Recent Developments in Carbonate sedimentology in Central Europe*, édité. G. Mülher et G.M. Friedman, 38-45.
- RUDDIMAN W.F., 1971. Pleistocene sedimentation in the Equatorial Atlantic Stratigraphy and faunal paleo-climatology. *Bull.Geol.Soc.Am.*, 82, p.283.
- RUSSELL R.J., 1962. Origin of beach-rock. *Zeitschr.Geomorphologie*, 6 : 1-16.
- RYAN W.B.F., HSÜ K.J. et al., 1972. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. XIII, Washington (U.S. Government Printing Office).
- SANDERS J.E. et FRIEDMAN G.M., 1967. Origin and occurrence of limestones. *Developments in Sedimentology* 9A. Elsevier publishing Company : 169-266.
- SCHLANGER S.O., 1957. Dolomite growth in Coralline algae. *J.Sediment. Petrol.*, 27 (2) : 181-186.
- SCHMIDT V., 1965. Facies, diagenesis, and related reservoir properties in the Gigas Beds (upper Jurassic), Northwestern Germany. *Soc.Econ. Palaeontol.Mineralog.*, Spec.Publ. 13 : 124-167.
- SCHROEDER J.H., DWORNIK E.J. et PAPIKE J.J., 1969. Primary protodolomite in echinoid skeletons. *Geol.Soc.Am.Bull.*, 80 : 1613-1616.

- SHEPARD F.P., 1972. Submarine canyons. *Earth.Sci.rev.*, 8 : 1-12.
- SHINN E.A., 1969. Submarine lithification of holocene carbonate sediments in the Persian Gulf. *Sedimentology*, 12 : 109-144.
- SHINN E.A., GINSBURG R.N. et LLOYD R.M., 1965. Recent supratidal dolomite from Andros Island, Bahamas. *Soc.Econ.Palaeontol.Mineralogy.Spec. Publ.*, 13 : 112-124.
- SIESSER W.G., 1972. Dolostone from the South African continental slope. *J. Sediment.Petrol.*, 42 (3) : 694-699.
- SITTLER C., 1966. Le Paleogène continental de Provence. Vue d'ensemble sur la sédimentation argileuse. *C.R. 90e Congr.nat.Soc.sav.Nice*, 25-49.
- SKEATS E.W., 1905. The chemical and mineralogical evidence as to the origin of the dolomites of Southern Tyrol. *Quart.J.Geol.Soc.*, 61, 97-141.
- SLANSKY M., 1964. Sédiment ologie et recherche des gisements sédimentaires marins de phosphate. *Develop. in Sedim., vol.2 : Sedimentology and ore diagenesis*, Elsevier ed. : 137-142.
- STRAKHOV N.M., 1958. Les faits et les hypothèses dans le problème de la formation des roches dolomitiques (*Izv.Akad.Nauk.S.S.S.R. (série géol.)*, 6 : 3-22. *Trad.Bur.Rech.Géol.Min.Paris*, n°2020.
- STRAKHOV N.M., 1967. Principles of lithogenesis, vol.1. Consultants Bureau and Oliver and Boyd, ed., 245 p.
- SVERDRUP H.V., JOHNSON M.W., FLEMING R.H., 1942. The Oceans, Prentice Hall, New-York.
- TANAZACQ, 1961. Un "Daubrée" naturel : l'île du Levant. *Rev.Géogr.Phys. Geol.dyn.*, (2), IV, 2 : 97-102.
- TAYLOR J.C.M. et ILLING L.V., 1969. Holocene intertidal calcium carbonate cementation, Qatar, Persian Gulf. *Sedimentology*, 12 : 69-107.
- TESCH J.J., 1913. Ptéro-poda. Das Tierreich, A. Friedlander und Sohn edit. Berlin, 36 : 1-154.
- TESCH J.J., 1946. The thecosomatous Pteropods. I. the Atlantic. *Dana Rep.*, Daum 28 : 1-82.
- THOMMERET J. et THOMMERET Y., 1966. Validité de la datation des sédiments du proche Quaternaire par le dosage du carbone 14 dans les coquilles marines. *Rapp.P.V. C.I.E.S.M.*, 18 (3) : 837-844.
- THOMSON A., 1967. Nature and recognition of limestone turbidites, Marathon region, Texas (Abst.). *Am.Ass.Petrol.Géologists Bull.*, 51 : p.483.
- THOMSON A. et THOMASSON M.R., 1969. Shallow to deep water facies development in the simple limestone (Lower Pennsylvanian/Marathon region, Texas - *Soc.Econ.Paleont. and Mineralogy*, spec.publ. n°14 : 57-78.
- TOURAIN F., 1964. Sur la datation des brèches de la Montagne Sainte-Victoire près d'Aix-en-Provence. *Bull.Soc.Géol.France*, (7), VI : 127-133.

TRICHET J., 1967. Essai d'explication du dépôt d'aragonite sur des substrats organiques. *C.R.Acad.Sc.Paris*, 265 : 1464-1467.

VAN STRAATEN L.M.J.U., 1966. Micromalacological investigation of cores from the southeastern Adriatic sea. *Knl.nederl.Akad.Wetensch.*, Proc., C, 69 (3) : 429-445.

WALKER R.G., 1967. Turbidite sedimentary structures and their relationship to proximal and distal environments. *J. Sediment.Petrol.*, 37 : 25-43.

WOLF K.H., 1963. Syngenetic to epigenetic processes, Paleocology and classification of limestones, in particular reference to Devonian Algal Limestones of Central New South Wales. Thèse, université de Sydney, non publiée.

ZÜRCHER, 1893. Note sur les phénomènes de recouvrement des environs de Toulon. *Bull.Soc.Geol.France*, 3, XXI : 65-77.

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION	1
<u>PREMIERE PARTIE</u> : Le cadre géographique et géologique	3
I - Le littoral au NW de Marseille (chaîne de la Nerthe).	3
II - Le bassin de Marseille	5
III - Les massifs de Marseilleveyre-Puget et le bassin du Beausset	7
A - Le massif de Marseilleveyre	8
B - L'archipel de Riou-Maire	8
C - Le bassin du Beausset	10
IV - Le massif de Sicié et les chaînons nord-toulonnais	12
A - Le massif de Sicié	12
B - Les chaînons nord-toulonnais	13
C - Les témoins quaternaires littoraux	14
V - Conclusion : résumé de l'évolution paléogéographique.	15
<u>DEUXIEME PARTIE</u> : Les affleurements rocheux sous-marins anté-plio- cènes	17
<u>CHAPITRE I</u> : Généralités sur leur situation et les techniques d'échantillonnage	17
I - Localisation des affleurements rocheux consolidés	17
II - Procédés d'échantillonnage	18
A - Le scaphandre autonome	18
B - La soucoupe plongeante	19
C - Les dragages de roche	19
<u>CHAPITRE II</u> : Les affleurements rocheux ante-pliocènes.	23
I - Morphologie	23
A - La pente continentale	23
B - Le plateau continental	24
II - La géologie anté-pliocène.	24
A - Le socle métamorphique	25
B - Les terrains secondaires	29
C - Les terrains secondaires et tertiaires de faciès continental	33
D - Les tufs cinéritiques	39
III - La structure du précontinent d'après les études géophysiques	41
A - Le précontinent au Sud des îles Planier et Riou	42
B - Le banc des Blauquières	44
<u>TROISIEME PARTIE</u> : La diagenèse des roches carbonatées du Tertiaire terminal et du Pléistocène.	
INTRODUCTION	49

I - Généralités sur les problèmes et l'orientation de l'étude	50
A - l'âge	50
B - le milieu et les conditions de formations	51
II - Généralités sur les constituants des roches	52
A - Minéralogie des organismes marins	52
B - La liaison des particules	53
III - Méthode d'étude	55
A - Analyse minéralogique des carbonates	55
B - Analyse minéralogique des argiles	58
C - Analyse pétrologique	59

PREMIERE SECTION :

CHAPITRE I : La lithification sub-aérienne : cordons littoraux et éolianites 60

I - Rappel et description des principaux gisements littoraux	60
A - Le gisement de la Madrague-des-Lecques	60
B - Le gisement de Bandol	61
C - Le gisement de Sauviou	61
D - Autres affleurements littoraux étudiés	62
II - Les caractéristiques minéralogiques et texturales des lithifications sub-aériennes	63
A - Analyse minéralogique	64
B - Caractères texturaux	64
C - Remarques sur les affleurements étudiés	66
III - Cas particulier : la lithification phréatique en domaine estuarien	67
A - Situation et caractères de terrains	67
B - Minéralogie	68
C - Caractères texturaux	68
D - Interprétation	69

CHAPITRE II : Exemples de lithification sous-marines récentes par petits fonds 71

I - Les grès du plateau des Chèvres	71
A - Minéralogie	71
B - Caractères pétrographiques	71
C - Commentaires	73
II - Les calcaires à Algues de la passe de Riou	73
A - Caractères généraux	73
B - Caractères pétrographiques	74
C - Commentaires	75
III - Conclusions	76

<u>CHAPITRE III</u> : Exemples de modifications diagenétiques provoquées par un changement de milieu.	78
I - Les remplissages des grottes sous-marines	78
A - Le réseau karstique de Veyron	79
B - La grotte des Trémies	80
C - Minéralogie des couches marines	81
D - Caractères texturaux	82
E - Conclusions	83
II - Les calcaires du gisement préhistorique de Riou.	84
A - Les vestiges préhistoriques	84
B - Les galets	86
<u>DEUXIEME SECTION</u> : La pétrologie des roches de la pente continentale.	
INTRODUCTION	90
<u>CHAPITRE I</u> : Roches antérieures à la ferruginisation : les faciès calcaires du Pliocène.	
I - Les affleurements	92
II - Minéralogie	92
III - Caractères pétrographiques	93
A - Les sédiments dolomitisés	93
B - Les conglomérats à éléments métamorphiques	97
IV - Conclusions	100
<u>CHAPITRE II</u> - Roche dolomitisée et ferruginisée	101
I - Minéralogie	102
II - Caractères pétrographiques	102
A - Caractères généraux	102
B - Structure des articles d'Halimeda	102
C - Caractères particuliers des autres débris	103
D - Remplissages et cimentations des pores	104
E - Commentaires	105
<u>CHAPITRE III</u> : Les roches ferrugineuses et phosphatées	108
I - Roches pénécontemporaines de la phosphatisation	108
A - Caractères macroscopiques	108
B - Les calcaires dolomitiques remaniés	109
C - La partie ferrugineuse et phosphatée	111
D - Conclusion	115
II - Un exemple d'épigénisation par le phosphate	116
la goethite, la glauconie.	
A - Description pétrographique sommaire	116
B - Commentaires	117
<u>CHAPITRE IV</u> - Les roches ferrugineuses non dolomitisées (Pléisto- cène).	119
I - Provenance, observations sous-marines et microscopiques	119
II - Minéralogie	120

A - Carbonates	120
B - Oxydes de fer	121
C - Argiles	121
III - Les faciès pétrographiques	121
A - Roche à ciment aragonitique	121
B - Roches à ciments calcitiques	123
C - Les perforations fossiles	124
IV - Commentaires	125
<u>CHAPITRE V</u> : Les roches postérieures à la ferruginisation	127
I - Les calcaires à Bryozoaires	127
A - Caractères généraux	127
B - Minéralogie	127
C - Caractères pétrographiques	128
D - Commentaires	130
II - Les calcaires bio-détritiques	131
1° - Calcaires à Algues et enduits ferrugineux	131
2° - Autres échantillons	132
<u>CHAPITRE VI</u> - Discussion générale et hypothèses chronologiques	139
I - La dolomitisation	139
A - Place dans la classification des dolomies	139
B - Mécanismes de la dolomitisation	140
II - La ferruginisation	143
A - La solubilité du fer	143
B - Première interprétation : le fer est directement hérité des sols continentaux	144
C - Deuxième interprétation : le fer est mis en réserve en mer	145
D - Conclusion	145
III - La phosphatisation	147
A - Phosphates directement précipités	147
B - Phosphates issus d'une transformation de la calcite	147
C - Discussion	148
IV - Essai d'interprétation chronologique et paléogéo- graphique	149
A - Remarques sur la lithification	150
B - Le problème des phases d'érosion	151
C - Hypothèses chronologiques	154
D - Paléogéographie et déformation de la marge conti- nentale	159
<u>QUATRIEME PARTIE</u> : Observations sur les sédiments meubles	167
<u>CHAPITRE I</u> : Les dépôts d'origine alpine	169
INTRODUCTION	169
I - Les dépôts d'origine alpine sur le continent	169
A - Répartition des dépôts	169
B - Nature des dépôts	170
C - Origine et âge des dépôts	170

II - La surface d'arasion et les dépôts d'origine alpine au Sud et au Sud-Est de Marseille	171
A - Affleurements émergés	171
B - Affleurements immergés	173
C - Incidences minéralogiques	175
D - Discussion et conclusion	175
<u>CHAPITRE II</u> : Les gisements coquilliers à éléments celtiques . .	177
I - Caractères paléontologiques	177
II - Répartition dans le bassin méditerranéen	178
III - Répartition bathymétrique	178
A - Profondeurs actuelles	178
B - Niveau de la mer lors de la vie des faunes à éléments celtiques	179
IV - Résultats des datations	180
A - Les espèces celtiques	180
B - Les espèces vivant actuellement en Méditerranée	182
C - Les Huîtres	183
D - Remarques sur l'état de conservation des coquil- les	183
V - Conclusions	184
<u>CHAPITRE III</u> : Variations de la sédimentation sur le plateau conti- nental du golfe du Lion (Fin du Würm et Holocène) .	185
I - Les Ptéropodes, indicateurs climatiques	185
A - Introduction	185
B - Signification climatique des différentes espèces	185
C - Rappel des données acquises sur les carottes de la plaine bathyale	186
II - Application aux carottes du précontinent	187
A - Méthode, représentation graphique	188
B - Les carottes de la partie centrale du golfe du Lion	188
C - Les carottes de l'extrémité orientale du golfe du Lion	191
D - Conclusion	194
CONCLUSION GENERALE	197
BIBLIOGRAPHIE	203