

# LA MORPHOLOGIE ET LES MECANISMES D'EROSION DU LITTORAL ROCHEUX DE LA PROVENCE OCCIDENTALE

Par Claude FROGET<sup>(1)</sup>

## INTRODUCTION

### I - GENERALITES

Le but de ces recherches, qui m'ont été confiées par le Prof. J.M. PERES, Directeur de la Station Marine d'Endoume et M. J.J. BLANC, Maître de Conférences, Chef de la Division de Géologie, était d'étudier les différents processus de l'action érosive de la mer sur le littoral rocheux méditerranéen, depuis la région du cap Couronne à l'Ouest de Marseille, jusqu'aux environs de Carqueiranne à l'Est de Toulon, soit sur plus de cent kilomètres de côte. Cette distance importante n'est pas sans inconvénient : il est évident qu'il est difficile, en l'espace d'une année, d'étudier avec précision tous les phénomènes complexes qui peuvent intervenir dans l'action de la mer sur le littoral, ce qui serait possible dans le cas d'une portion de côte plus réduite. Mais, par contre, il est intéressant de comparer des secteurs qui diffèrent par les faciès pétrographiques, par la structure tectonique, par l'exposition aux vents et aux houles. La région considérée offre en effet, un large éventail de roches sédimentaires (grès, conglomérats, molasses, calcaires, marnes), métamorphiques (phyllades), éruptives (basaltes). (Fig. 1).

La difficulté majeure rencontrée au cours d'une telle étude tient au fait que les phénomènes d'érosion marine ne sont pas rapides. Il n'est généralement pas possible de constater de changement appréciable de la ligne de rivage, dans le cas d'une côte rocheuse, en l'espace d'une année. C'est donc plus par une étude des formes d'érosion, telle que le façonnement des falaises et des plates-formes, que je m'efforcerai de serrer le problème.

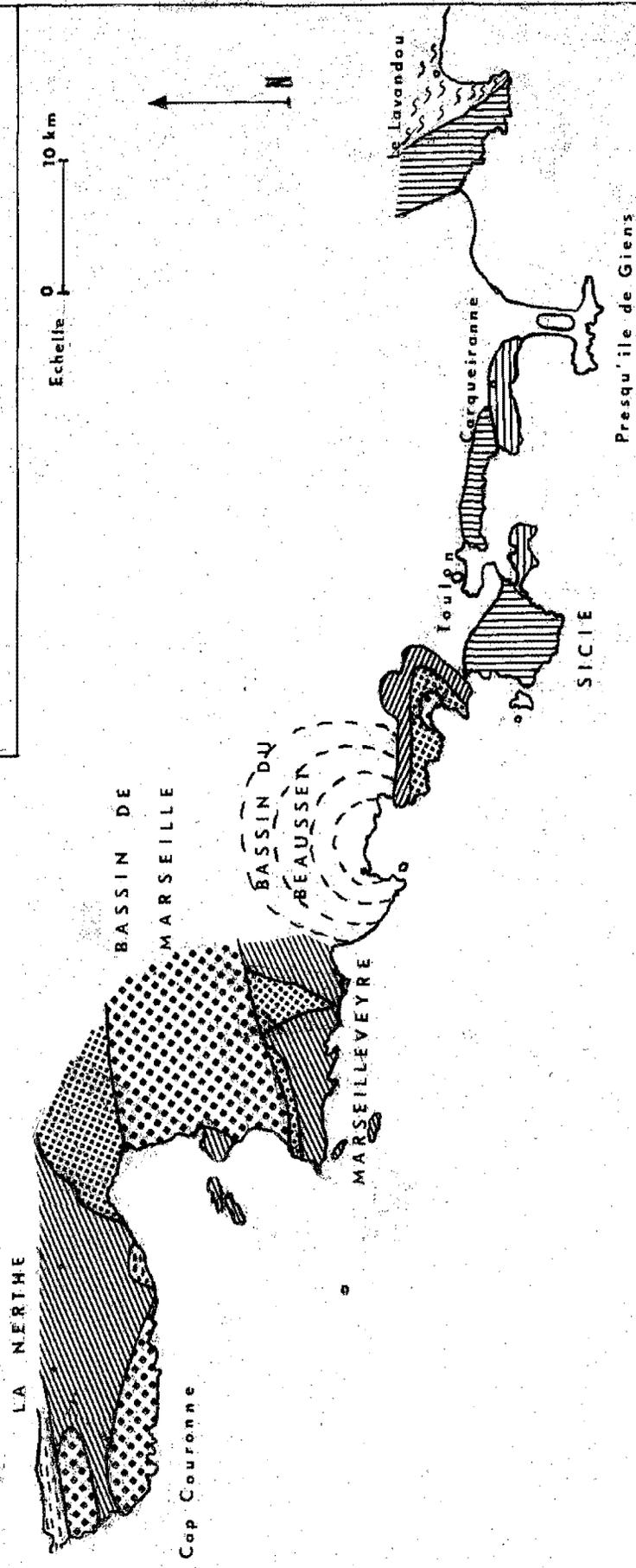
Il faut également souligner un autre aspect de la question : c'est que la Méditerranée est une mer à marées très faibles : 0,3 mètres en moyenne, et 0,5 mètres au maximum dans certains fonds de baie. Contrairement aux mers à marées où il existe un estran rocheux alternativement couvert et découvert par le jeu du flux et du reflux, en Méditerranée, la portion de côte directement soumise à l'action de la mer est beaucoup plus réduite. Par temps calme, la largeur de cette zone n'exède pas deux à trois mètres. Elle est portée à dix ou vingt mètres suivant l'exposition, au moment des tempêtes, en ne tenant pas compte de la dispersion des embruns par le vent. Il s'ensuit que les formes d'érosion observées manqueront de la diversité qu'elles peuvent avoir sur les côtes à marées.

### II - PLAN GENERAL

Le littoral considéré présente plusieurs divisions naturelles, d'ordre géographique et géologique. Je distinguerai successivement :

(1) - Mémoire présenté le 30 Mars 1963, devant la Faculté des Sciences de Marseille pour l'obtention du grade de Docteur en Océanographie (3e Cycle).

	TRIAS		TERTIAIRE
	PERMIEN		CRETACE SUPERIEUR
	PHYLLADES		CRETACE INFERIEUR
	MICASCHISTES		JURASSIQUE



CARTE GEOLOGIQUE DE LA REGION ETUDIEE

## 1° - La chaîne de la Nerthe

Constituée par des terrains jurassiques, crétacés et tertiaires d'Est en Ouest, le littoral de la chaîne de la Nerthe présente les caractères d'un relief continental envahi par la mer, lors de la transgression flandrienne. L'extension des dépôts tertiaires qui affleurent de la Madrague de Gignac jusqu'à Martigues, interrompus seulement au Nord du Cap Couronne, lui confère une unité géologique conditionnant sa morphologie.

## 2° - Le massif de Marseillevéyre-Puget

Cette côte formée presque exclusivement par les calcaires blancs urgoniens, offre peu de prise à l'érosion marine. En apparence monotone, elle soulève cependant des problèmes morphologiques maintes fois discutés, comme la question des calanques. La morphologie littorale et sous-marine est largement conditionnée par la karstification des calcaires.

## 3° - La région de Cassis - La Ciotat - Les Lecques

Ce secteur appartient au cadre structural du bassin synclinal du Beausset. La bordure littorale est presque exclusivement formée par des roches détritiques (conglomérats et grès). Certains caractères permettent de penser qu'une partie de la côte a été soumise au jeu de la flexure continentale.

## 4° - La région toulonnaise

Le massif de Sicié forme, à lui seul, une division naturelle. Ses terrains métamorphiques ont une morphologie régie par la tectonique : la surélévation du secteur continental par le jeu d'une flexure est, là encore, probable. La côte de Saint-Mandrier et Carqueiranne, où affleurent les grès permien injectés de basaltes, fait suite vers l'Est au massif des phyllades de Sicié.

Je m'efforcerai, dans une première partie, de rappeler succinctement la géologie et de définir les caractères morphologiques de chaque secteur défini ci-dessus, avant d'étudier l'action de la mer proprement dite et de tenter de faire la part des différents facteurs d'érosion. Enfin, j'achèverai ce mémoire par un essai d'interprétation de sédiments détritiques littoraux, basé principalement sur leurs caractères granulométriques.

## III - APERCU CLIMATIQUE

L'évolution morphologique d'une région donnée est sous l'étroite dépendance de son climat, particulièrement en ce qui concerne un littoral, où la présence de la mer apporte des modifications importantes aux conditions météorologiques générales. Dans un travail portant sur l'érosion marine, il convient donc de définir les caractéristiques de température, pluviosité, vents et houles, affectant la bande côtière.

### 1° - La température

Le rôle de la mer en tant que régulateur thermique est bien connu : elle se réchauffe et se refroidit moins vite que le continent. Il s'ensuit que les écarts de température sont nettement plus faibles dans la zone côtière qu'à l'intérieur des terres. On relève en effet les écarts moyens annuels suivants :

- 4° 1 au cap Croisette
- 3° 3 à Planier
- 4° 5 à la Ciotat
- 5° 4 à Marseille.

La moyenne annuelle de température est de 14° 2.

Ces moyennes varient rapidement au fur et à mesure que l'on s'éloigne du littoral. Il faut, en outre, signaler que la température connaît des extrêmes qui ont leur importance. On a noté -10° en janvier 1905, -14° 8 en février 1929 (MOLINIER), -12° en hiver 1956. Il y a eu 51 jours de gelée pendant l'hiver de 1928 - 1929. Par de telles températures, les plans d'eau sont gelés, notamment ceux des cuvettes de dissolution et le lapiaz littoral est colmaté par la glace. Cependant, ces températures sont assez exceptionnelles, et la mer a plutôt pour effet de protéger de l'action du gel les roches qu'elle baigne régulièrement.

Les hautes températures estivales jouent également un rôle dans la fragmentation des roches et la formation des pierriers. En été, la température monte fréquemment au dessus de 30° (38° 6 à Marseille en 1922). De plus, les fortes insulations assèchent les mares de dissolution littorales dans lesquelles les sels cristallisent, contribuant ainsi à leur élargissement.

## 2° - La pluviosité

La zone côtière possède un climat semi-aride : en effet, les pluviosités y sont les plus faibles. Le littoral de la Nerthe et celui de Marseilleveyre sont les parties les plus sèches. A titre indicatif, voici quelques moyennes annuelles de pluviosité :

332 mm	à Planier
362	- au cap Croisette
431	- à la Ciotat
490	- au cap Couronne
512	- à Marseille.

Les pluies sont amenées principalement par les vents d'E et de SE, parfois par les vents d'W et NW. On relève à Marseille :

vent d'est	: 210 mm
vent de Sud-Est	: 136 mm
vent de Nord-Ouest	: 58 mm
vent d'Ouest	: 39 mm

La sécheresse est surtout due à l'irrégularité des précipitations, plutôt qu'à leur faiblesse. Les orages sont très violents, et le rôle des eaux de ruissellement est important : ravinement des marnes (cap Canaille), décollement des terrains meubles par failles panamiennes (Sicié).

## 3° - Régime des vents et des houles

### a- Les vents dominants

- Vent de NW et NNW. C'est le mistral, fonctionnant dans la plupart des cas comme un vent de terre. Il provoque une baisse de niveau du plan d'eau sur une côte de direction E-W. Il souffle en moyenne 100 jours par an.

- Vent d'E et de SE : dénommé régali ou levan suivant les ports, ce vent provoque sur une côte E-W un relèvement du niveau et fonctionne comme vent de mer. Il souffle en moyenne 80 jours par an.

- Vents d'W et SW : ce sont la largade et le labé, ils soufflent en moyenne 80 jours par an, les sautes en sont rapides.

### b- Les vents secondaires

- Vent du Nord : c'est la tramontane, ayant à peu près les mêmes effets que le mistral. Sa moyenne annuelle est seulement de 7 jours.

- Vent du Sud : Sirocco ou levan. C'est le vent chaud d'été, soufflant 17 jours par an en moyenne.

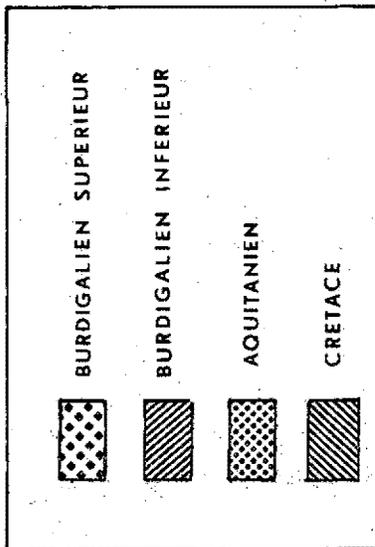
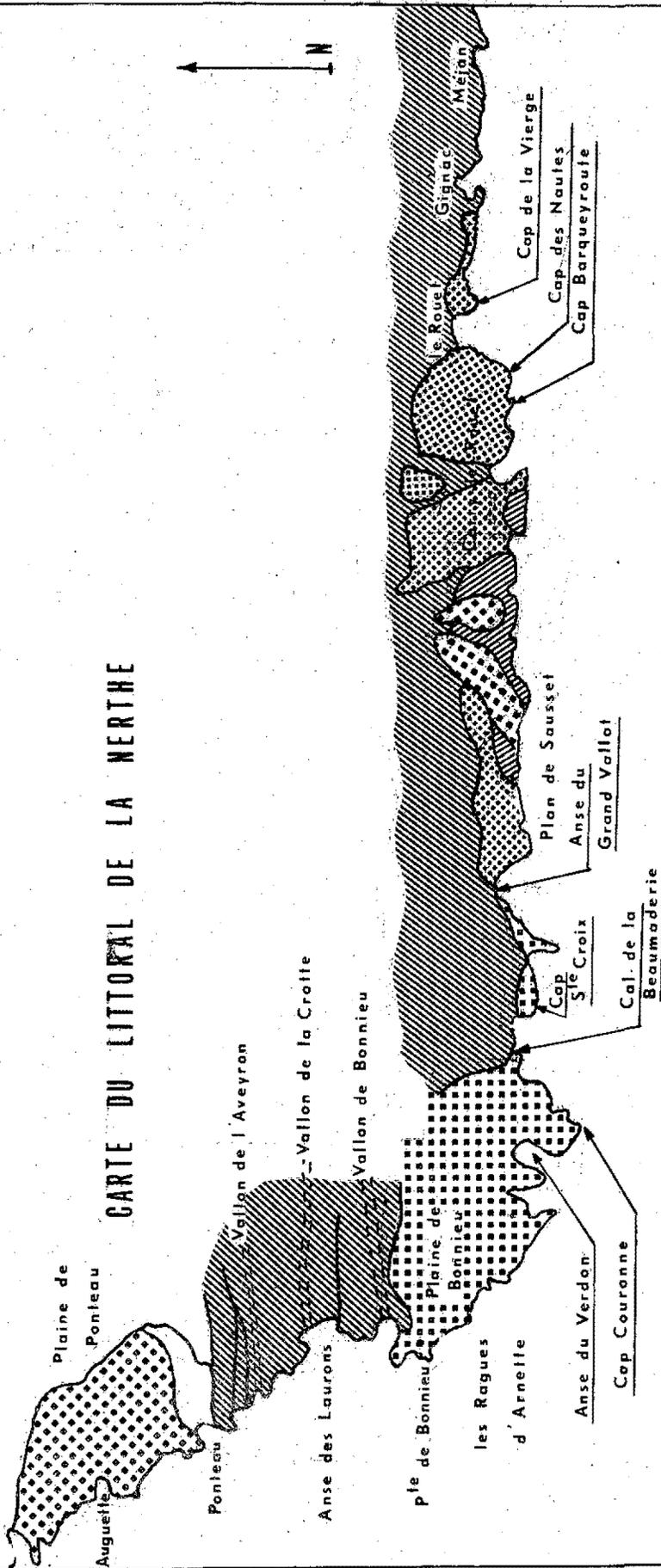
- Vent de NE : c'est le régali atténué. Sa moyenne est de 54 jours.

### c- Les houles et vagues

Les vents engendrent des vagues de même direction. Des mesures de direction de propagation des houles effectuées journellement pendant cinq années par des observatoires différents, ont donné les résultats suivants :

Planier	Titan (île du Levant)
NE : 1 %	NE : 24 %
N : 2 %	S : 4 %
W : 3 %	W : 3 %

# CARTE DU LITTORAL DE LA NERTHE



Echelle 1 km

SW : 10 %  
E : 17 %  
SE : 19 %  
NW : 31 %

SW : 23 %  
E : 9 %  
SE : 7 %  
NW : 3 %

On note surtout un pourcentage plus élevé de houle de NW au Planier qu'au phare du Titan : le mistral étant la cause de cette houle, ses effets sont d'autant moins sensibles que l'on s'éloigne plus de la vallée du Rhône en allant vers l'Est. Au contraire, et pour une raison analogue, les houles de NE sont plus fréquentes au Titan qu'au Planier.

- Houles du secteur Nord : les vagues de mistral sont courtes, serrées et sèches ; leur période est comprise entre 3 et 5 secondes. Leur longueur d'onde au large est de l'ordre de 20 à 30 mètres, et leur célérité de 6 à 7 m/s. Les côtes de direction NW - SE sont particulièrement exposées à ces houles, tandis que les côtes E - W en sont protégées.

- Houles du secteur Est : elles sont plus longues : leur période est de l'ordre de 10 secondes, et leur longueur d'onde de 30 à 50 mètres au large. Les côtes de direction E-W sont exposées à ces houles.

- Modifications de la houle à la côte. Aux approches de la côte, la houle subit la réfraction, changement de direction dû à l'influence du fond. La réfraction commence lorsque la profondeur devient inférieure à la demi-longueur d'onde. Les vagues tendent alors à épouser le contour des isobathes ; parallèlement, la longueur d'onde et la vitesse de propagation diminuent, tandis que la cambrure de la vague augmente. De façon générale, la réfraction de la houle a pour effet de concentrer l'énergie à la pointe du cap, tandis qu'elle se disperse dans les fonds de baie.

## Première Partie

### CHAPITRE I

#### LE LITTORAL DE LA CHAÎNE DE LA NERTHE

##### I - CARACTERES GEOLOGIQUES et MORPHOLOGIQUES

###### 1°) Géologie - (DENIZOT-CATZIGRAS)

Les terrains qui forment le littoral à l'Est de Marseille appartiennent au Jurassique et au Crétacé ; à l'Ouest de Marseille, on retrouve encore des terrains de cet âge, mais la bordure littorale est surtout constituée par les terrains tertiaires Oligocène et Miocène. Les dépôts, bien que très variés verticalement, ont une extension quasi uniforme sur plus de quarante kilomètres de côte, grâce au faible pendage des couches vers le Sud-Ouest. (Fig. 2)

###### a - Les terrains secondaires

Immédiatement à l'Ouest de Marseille, la côte est formée par des affleurements de roches secondaires : Urgonien massif des environs de Niolon comparable aux calcaires de Marseilleveyre-Puget ; grès et calcaires à Hippurites du Coniacien et du Santorien qui, redressés à la verticale, donnent les hautes falaises de Méjean et de la Redonne, contrastant avec les affleurements tertiaires sub-horizontaux que l'on trouve plus à l'Ouest.

Ces affleurements crétacés se développent de nouveau sur la partie septentrionale de la côte - entre l'anse de Bonniou et le port de Ponteau. Les trois étages : Hauterivien (calcaires clairs alternant avec des couches calcaro-marneuses), Valanginien (calcaires compacts et bancs marneux), Barrémien (Urgonien), sont représentés, accidentés par des failles de direction E-W qui sont à l'origine des indentations de la côte.

## b - Les terrains tertiaires

Malgré la faible puissance de leurs assises, les dépôts tertiaires de l'Aquitainien et du Burdigalien présentent une grande variété de faciès.

### A - L'Aquitainien

Les principaux faciès de l'Aquitainien sont les suivants : poudingues, argiles, marnes, sables et grès, calcaires gréseux. Les bancs sont sub-horizontaux, présentant seulement un faible pendage vers le SW, et peu épais. Leur dureté différente conditionne le modelé de la falaise.

Stratigraphiquement, l'Aquitainien se décompose en :

- Aquitainien inférieur, surtout détritique (poudingues et grès)
- Aquitainien moyen : "Couches saumâtres" de DENIZOT.
- Aquitainien supérieur, franchement marin.

### B - Le Burdigalien

Le Burdigalien se divise également en trois sous-étages.

- Burdigalien inférieur : molasse de Sausset, allant du banc 33 au banc 39, de la classification de DENIZOT.
- Burdigalien moyen, du banc 40 au banc 43.
- Burdigalien supérieur : molasse de la Couronne

Les deux étages : Aquitainien et Burdigalien, présentent donc un grand nombre de niveaux, décrits en détail par DENIZOT, S. CATZIGRAS, D. MONGIN.

## 2°) Caractères morphologiques

Le littoral de la Nerthe présente les caractères d'une côte de submersion; le modelé côtier est conditionné par le relief de l'arrière-pays. Cependant, je séparerai cette région en deux parties, la côte septentrionale présentant des particularités que l'on ne retrouve pas sur la côte méridionale.

### a - La partie septentrionale

De Martigues au N, jusqu'à l'anse de Bonnieu au S., la côte a une orientation NW - SE. L'arrière-pays se présente comme une succession de plateaux calcaires de faible altitude, descendant en pente très douce vers la mer, coupés brusquement par des vallons encaissés orientés E-W. Les plateaux sont couverts d'une maigre végétation; ils sont parcourus par des réseaux de fractures, l'un NNE-SSW, l'autre E-W, qui les découpent régulièrement. (Fig. 33). Il existe également des fractures de direction intermédiaire entre ces deux principales. Toutes ces fractures sont bien visibles aux environs de la Pointe de Bonnieu, où elles sont soulignées par la végétation, ce qui rend leur repérage aisé sur photographie aérienne. Elles affectent à cet endroit la molasse burdigalienne et se poursuivent plus au nord dans l'Urgonien.

Les vallons, nettement tranchés, sont orientés suivant la direction E-W, c'est-à-dire parallèlement aux chaînons de la Nerthe et aux accidents tectoniques principaux. Certains vallons sont d'ailleurs déterminés par ces failles (vallon de la Crotte). Le relief s'ordonne donc suivant des couches parallèles E-W que l'on recoupe du N au S; on distingue ainsi : la plaine de Ponteau (molasse burdigalienne), coupée par le vallon de l'Aveyron, la plaine de Saugues (Urgonien-Valanginien), interrompue par le vallon de la Crotte, enfin, la plaine et le vallon de Bonnieu (molasse burdigalienne).

Ces traits de la morphologie continentale conditionnent le dessin de la côte : en effet, aux plateaux correspondent les caps, aux vallons les baies. Les caps ont un tracé arrondi, et les vraies falaises y sont pratiquement absentes, du fait de la basse altitude des plateaux qui y aboutissent. Les fonds sous-marins en avant de ces caps sont également faibles : les plateaux se poursuivent en pente douce sous l'eau, en formant des plates-formes de déferlement, actuellement façonnées par la mer, qui utilise les lignes de faiblesse des fractures. Les baies sont dues à l'envahissement des vallons par la mer, lors de la transgression flandrienne. Cet envahissement est encore accentué par l'ennoyage général du massif de la Nerthe vers l'Ouest, résultat d'une déformation récente, vraisemblablement Ponto-Plio-Quaternaire. En effet, C. CORNET, examinant les lambeaux de la surface d'érosion pontienne de la Nerthe, constate une dénivellation de 50 mètres en moins de 3 kilomètres, soit une pente de 1,7%. Elle attribue cette déclivité à un mouvement épirogénique du conti-

ment qui s'affaisse à la fois vers l'Est et vers le Sud; dater ce mouvement avec précision est impossible : "il serait logique de penser qu'il s'agisse d'un mouvement plus ou moins continu et lent qui se serait produit tout au long du Plio-Quaternaire". Le fait que l'on retrouve aux environs du cap Couronne des anciennes carrières romaines, actuellement sous le niveau de la mer et, aux Laurons, un trottoir à *Lithophyllum tortuosum* basculé de 50 centimètres (J. PICARD), s'accorde bien avec cette hypothèse. Cela explique que les baies sont très profondes, les vallons ayant été envahis de plus en plus, au fur et à mesure de la lente déformation du massif.

Un autre caractère morphologique original réside dans la présence quasi-continue d'un cordon littoral de galets le long de la côte. Il barre le fond des anses en isolant des marais à Salicornes : ainsi le fond de l'Anse d'Auguette, où aboutissent deux vallées sèches, est aujourd'hui occupé par un cordon littoral isolant deux lagunes comblées; le même phénomène se reproduit au N de la baie de l'Aveyron, puis plus au S dans l'anse des Laurons. Dans tous ces exemples, le marais est en liaison avec un vallon fossile; ce n'est pas le cas pour la dépression que l'on observe à la pointe de Bonnieu, dont l'origine est probablement karstique : sa forme elliptique, l'absence de vallon, son éloignement du cordon littoral, l'environnement enfin, constitué par un plateau de molasse burdigalienne extrêmement fracturé et karstifié (puits de dissolution comblés suivant les fractures), conduisent à interpréter cette dépression comme une doline. (Fig. 34).

La position du cordon littoral dans les fonds de baie n'a rien d'anormal : il est à cet endroit actif : les galets montrent une usure poussée, le profil du cordon est plus raide vers la mer que vers l'intérieur, son épaisseur est plus grande au centre que sur les bords. Bien que la mer ne l'atteigne pas par temps calme, le cordon évolue certainement par forte tempête d'Ouest et de mistral : la présence de banquettes de Posidonies d'épaisseur considérable l'atteste (2,50 m aux Laurons après un fort coup de mistral). Mais le cordon occupe également les caps, et là, sa morphologie est différente : lorsque la côte est basse, il est formé par un amoncellement d'éclats anguleux dont l'usure est faible; quand la côte est plus haute, il est remplacé par une levée de blocs de plus grandes dimensions. Ce cordon littoral ourle la côte notamment sur la partie correspondant à la plaine de Ponteau, au N, et à la plaine de Bonnieu, au S. Etant donnée la faible usure des galets, il s'agit certainement d'un ancien cordon, probablement flandrien, inactif actuellement. Il a donc sans doute été construit par un niveau d'eau supérieur au niveau actuel (+ 0,5 à + 1 mètre); il est ensuite devenu inactif et sa base a été dégagée par la mer jusqu'à un niveau correspondant aux plus fortes tempêtes.

Différents facteurs confèrent donc à ce secteur une morphologie originale : la tectonique (orientation des vallons E-W), la karstification des calcaires (puits de dissolution, dolines), conséquence d'ailleurs de la tectonique, car la dissolution s'est effectuée préférentiellement suivant les fractures; la présence, enfin, d'un cordon littoral sur côte rocheuse, barrant les fonds de baie (caractère d'évolution de la côte), et ourlant les caps.

#### b - La partie méridionale

Du cap Méjean aux environs du cap Couronne, la côte d'orientation générale E-W est découpée par une série de caps et de baies portant des noms locaux (carte). Là encore, le dessin de la côte est une conséquence du modelé continental : les anses sont dues à l'envoyage des vallons par la mer, les caps correspondent aux interfluves. Cependant, leurs caractères diffèrent sensiblement de ceux de la côte septentrionale. En effet :

- *Les plates-formes littorales en avant des falaises sont plus rares et moins étendues, au fur et à mesure que l'on va vers l'Est.* On les observe surtout à la pointe des caps : cap des Nautes, Rousset, Sainte-Croix. Leur longueur n'excède pas une dizaine de mètres, mais à la différence des plates-formes de la côte septentrionale qui se poursuivent loin en mer (ragues), elles se terminent brusquement par une seconde falaise immergée dominant de 5 à 10 mètres des fonds de sable où s'est installé l'herbier de Posidonies.

- *De même, plus on va vers l'Est et moins les criques sont profondes* : 500 mètres pour l'anse du Verdon, 200 mètres pour celle de Tamaris, alors que les anses orientales (Le Rouet, Rousset), n'atteignent généralement pas 100 mètres et sont largement ouvertes.

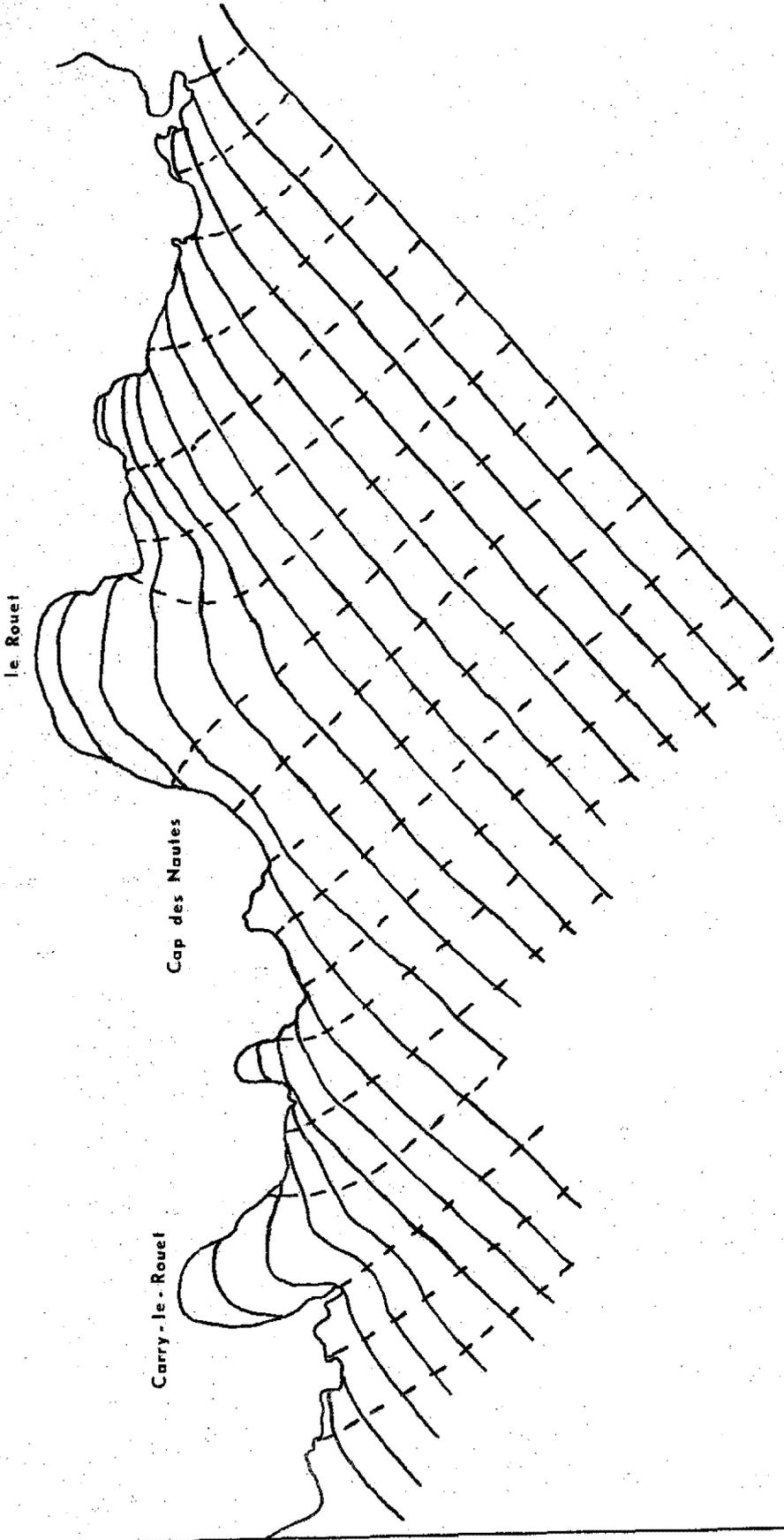
- *Les falaises ont des caractères nettement marins*; leur altitude est appréciable et décroît d'Est en Ouest : 30 mètres pour le cap des Nautes, 23 mètres pour le cap Barqueyroute 10 mètres pour le cap Rousset; elles sont plus facilement atteintes par la mer que celles de la côte septentrionale.

# LITTORAL DE LA NERTHE - SCHEMA DE REFRACTION

## DES VAGUES DE SUD-EST



Echelle: 200m



- Le cordon littoral occupe les fonds de baie, mais disparaît sur les caps, car les falaises y sont trop élevées; de plus, il n'isole plus de lagune comme sur la côte septentrionale. Dans les anses, il est actif, comme l'a montré M. ROUX pour l'anse du Rouet, où le cordon est en régression.

En conclusion, il est fort probable que c'est à l'érosion continentale qu'il faut rapporter les formes que l'érosion marine façonne actuellement. La côte présente les caractères d'un relief continental envahi par la mer; les baies sont pour la plupart des vallées ennoyées; le ruisseau qui a creusé la vallée dont la partie inférieure forme encore la baie est souvent encore présent, bien qu'amointri : Grand Vallat, Verdon. Nous avons donc ici l'exemple d'une côte de submersion. Le fait qu'elle paraisse d'autant plus évoluée que l'on va vers l'Ouest (cordon littoral isolant des lagunes, décroissance et disparition des falaises, extension des plates-formes sous-marines) s'explique par l'ennoyage général de la Nerthe vers l'Ouest.

### 3°) L'érosion

#### A - Exposition aux vents et aux houles

Les deux parties de ce littoral, du fait de leur orientation différente, ne sont pas exposées de la même façon.

##### 1 - Les vents du secteur Est

Ces vents soufflent de la mer, provoquant des vagues obliques par rapport à la côte, de grande longueur d'onde et amplitude. La réfraction commence à être sensible pour des profondeurs de l'ordre de 20 mètres. La partie méridionale est très exposée à cette houle qui se brise au pied des caps et pénètre facilement dans les anses ouvertes au Sud. (Fig. 3).

La partie septentrionale, orientée NW - SE, reçoit les houles d'Est réfractées sur les hauts-fonds des environs du cap Couronne, ayant donc perdu une partie de leur énergie.

##### 2 - Les vents du secteur Nord et Ouest

Pour la côte Sud, le relief de la chaîne de la Nerthe atténue les effets des vents du secteur Nord, mistral et tramontane. En effet, ces vents de terre passent par dessus les hauteurs de la chaîne, et leur action sur la mer ne s'exerce qu'à environ 300 mètres du rivage.

Ainsi se forme une zone calme de 200 mètres de large. Entre cette zone neutre et le rivage, on peut observer une houle induite, dont la direction de propagation est inverse de celle du vent. L'amplitude de cette houle varie avec l'intensité du mistral.

Quant à la côte septentrionale, les vents du secteur Nord donnent des vagues obliques par rapport à la côte, sans zone neutre. Ce littoral est surtout exposé aux vents et vagues d'Ouest qui, bien que rares, sont souvent très violents.

En résumé : la côte Sud est surtout exposée aux vents et houles d'Est et Sud-Est; la côte Nord est exposée aux vents et houles d'Ouest.

#### B - L'érosion de la falaise

C'est sur cette falaise que s'exerce le plus l'action de la mer : en effet, sur les plates-formes, l'essentiel du travail semble terminé. En fait, c'est aussi que le platier ne présente plus guère d'obstacles aux forces vives des houles, tandis que la falaise y oppose un front vertical.

L'étude géologique sommaire des faciès de l'Aquitainien et du Burdigalien a montré l'hétérogénéité des dépôts. C'est cette hétérogénéité qui joue le rôle principal du point de vue de l'érosion, car elle met en alternance des niveaux durs et des niveaux tendres qui sont usés de façon différentielle.

##### 1 - Les formations conglomératiques et argileuses de l'Aquitainien inférieur

Ces formations s'observent facilement sur les petits promontoires à l'Ouest de la plage du Rouet, sur le flanc oriental du cap des Nautes.

### a - Les conglomérats

Ces niveaux sont très résistants et se présentent en saillie sur la falaise. Les éléments, qui sont soit des galets (poudingue du Rouet) soit des éclats anguleux (brèches du cap des Nautes), sont très durs : il s'agit surtout de quartz, quartzites, silex et calcaires urgoniens. Le ciment gréseux rouge est attaqué plus vite que les galets; à la surface du conglomérat, ceux-ci se détachent très facilement, comme on peut le constater le long du miroir d'une faille perpendiculaire à la côte, immédiatement à l'Ouest de la Plage du Rouet. L'épaisseur des bancs de conglomérats varie latéralement, ainsi d'ailleurs que la taille des éléments. Le matériel de la plage du Rouet provient de son démantèlement : on y retrouve en effet les mêmes galets permo-triasiques et calcaires (ROUX, 1961).

### b - Les argiles et grès

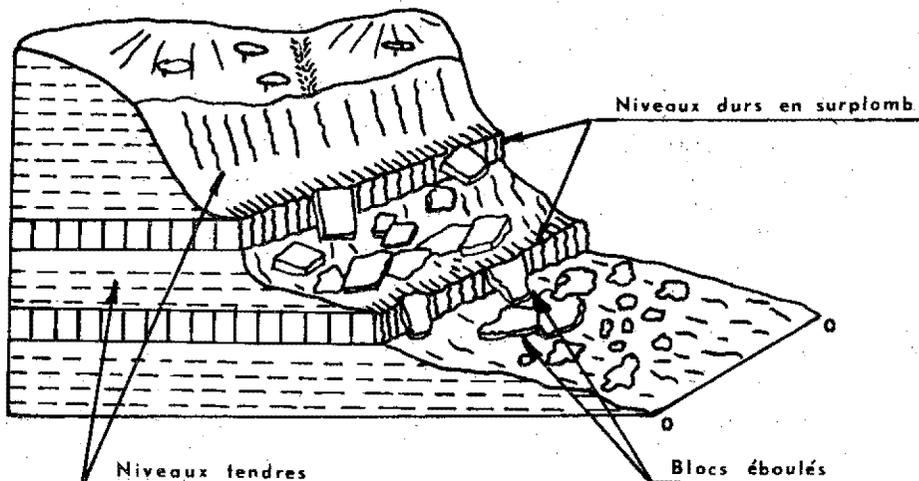
Ces sédiments se trouvent en passées interstratifiées avec les conglomérats. Très tendres, ils provoquent le surplomb de ces derniers qui, par éboulements, tombent au pied de la falaise. Les argiles sont ravinées par les eaux de ruissellement; d'autre part, lors des fortes mers, elles sont soumises aux embruns : elles s'imbibent d'eau, et deviennent pâteuses en surface; leur cohésion est alors assez bonne. Par mer calme et temps sec, l'eau s'évapore, les sels cristallisent, les argiles sont alors desséchées et craquelées : elles s'effritent très facilement. On observe dans ces argiles des niveaux plus durs parce que plus gréseux, ou même contenant des graviers, qui se trouvent également en relief.

A l'Est de la plage du Rouet, on retrouve les intercalations de conglomérats et argiles rouges, surmontées par la puissante brèche du cap de la Vierge. La gangue de cette brèche rappelle par sa couleur les formations inférieures, mais les éléments rocheux qu'elle cimente sont d'une taille très importante; ils sont assez peu usés et montrent des arêtes tranchantes : certains blocs atteignent cinq mètres cube. Cette brèche, soumise aux vents et aux embruns, montre une érosion en taffoni : le ciment est attaqué, et les blocs dégagés tombent au pied de la falaise, où ils forment un amoncellement important. Les passées gréseuses interstratifiées avec les argiles rouges montrent de plus un microfaçonnement alvéolaire en nids d'abeilles, dû également au vent et aux embruns.

### c - Les couches gréseuses, sableuses et calcaires de l'Aquitainien

Là encore, il y a alternance des niveaux durs et tendres. Le nombre élevé des niveaux rendrait fastidieuse l'étude particulière de chaque faciès : en effet, DENIZOT a relevé 32 bancs différents, représentant tout l'étage aquitainien. Il est donc plus indiqué de voir quel est le résultat de cette disposition lithologique sur l'aspect de la falaise, en prenant des exemples précis et limités.

Le modelé de la falaise, conséquence de l'alternance de bancs durs et de bancs tendres, peut être rendu de façon simple par le schéma suivant (Fig. 4).

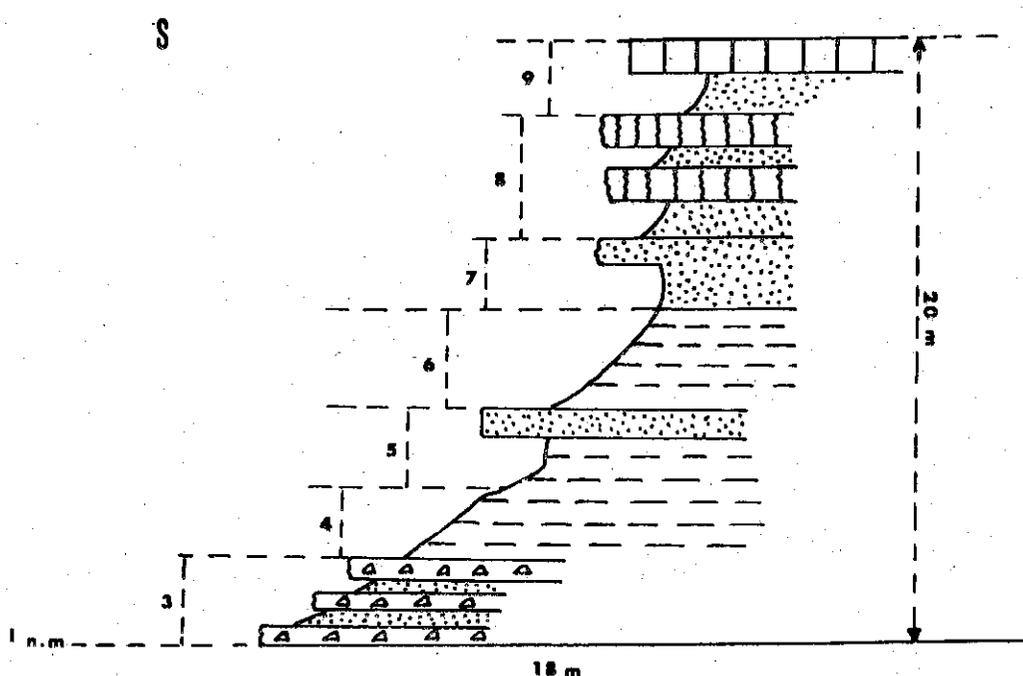


SCHEMA DE L'EROSION DIFFERENTIELLE  
DE LA FALAISE

Les bancs tendres (sables, grès, marnes), sont attaqués plus vite que les bancs plus résistants (grès durcis, molasses); cela aboutit à la formation d'un surplomb du niveau dur sur le niveau tendre; il y a en quelque sorte un banc compact dont une certaine partie, possédant une certaine masse, se trouve placée en déséquilibre sur un niveau tendre. Lorsque la masse qui n'est plus soutenue devient trop forte, le banc dur casse et tombe au pied de la falaise; il y a alors de nouveau attaque du banc tendre, nouveau surplomb et nouvelle chute; cela exige certainement un grand intervalle de temps; c'est un processus qui existe d'ailleurs de la même façon à l'intérieur des terres, mais il est très accéléré sur le littoral par l'action du vent et des embruns.

Les exemples de ce type d'évolution ne manquent pas, tout le long de la côte de Carry-le-Rouet et de Sausset. Le cap des Nautes, à l'Ouest de la plage du Rouet, est démonstratif à cet égard. (Fig. 35).

La coupe suivante montre la succession des niveaux numérotés d'après DENIZOT, et qui se comportent de façon différente. (Fig. 5).



## COUPE DE LA FALAISE SUR LE FLANC ORIENTAL DU CAP DES NAUTES

- Banc 3 : conglomérats calcaires à Lithophages et Eponges; des lits micacés et argileux s'y rencontrent, formant de petits niveaux de moindre résistance. Ce banc affleure au niveau de l'eau. Il est soumis à l'action directe des vagues qui produit une rainure littorale le long de laquelle le banc se casse.

- Banc 4 : argiles rouges et jaunâtres; ce niveau est très tendre. Soumis aux embruns, il s'humidifie périodiquement et glisse par paquets à partir de niches de décollement. Il est cependant souvent protégé par la végétation.

- Banc 5 : sables et grès avec intercalations marneuses, lits graveleux à traces ligniteuses et pyriteuses. La base de ce banc est assez tendre, tandis que le sommet, beaucoup plus dur, forme un surplomb.

- Banc 6 : marnes noirâtres; ce niveau tendre se comporte à peu près comme le banc 4.
- Banc 7 : sables jaunes durcis à Polypiers et *Teredo*; il forme une nouvelle saillie au dessus du banc précédent, atténuée à la base, car le sable y est un peu moins compact qu'au sommet.
- Banc 8 ; grès jaunâtres cariés à intercalations très sableuses à *Amussiùm subpleuronectes*.

Au dessus du banc 7 se trouve une intercalation marneuse qui met le banc 8 en surplomb, le plus important de la falaise (1,50 à 2 mètres). Ce grès présente une surface extrêmement irrégulière : il est découpé, percé de trous anastomosés. Aux endroits où la végétation le protège des embruns, comme c'est le cas un peu plus à l'Ouest, sa surface est moins cariée.

- Banc 9 : dalle rose à Polypiers, nouveau banc dur en surplomb.

On ne compte pas moins de six surplombs majeurs sur cette coupe. C'est dire l'importance des éboulements sur le recul de la falaise; son pied est d'ailleurs constitué par un amoncellement de blocs qui s'en sont détachés.

Souvent, l'éboulement s'interrompt latéralement, la masse en surplomb n'étant pas assez importante.

La morphologie des falaises des caps Rousset et Barqueyroute, plus à l'Ouest, est semblable à la précédente : les niveaux qui les composent sont les mêmes que ceux du cap des Nautes auxquels s'ajoutent les niveaux supérieurs qui apparaissent graduellement vers l'Ouest à cause du faible pendage.

## 2 - Erosion des falaises burdigaliennes (cap Couronne)

L'érosion différentielle de la falaise aquitanaïenne, due à la multiplicité et à la diversité des horizons qui la constituent, se retrouve de la même façon dans la falaise burdigalienne des environs du cap Couronne. A cet endroit, la falaise est beaucoup moins élevée qu'au cap des Nautes (décroissance générale d'altitude de la Nerthe vers l'Ouest). A la base, elle est constituée par les bancs 41 et 42, dont les sables et grès sont beaucoup moins résistants que la "molasse rose de la Couronne" affleurant au sommet de la falaise; des énormes blocs de molasse se sont détachés et sont tombés à son pied.

A la calanque de Beaumaderie, les éboulements de la falaise sont préparés par un système de diaclases dessinant un réseau losangique. On peut y voir un éboulement frais, datant de l'hiver 1961 - 1962. La base de la falaise est constituée par une série renversée à pendage sub-vertical, allant de l'Aptien au Sannoisien, dont l'étude détaillée est en cours; la base de la falaise, au Sud de la série de calcaires lacustres sannoisiens, est fortement sapée : le surplomb au niveau de l'eau atteint 5 à 6 mètres; c'est là que les éboulements ont le plus d'ampleur.

Il est à remarquer que l'on n'observe généralement pas de surplomb plus important au bas de la falaise (dans la zone d'attaque directe de la mer), que dans sa partie médiane ou à son sommet, qui ne sont plus soumis qu'à l'action des embruns. Ainsi, au cap Rousset, le banc 22 (assise gréseuse à traces charbonneuses et ligniteuses, tendre) affleure au niveau de l'eau. Le surplomb du banc 23 qui en résulte est important, de l'ordre de deux mètres. Il ne l'est cependant pas plus que ceux situés plus haut dans la falaise : au-dessus du banc 23 se trouve l'assise 24, talus de marnes bleues très ravinées et glissant par paquets à partir de petites niches de décollement; au-dessus, l'assise 26 est en surplomb, du même ordre de grandeur que celui du pied de la falaise. Les blocs éboulés des bancs 25 et 26 parsèment la grève.

Il est indéniable, d'autre part, que les blocs tombés de la falaise et éparpillés à son pied, constituent une protection naturelle contre l'attaque directe et mécanique de la mer. Cela est net à la pointe de certains caps, comme le cap de la Vierge, au pied duquel se trouvent les énormes blocs de brèche tombés de la formation située au-dessus des grès et des poudingues du Rouet. A la pointe d'autres caps, comme le cap Rousset, les vagues perdent une partie de leur énergie en franchissant le platier, puis se brisent contre l'amoncellement de blocs.

De même, de la Pointe Riche jusqu'à l'anse du Grand Vallat, les blocs de molasse burdigalienne protègent la falaise. Leur volume et leur poids est souvent très important (5 à 6 mètres cubes, plusieurs tonnes), et la mer ne peut les déplacer tels qu'ils sont : elle doit auparavant les ré-

duire à des dimensions plus modestes. Cependant, je n'ai assisté sur ce littoral qu'à des tempêtes de force moyenne; il est possible que lors des tempêtes exceptionnelles, la falaise soit atteinte par la mer et qu'elle évolue plus vite, pendant le court laps de temps où sévit la tempête, que durant de longs mois de calme.

### 3 - Les plates-formes rocheuses

A certains endroits de la côte comprise entre la plage du Rouet et Martigues, la mer doit franchir une plate-forme de faible profondeur avant d'atteindre le rivage. Cette plate-forme n'existe pas partout : les plus développées se trouvent de façon générale à la pointe et sur les flancs des caps, mais également le long du plan de Sausset et à l'Ouest du cap Couronne, là où la côte s'abaisse et où la falaise n'existe plus. Leur morphologie est diverse; elle est subordonnée surtout à la nature lithologique de la couche qui les constituent.

#### a - Extension

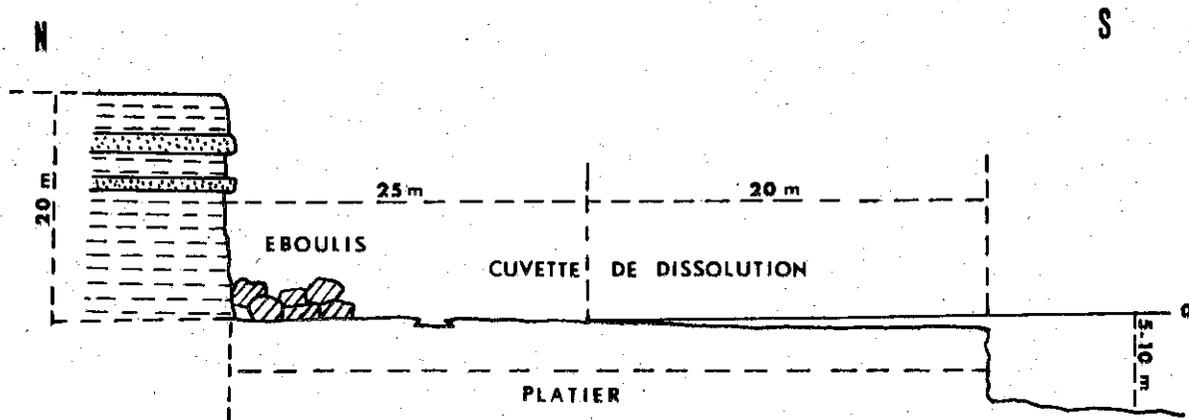
Quelques reconnaissances en plongée libre m'ont permis de délimiter les plates-formes vers le large. Il convient de distinguer deux secteurs :

##### - A l'Ouest de Carro

La plate-forme rocheuse s'étend très loin en mer, en formant des hauts-fonds dont la présence constitue un danger pour la navigation (ragues d'Arnette). Cependant, les fonds faibles près du rivage (1 - 2 m. à une distance de 20 m.), deviennent plus importants au fur et à mesure que l'on s'éloigne : la plate-forme descend en pente douce sous la mer, en prolongeant les plateaux de l'arrière-pays dont il a été question plus haut.

##### - A l'Est de Carro

Les platiers situés à la pointe des caps ont une extension bien moindre que dans le cas précédent. Ils ne se poursuivent pas en pente continue, mais sont limités vers le large par une rupture de pente dominant des fonds de 5 à 10 mètres. Ainsi au cap Sainte-Croix, la partie immergée du platier ne mesure qu'une dizaine de mètres; on se trouve ensuite en présence d'un à-pic formant en quelque sorte une falaise immergée. C'est en abordant cette rupture de pente que les vagues déferlent. (Fig. 6).



### COUPE MORPHOLOGIQUE DU CAP SAINTE-CROIX

#### b - Morphologie

##### - Pointe de Carry

A la pointe de Carry, on observe une plate-forme rocheuse entièrement découverte par temps calme, mesurant environ 50 mètres du pied de la falaise au niveau de la mer. Elle est formée par le

banc 29 de la classification de DENIZOT : banc gréseux dur, rose foncé, à Polypiers. Sa surface est extrêmement irrégulière et parsemée de mares. Au bord de l'eau, l'action de dissolution est maximale, la roche est déchiquetée en un véritable lapiaz littoral. Au-dessus de ce lapiaz, les mares ont un diamètre de 1,5 à 2 mètres; elles sont parfois coalescentes et communiquent avec la mer par un chenal étroit. Leur profondeur n'excède pas 20 centimètres; le fond est plat, tapissé de *Melaraphe neritoides*. A la cassure, la roche montre une tranche de 1 centimètre verdie par les Cyanophycées endolithes. Plus haut, les cuvettes sont plus petites (10 centimètres de diamètre). On note, de plus, de nombreuses rigoles d'écoulement. Autour des cuvettes, la roche est creusée de cupules de 2 à 5 centimètres de diamètre, qui peuvent être l'amorce des grandes cuvettes.

#### - Plan de Sausset

A l'Ouest du port de Sausset affleure une couche sableuse, dure à la base et friable au sommet (banc 43). Le sable est attaqué plus vite que les parties durcies : la grève est formée par des boules de sable dur enchâssées dans le sable meuble, séparées par des flaques de dissolution atteignant une très grande taille. (Fig. 36).

Au bas de la grève, les flaques sont remplies d'eau à peu près en permanence : je ne les ai vues asséchées qu'au cœur de l'été, au moment où l'insolation est maximum et où la mer est calme; dans ce cas, le fond des mares est recouvert d'une couche de sel. Au sommet du platier, les mares sont renouvelées moins fréquemment et s'assèchent plus facilement. Cependant j'ai pu voir, au cours d'une forte tempête de vent d'Est (4, 5, 6 novembre 1962), que toutes les flaques étaient fonctionnelles, les vagues déferlant jusqu'au sommet du platier. Enfin, certaines mares contiennent des galets.

#### - Cap Sainte-Croix

A la pointe du cap Sainte-Croix, la partie émergée du platier rocheux mesure environ vingt mètres, de la falaise au niveau de l'eau. Son aspect est différent de celui des plates-formes déjà décrites. En effet, au lieu d'être isolées, les flaques situées sur une même perpendiculaire à la ligne du rivage, sont réunies par d'étroites rigoles par lesquelles s'écoule le trop-plein d'eau lorsque les vagues alimentent les mares.

On est donc en présence d'un système de chenaux grossièrement parallèles, comportant des élargissements correspondant aux mares et des rétrécissements correspondant aux rigoles. Les mares sont de grande taille : 5 mètres dans la plus grande dimension, et profondes : 30 - 50 centimètres. Là encore, tout le platier est envahi par la mer lors des tempêtes de Sud-Est, alors que, par temps calme, seule l'eau des flaques inférieures est régulièrement renouvelée, le faible ressac ne suffisant pas à refouler l'eau dans les rigoles.

#### - Environs des Laurons

C'est dans cette région que les phénomènes de dissolution prennent le plus d'ampleur, notamment dans le voisinage de la doline dont il a été question plus haut. La mer y utilise en effet les lignes de faiblesse (fractures) et les puits de dissolution karstique qu'elle reprend et agrandit.

#### 1) - Zonation des formes de dissolution :

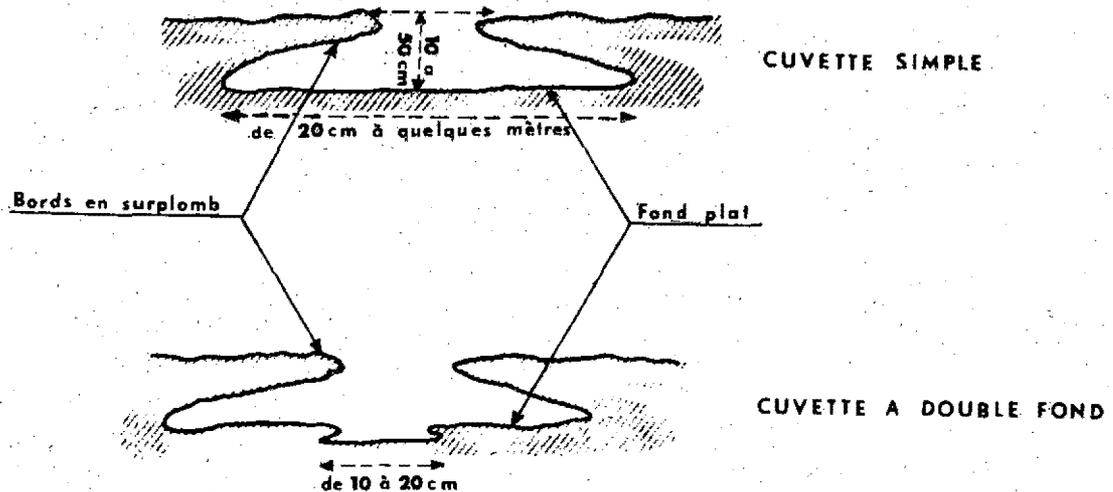
- La partie inférieure de la plate-forme supralittorale est constituée par une zone où les flaques sont devenues coalescentes et communiquent directement avec la mer, en sorte qu'elles ne retiennent plus l'eau; c'est la zone du lapiaz littoral : vasques très profondes (parfois plus d'un mètre) séparées par des crêtes très aiguës et déchiquetées.

- Plus haut, les mares sont fonctionnelles : elles retiennent l'eau projetée par les vagues de tempête. La largeur de la zone soumise à la dissolution est d'environ 20 mètres; les enduits d'Algues unicellulaires épilithes et endolithes lui donnent une teinte sombre, tranchant sur la couleur blanche de la roche non altérée.

- Enfin, à la partie inférieure du platier s'observe une rainure d'abrasion littorale qui peut former un surplomb atteignant 1,50 mètre de profondeur, (visor), au-dessus du trottoir à *Lithophyllum tortuosum*. Ces formes de dissolution sont voisines de celles qui affectent les calcaires urgoniens du massif de Marseilleveyre.

## 2) - Morphologie et origine des mares :

- C'est certainement dans cette région que les mares de dissolution présentent leur morphologie la plus typique. Leur taille est très variable : de quelques dizaines de centimètres à plusieurs mètres : j'ai en effet observé une mare de dix mètres de diamètre à la pointe de Bonnieu. Leur fond est plat et horizontal, généralement recouvert par un peuplement de *Melarabhes neritoïdes*. Les bords sont en surplomb, pouvant atteindre parfois 50 centimètres de profondeur (Fig. 37). Il n'est pas rare de trouver dans la cuvette des fragments de ce surplomb, ce qui montre que la mare évolue non seulement par dissolution, mais aussi par rupture de ses bords; cela doit se produire lors des déferlements des vagues de tempête. Certaines flaques montrent deux fonds de dissolution étagés, bordés par deux surplombs différents, l'inférieur étant moins marqué; le deuxième fond est probablement dû à la corrosion par la cristallisation des sels, pendant la période estivale, tandis que le surplomb supérieur correspond à la dissolution lorsque la mare est pleine (surtout période hivernale). (Fig. 7).



## COUPES SCHEMATIQUES DES CUVETTES DE DISSOLUTION

### - Remarques sur la formation des mares

Certains bancs se prêtent facilement à la dissolution sous forme de vasques, alors que d'autres semblent réfractaires. Cela tient soit à une différence de teneur en calcaire, soit à une différence de texture de la roche.

Les mares de cette région se développent préférentiellement le long des nombreuses fractures qui accidentent la molasse burdigalienne. Les flaques circulaires sont souvent une simple reprise de puits de dissolution karstique terrestre.

### 3) - Conclusion : l'érosion du platier

Vis-à-vis des actions érosives de la mer, la partie immergée du platier ne se comporte pas de la même façon que sa partie émergée.

#### - La partie immergée

L'érosion y est très faible. Dès que la profondeur devient supérieure à deux mètres, des peuplements alguaux denses se développent, protégeant la roche contre le déferlement; seuls les animaux perforants y sont susceptibles de désagréger la roche. Par contre, pour des profondeurs inférieures à deux mètres, on note une nette diminution des Algues, tandis que la roche présente des marmites d'érosion et des surfaces polies dues à l'abrasion par les galets.

## - La partie émergée

Deux formes de dissolution principales existent sur les platiers : d'une part les lapiaz littoraux qui affectent une bande côtière faible, de l'ordre de deux à cinq mètres suivant l'exposition; d'autre part les mares de dissolution, de morphologie variable. Dans tous les cas, pour que les mares se forment, il faut que la roche ait une forte teneur en calcaire, et que la plate-forme soit la plus horizontale possible. A Sausset, les mares sont liées à l'hétérogénéité de la couche de grès dur enchâssé dans du sable meuble. A Sainte-Croix et dans la région des Laurons, mares et rigoles sont alignées suivant des fractures parallèles, ou sont dues à la reprise d'anciens puits de dissolution karstique. La mare de dissolution type montre un fond plat et horizontal, des bords anguleux et en surplomb. Cependant, cette forme n'est pas partout parfaite, car certaines cuvettes sont surcreusées mécaniquement par les galets brassés par forte mer.

Quant au mécanisme de la dissolution, il en sera question dans un chapitre ultérieur.

## CHAPITRE II

### LE LITTORAL DU MASSIF DE MARSEILLEVEYRE

Nous avons vu, dans le chapitre précédent, la description des côtes situées à l'Ouest de Marseille. A l'Est de la baie de Marseille, baie structurale creusée dans le bassin d'effondrement tertiaire, le littoral constitue la limite méridionale du massif de Marseilleveyre-Puget : jusqu'à Cassis, il présente une grande continuité du point de vue géologique et morphologique.

#### I - GEOLOGIE et MORPHOLOGIE

##### 1°) Géologie

Les principaux étages géologiques affleurant sur ce littoral sont : le Valanginien, l'Hauterivien, le Barrémien de faciès urgonien. (Fig. 8).

- Le Valanginien est représenté par une série calcaire dans laquelle s'intercale une série marnocalcaire ou marneuse verdâtre.

- L'Hauterivien est marneux à la base; au-dessus vient une assise de calcaires durs rougeâtres, chargée de silex. Un dernier horizon marneux achève l'étage; il est cependant très réduit et peut même manquer.

- L'Urgonien constitue la plus grande partie du littoral. C'est une puissante formation calcaire, épaisse de 250 à 300 mètres. Les bancs sont soit réguliers, soit massifs et mal lités. Le calcaire blanc est très dur et compact, résistant bien aux agents d'érosion.

Le massif de Marseilleveyre est accidenté de petits plis aigus et couchés. De nombreuses failles, bien visibles de la mer, décalent les bancs. Enfin, le calcaire présente des cassures sans rejet en nombre considérable, dont la présence a facilité le développement de la karstification.

##### 2°) Caractères morphologiques

###### a- Les calanques

Le terme calanque désigne, de façon générale, toute vallée sèche, dont la partie inférieure a été envahie par la mer. Elles existent un peu partout sur le littoral provençal (calanque du Verdon à l'Ouest de Marseille, calanque de Figuerolles à la Ciotat), mais les plus typiques et les plus pittoresques sont celles du massif de Marseilleveyre-Puget. Les calanques ont été longuement décrites par différents auteurs; je m'efforcerai ici de résumer leurs principaux caractères et les hypothèses émises quant à leur formation. Selon la définition précédente des calanques, on peut distinguer :

### - Les vraies calanques

Dans ce groupe se rangent les deux catégories de DENIZOT : calanques courtes et calanques longues. Les premières sont caractérisées par un ravin court à très forte pente, mais dont la ligne de thalweg peut toujours être précisée et se poursuit sous la mer. Telles sont les calanques de Saména, de Riou, de Podestat. Les ravins débouchant sur les secondes sont beaucoup plus longs et les thalwegs sont nettement tranchés dans la topographie : leur nombre est limité, les calanques de Callelongue, Mounine, Sablière, Sormiou, Morgiou, Sugiton, En-Vau, Port-Pin et Port-Miou entrent dans cette catégorie.

### - Les fausses calanques

Ce groupe correspond aux calanques obtuses distinguées par G. DENIZOT. Ce sont des échancrures découpées net sur le littoral, sans aucun rapport avec les lignes de thalweg. Le type en est la calanque de la Triperie, sur le revers Ouest du cap Morgiou, qui se présente comme un hémicycle bordé par une haute muraille. L'aspect de cette calanque est incontestablement celui d'une reculée karstique, d'autant plus qu'il existe une grotte sous-marine dans sa partie médiane, sur le trajet d'une diaclyse.

On peut également ranger dans ce groupe toutes les calanques correspondant au dégagement par la mer des brèches de faille, ou à l'élargissement des fractures; ainsi la calanque du Mauvais Pas est creusée à l'endroit où le Valanginien est en contact par faille avec le Portlandien du Mont-Rose. Les deux petites criques situées sous le sémaphore de Callelongue, immédiatement à l'Est de la calanque, sont creusées dans une brèche à gros blocs d'Urgonien cimentés par des lits de calcite stalagmitique rosé. Enfin, toutes les échancrures de l'île Jarre se trouvent sur le trajet de failles ou fractures que l'on peut suivre sous l'eau, où elles sont considérablement agrandies.

Les auteurs sont presque unanimes à ranger les calanques parmi les formes de submersion, due à une élévation eustatique du niveau de la mer. Cependant, J. CHARDONNET attribue la formation des calanques à la dissolution karstique au-dessous du niveau de la mer : il y aurait eu effondrements des voûtes des réseaux souterrains, envahis par la mer dès leur formation; en ce sens, toutes les grottes sous-marines de ce littoral, et elles sont nombreuses, seraient des calanques en puissance.

G. CORROY, C. GOUVERNET, I. CHOUTEAU, A. SIVIRINE, R. GILET, J. PICARD, pensent que les calanques de Port-Miou, Port-pin et En-Vau sont d'origine karstique, alors que la formation de Morgiou et Sormiou fait intervenir le ruissellement et l'activité des eaux des émergences de failles.

Dans une intéressante mise au point, J. NICOD reconnaît le rôle joué par les phénomènes de karstification dans le cas de certaines découpures de la côte, comme les calanques de l'Oule et de la Triperie; il reste néanmoins partisan à juste titre, de la définition classique de la calanque, forme de côte de submersion, la plupart des indentations étant des formes subaériennes noyées par la transgression flandrienne.

Reste le problème de l'âge et des conditions de creusement des calanques. J. CORBEL pense que les conditions d'origine étaient périglaciaires humides, l'évolution finale étant liée à une transgression marine sous climat tempéré, assurant la conservation des versants. J. NICOD semble favorable au creusement préflandrien. Sans doute s'agit-il en fait d'un creusement en plusieurs cycles, liés aux variations climatiques, et notamment à la pluviosité.

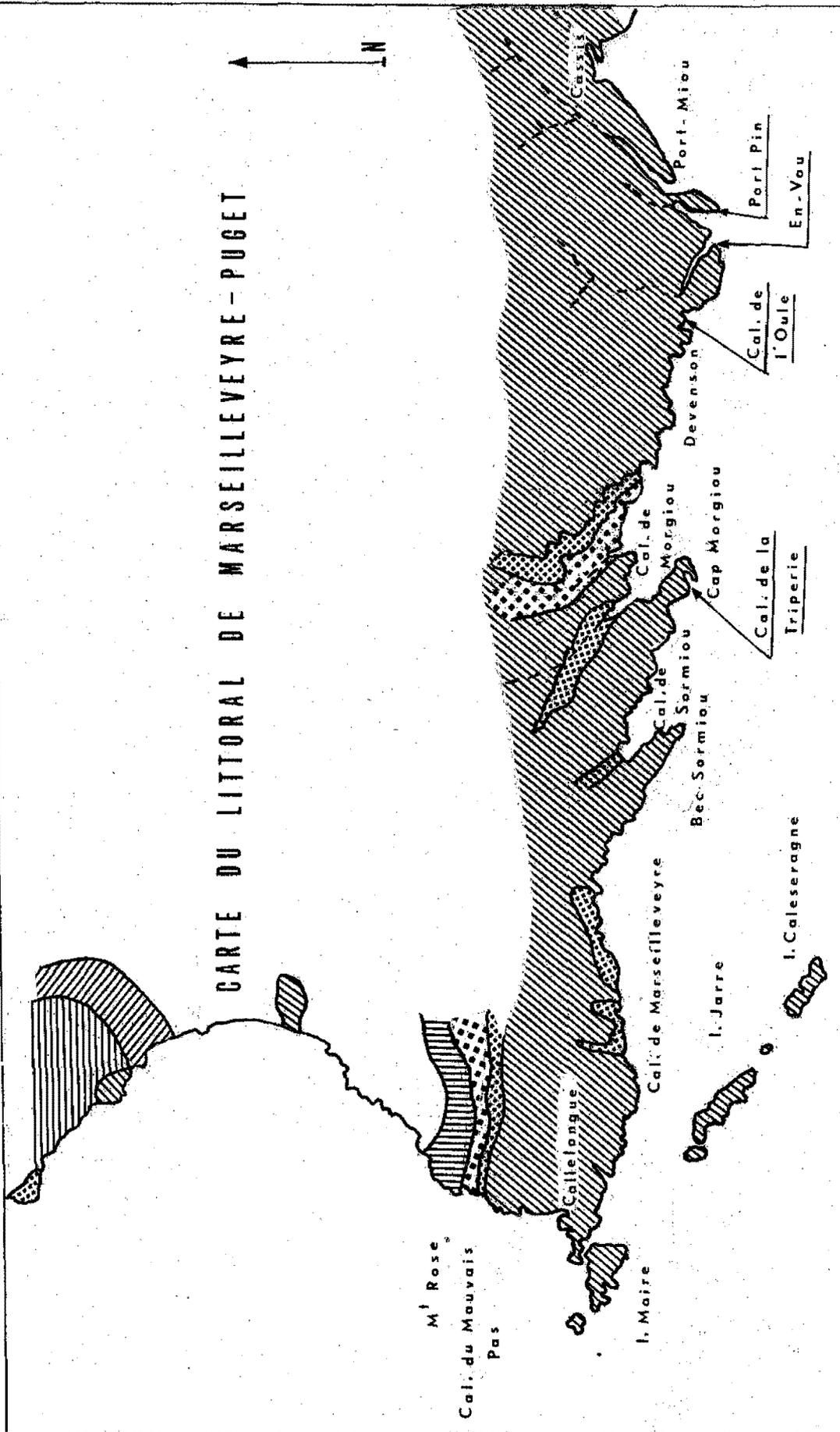
### b- La morphologie karstique littorale et sous-marine

Les phénomènes de dissolution karstique, déjà signalés à propos de la côte au Sud de Martigues, prennent toute leur importance sur le littoral de Marseilleveyre-Puget. L'île Jarre fournit un bon exemple de cette morphologie, sur un secteur limité. Les nombreuses grottes sous-marines sont le résultat de l'envahissement et du déblaiement de ce karst par la mer.

### - L'île Jarre

Cette île fait partie de l'archipel de Riou, entre Maïre et Riou, à une distance d'environ un demi-mille de la côte; sa forme est très allongée dans la direction SE - NW; dans sa plus grande longueur, elle mesure deux kilomètres, auxquels il faut ajouter les 500 mètres de l'îlot de Jarron

# CARTE DU LITTORAL DE MARSEILLEVEYRE - PUGET



	VALANGINIEN		STAMPIEN
	PORTLANDIEN		URGONIEN
	DOLOMIES NEOJURASSIQUES		HAUTERIVIEN
			ALLUVIONS

Echelle 1km

qui en est séparé par une faille, alors que sa largeur varie entre 60 mètres au point le plus étroit et 500 mètres au maximum.

L'île présente une morphologie karstique typique conditionnée par la tectonique. Elle est parcourue par un système de failles et fractures à peu près orthogonales, de direction N NW - S SE et E - W. Les indices de dissolution karstique sont multiples, et toujours répartis le long de ces failles. A l'extrémité W de l'île, se trouvent deux petits avens de 10 à 15 mètres de profondeur, sur le trajet de deux failles parallèles NW - SE, en partie comblés par un remplissage d'argile rouge. Sur la face Sud débouche l'amorce d'une galerie que l'on peut suivre sur 5 à 6 mètres, mais qui se trouve rapidement obstruée par un comblement argileux et gréseux fin. Les parois montrent des encoches en coup de gouge, indiquant que la galerie devait fonctionner en conduite forcée. D'autres cavités sont réparties sur toute la surface de l'île, qui est en outre extrêmement lapiazée.

A l'extrémité W. de l'île, à l'endroit où elle présente sa plus faible largeur, se situe un accident important. C'est une faille nettement marquée par la topographie, responsable du petit col du sommet de l'île. Sa direction d'abord E - W s'infléchit rapidement vers le Nord. Elle est jalonnée par une doline, puis par une grotte en partie démantelée par la mer. La doline est de type dinarique, d'une netteté de forme comme il est rarement donné d'en voir; c'est une cuvette circulaire de 16 mètres de diamètre et 2 mètres de haut dont le fond est comblé par un remplissage de planchers stalagmitiques et de grès, unis par des argiles rouges. Immédiatement après la doline on trouve, sur la même faille, une grotte en partie démantelée, montrant les mêmes restes de remplissage (planchers stalagmitiques, argiles) que la doline. La faille se poursuit sous l'eau au-delà de la grotte; une dernière grotte, sous-marine celle-là, en marque la terminaison.

Ce secteur limité est donc l'exemple d'une morphologie karstique (doline, grottes), dont la plus grande partie est restée émergée. Nous verrons plus loin, avec le plateau du Veyron, une morphologie semblable, complètement submergée.

#### - Les grottes sous-marines

Le littoral de Marseilleveyre-Puget présente un grand nombre de grottes sous-marines d'origine karstique, qui ne sont certainement pas toutes recensées.

- Grottes semi-marines : Grotte des Keïrons et du Capélan (J.J. BLANC, 1956).

La grotte des Keïrons, entre les calanques de Marseilleveyre et de Podestat, est creusée dans la barre à silex de l'Hauterivien moyen. Elle montre des traces de remplissage gréseux quaternaire, cimentés par des planchers stalagmitiques. La grotte communique avec la mer par l'intermédiaire d'un siphon. L'ensemble du remplissage est préflandrien.

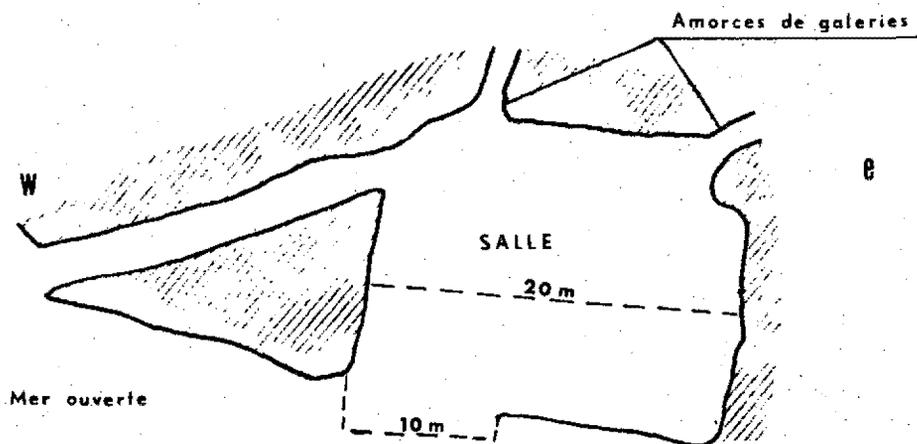
La grotte du Capélan est creusée à l'extrémité du Bec de Sormiou, à la faveur d'un faisceau de failles convergentes. Elle comporte un couloir terrestre de 20 mètres de long environ, encombré de blocs éboulés et d'argiles rouges. La mer a envahi la partie inférieure de la grotte, en formant un petit lac. Le passage en mer ouverte se fait par un siphon de 3 mètres de long. Les remplissages de terra rossa concrétionnés sont creusés de marmites.

- Grottes marines proprement dites : Grottes de la Triperie et du Figuier.

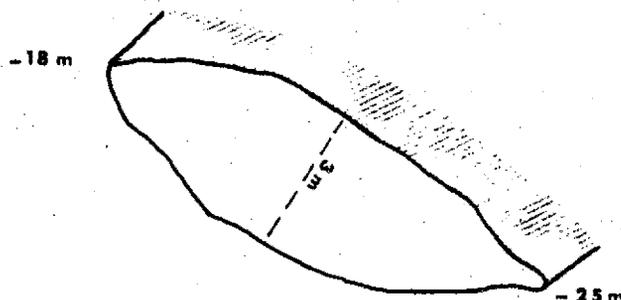
Au centre de la calanque de la Triperie, dont l'hémicycle entaille le revers occidental du cap Morgiou, s'ouvre une grotte sous-marine sur le trajet d'une faille verticale décalant les bancs de calcaire urgonien. Son porche est une fente verticale de 11 mètres de hauteur, le sommet étant à - 5 mètres et le fond à - 16 mètres; sa largeur est d'environ 3 mètres. La grotte mesure une cinquantaine de mètres en longueur, puis se poursuit par des boyaux dont l'étroitesse rend l'exploration dangereuse. Elle présente dans sa partie centrale une poche d'air où la compression due aux vagues provoque la condensation de la vapeur d'eau sur les masques de plongée; cette chambre doit certainement subir de fortes pressions lors des grosses mers. Le fait marquant est la présence de très belles concrétions de calcite, dans un parfait état de conservation : ce sont des stalactites et des draperies descendant du plafond, revêtues d'un enduit noir (sels de manganèse). La fraîcheur de ces stalactites montre combien l'érosion marine est faible dans ce secteur et qu'il est nécessaire, pour qu'il y ait dissolution de la calcite, que la roche soit alternativement immergée et émergée.

Une autre grotte sous-marine se trouve dans la crique située immédiatement à l'Ouest de la Triperie, baptisée calanque du Figuier. Elle s'ouvre à une profondeur nettement supérieure à la précédente, entre -18 et -25 mètres, par une fente presque horizontale correspondant à un joint de stra-

tification, orienté E-W. Ce porche donne accès à une grande salle, d'environ 20 m de diamètre, encombrée de blocs et dépourvue de cristallisations de calcite. Deux galeries y débouchent; la plus occidentale est d'abord horizontale, puis se redresse et débouche obliquement en mer ouverte, constituant une deuxième entrée de la grotte. (Fig. 9).



### SCHEMA DE LA GROTTE DU FIGUIER



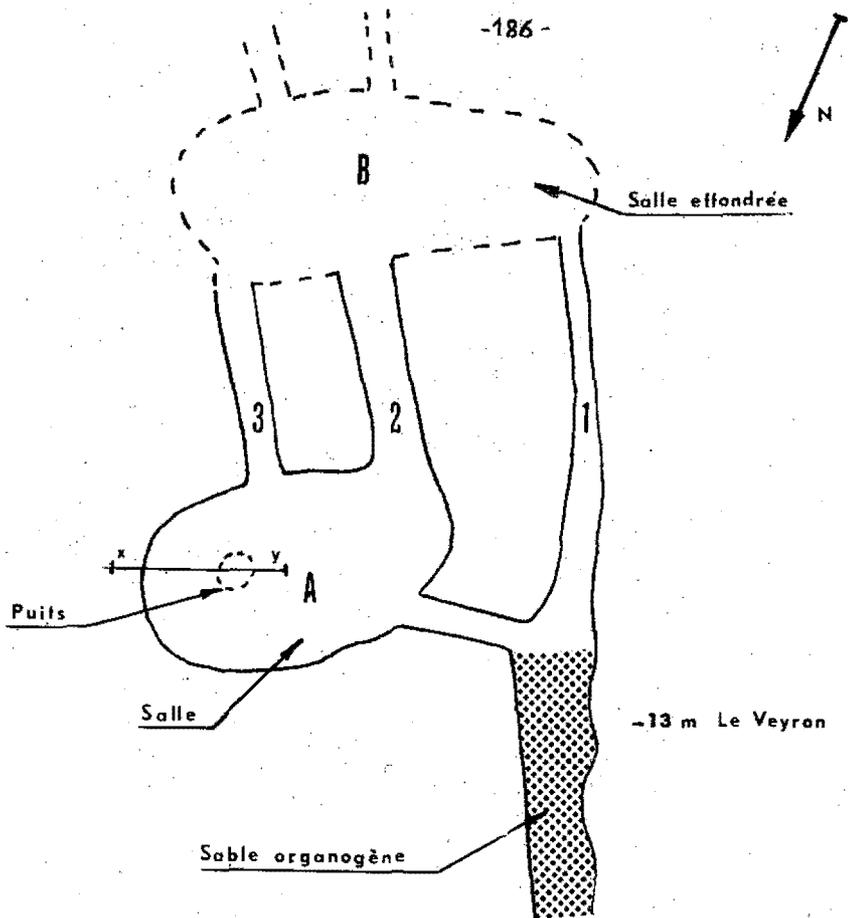
### SCHEMA DE L'ENTREE PRINCIPALE

Il est à noter qu'il existe un grand nombre de cavités karstiques au-dessus du niveau de la mer, mais qu'elles sont toutes comblées. Si l'on admet le même âge de creusement pour les grottes sous-marines et terrestres, on conçoit que la mer a eu un rôle important dans le déblaiement des formations meubles comblant les grottes.

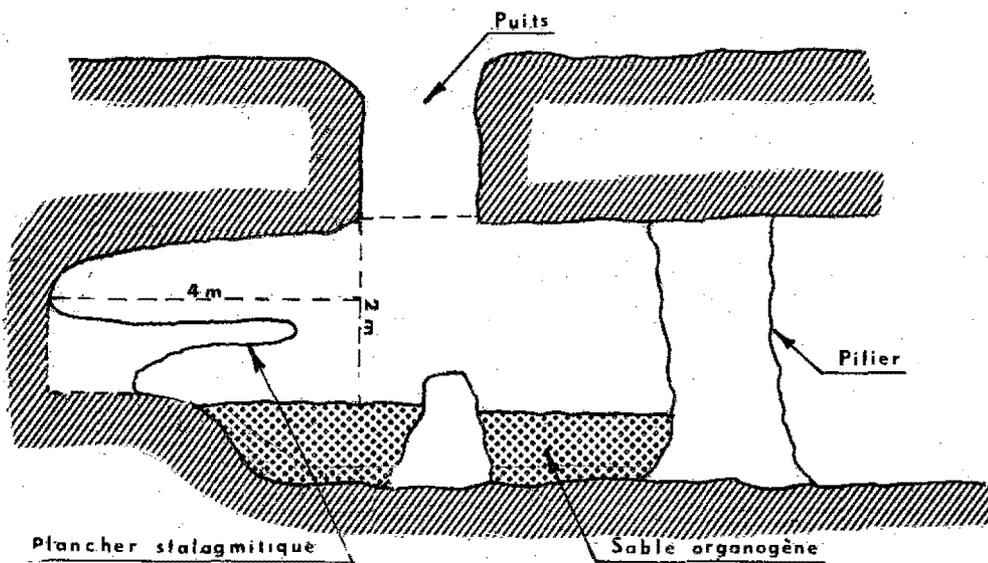
#### Le banc du Veyron

##### 1° - Situation

A un mille environ dans le Nord-Est de l'île de Planier s'étend un plateau rocheux formant haut-fond, dont le sommet, dénommé le "Veyron" sur la carte marine, s'élève à une profondeur de de - 13 mètres. Plus près du Planier, à environ un quart de mille, se trouve un autre pointement rocheux, le Souquet, à une profondeur de - 1,3 mètre. Ces deux bancs sont les vestiges d'une crête, aujourd'hui sous-marine, prolongeant l'île de Planier vers le N - E. Des recherches géophysiques récentes, dont les résultats ne sont pas publiés à ce jour, ont été effectuées dans ce secteur. La méthode de séismique-réflexion (MURAOÛR) a mis en évidence deux surfaces de discontinuité, l'une à - 300 mètres, l'autre à - 800 mètres, cette dernière correspondant sans doute au socle méta-



### PLAN SCHEMATIQUE DU RESEAU KARSTIQUE DU VEYRON



### COUPE DE LA SALLE A (EN XY)

morphique; la méthode à ultra-sons dite "boomer" (LEENHARDT) a montré sous le remplissage sableux et vaseux, un profil en dents de scie correspondant aux pitons et aux dépressions de morphologie karstique dont fait partie le plateau du Veyron.

A partir du sommet à - 13 mètres, le fond descend assez brusquement vers le Nord (- 50 mètres), en pente douce vers l'Est et le Sud (- 25 mètres). Vers l'Est, l'herbier de Posidonies s'installe par place sur la roche, soulignant le réseau de diaclases sub-horizontales qui découpe le banc. De toutes parts, le plateau est entouré par des fonds sableux.

## 2° - Géologie

Le banc du Veyron a été étudié au cours de plusieurs plongées en scaphandre autonome. Quelques échantillons de roche ont été prélevés directement, ces prélèvements se sont avérés difficiles, tant à cause du développement de concrétions d'ordre biologique sur la roche, que de la présence de concrétions calcaires de grottes (planchers et stalactites). Il n'est pas possible, en plongée, de faire la différence entre ces diverses concrétions et la roche elle-même. De ce fait, de nombreux échantillons se sont révélés inutilisables.

La roche est le plus souvent altérée. Elle montre une tranche de 0,5 à 3 centimètres d'épaisseur cariée par les Eponges *Cliona* et la Polychète *Polydora*, recouverte par un concrétionnement de Bryozoaires. Les petites fissures de la roche sont envahies par des dendrites de manganèse.

Macroscopiquement, la roche est un calcaire, variant de la calcilutite à la calcarenite suivant les échantillons. En plaque mince, on observe surtout des plages broyées et recristallisées et quelques plages saines (cela s'explique par le grand nombre de failles et fractures accidentant le plateau). Les rares plages saines contiennent des Foraminifères en abondance : Textulaires, Globigérines, Miliolés, Lagénides. Les Orbitolines, caractéristiques du Barrémien supérieur, sont présentes, bien que peu nombreuses. Enfin, on note quelques articles de Dasycladacées. En résumé, le banc du Veyron appartient au Barrémien supérieur, les échantillons récoltés ne permettant pas une précision plus fine.

En outre, plusieurs échantillons de stalactites en calcite fibreuse et de planchers stalagmitiques, ont été remontés. Ces derniers ont une teneur en calcite de 65 %, ce qui dénote une forte teneur en argile.

## 3° - Le karst (Fig. 10)

Le banc du Veyron est parcouru par un réseau de galeries d'origine manifestement karstique. Le pointement rocheux à - 13 mètres forme vers l'Ouest un tombant plus raide, jusqu'à - 25 mètres, ce qui représente un abrupt de 12 mètres. Au pied de cette "falaise" se trouve un chenal à ciel ouvert de 5 mètres de long dans la direction SN, envahi par le sable, selon une fracture N NW - S SE. (Fig. 39).

Il est prolongé vers le Sud par le boyau (1), long d'une dizaine de mètres, de section circulaire allant en se rétrécissant.

Sur la paroi Est du chenal s'ouvre une courte galerie (2 mètres) de direction E - W, donnant accès à une salle (A). Celle-ci a une section elliptique; elle a environ 2 mètres de haut et 6 mètres de large. Son plancher est recouvert de sable organogène, et plusieurs piliers joignent le plancher au plafond. Sur les parois, on observe un plancher stalagmitique (constant également dans les galeries, à la profondeur de - 21 mètres). Le plafond est percé d'un puits vertical de 5 mètres de haut sur 2 mètres de large.

De la salle A partent deux galeries principales, de directions sensiblement parallèles NNW - S SE. Elles sont longues de 15 mètres, hautes de 1,50 à 2 mètres, larges de 4 à 5 mètres. Elles aboutissent toutes deux, ainsi que le boyau (1), à une sorte de salle (B) à plafond effondré, se trouvant donc à ciel ouvert. De la salle (B) partent un grand nombre de petites galeries, dans les directions N NW - S SE et E - W, impossible à explorer parce que d'un diamètre trop petit.

Les galeries sont donc alignées suivant deux directions principales : N NW - S SE (340°) et E - W (280°). Ces directions sont les mêmes que celles des fractures que l'on peut observer sur la partie orientale du banc. L'écoulement des eaux se faisait probablement suivant ces deux directions de failles ou diaclases. Les galeries sont de façon générale dans un mauvais état de conservation; les plafonds notamment, sont crevés en maints endroits. Cela peut être dû, soit à une grande ancienneté du karst, soit à une érosion marine importante à cet endroit.

## Age du creusement des grottes sous-marines

Toutes les grottes sous-marines dont il a été question se trouvent à des profondeurs comprises entre 0 et - 25 mètres. La profondeur maximum où l'on ait trouvé des grottes sous-marines est - 45 mètres (Pointe Cacao à Port-Miou). Le creusement s'est donc effectué par un niveau inférieur d'au moins 50 mètres au niveau actuel, en admettant que toutes les grottes soient du même âge. La régression préflandrienne, d'amplitude supérieure à 40 mètres sur les côtes provençales, conviendrait parfaitement au creusement d'un tel karst. Mais le cas du banc du Veyron semble différent : en effet, même en admettant une régression de l'ordre de 50 mètres, le banc du Veyron aurait été entouré d'eau de toutes parts, se trouvant en quelque sorte dans la position de l'île Jarre à l'heure actuelle; d'où seraient donc venues les eaux douces capables de creuser un karst de l'ampleur observée au Veyron?

Il faudrait donc admettre soit un creusement d'âge préflandrien suivi par un effondrement ou une flexuration du plateau du Veyron, soit un creusement plus ancien, peut-être du cycle pontien.

## II - L'ÉROSION

### 1°) Conditions océanographiques

L'orientation générale E - W du littoral de Marseilleveyre-Puget conditionne son exposition particulière aux vents du secteur Est. Les vents du N et de l'W donnent des vagues qui arrivent très obliquement à la côte, sauf à l'W de Callegongue où la côte prend une direction NW-SE. (Fig. 11 et 12).

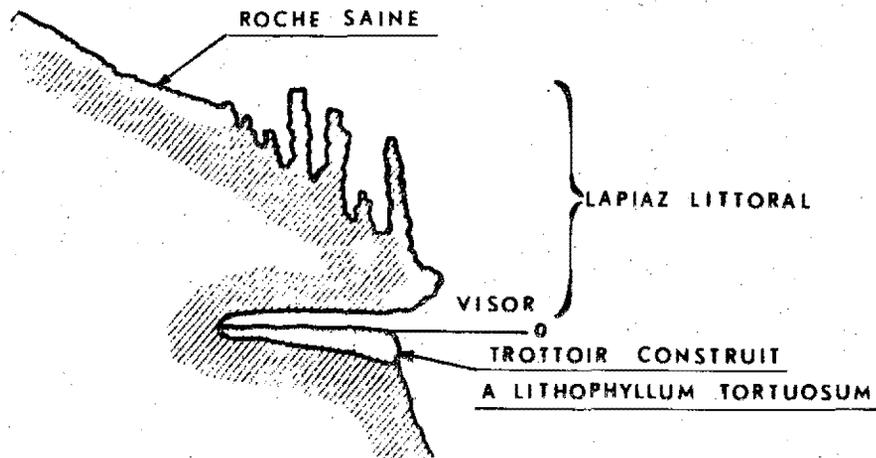
Les calanques sont des milieux à régime hydrodynamique très particulier, étudié par J.J. BLANC (1959). Leur orientation NW - SE en fait des zones abritées des vents du N et de l'W, tandis que les vents du S et de l'E y produisent des vagues pénétrant largement dans la calanque. Cet apport d'eau en surface est compensé par un courant de fond (undertow) qui érode les mattes d'herbier de Posidonies.

### 2°) L'érosion ancienne : déblaiement des karsts comblés

Le rôle érosif principal de la mer a été de déblayer, au cours de la transgression flandrienne, les anciennes venues karstiques colmatées par les remplissages anté-flandriens. Ainsi se sont formées la plus grande partie des grottes sous-marines. Il est fort probable, par exemple, que si l'île de Jarre s'enfonçait sous les eaux de façon complète, on obtiendrait une morphologie comparable à celle du plateau du Veyron : les nombreuses galeries comblées seraient déblayées, ainsi que la doline qui donnerait un puits d'effondrement semblable à ceux qui crèvent le plafond des salles du Veyron.

### 3°) L'érosion actuelle : la dissolution littorale du calcaire

L'érosion actuelle de la mer sur les calcaires urgoniens durs et très résistants, se limite à leur dissolution dans la zone des embruns. On peut distinguer de façon générale : (Fig. 13).

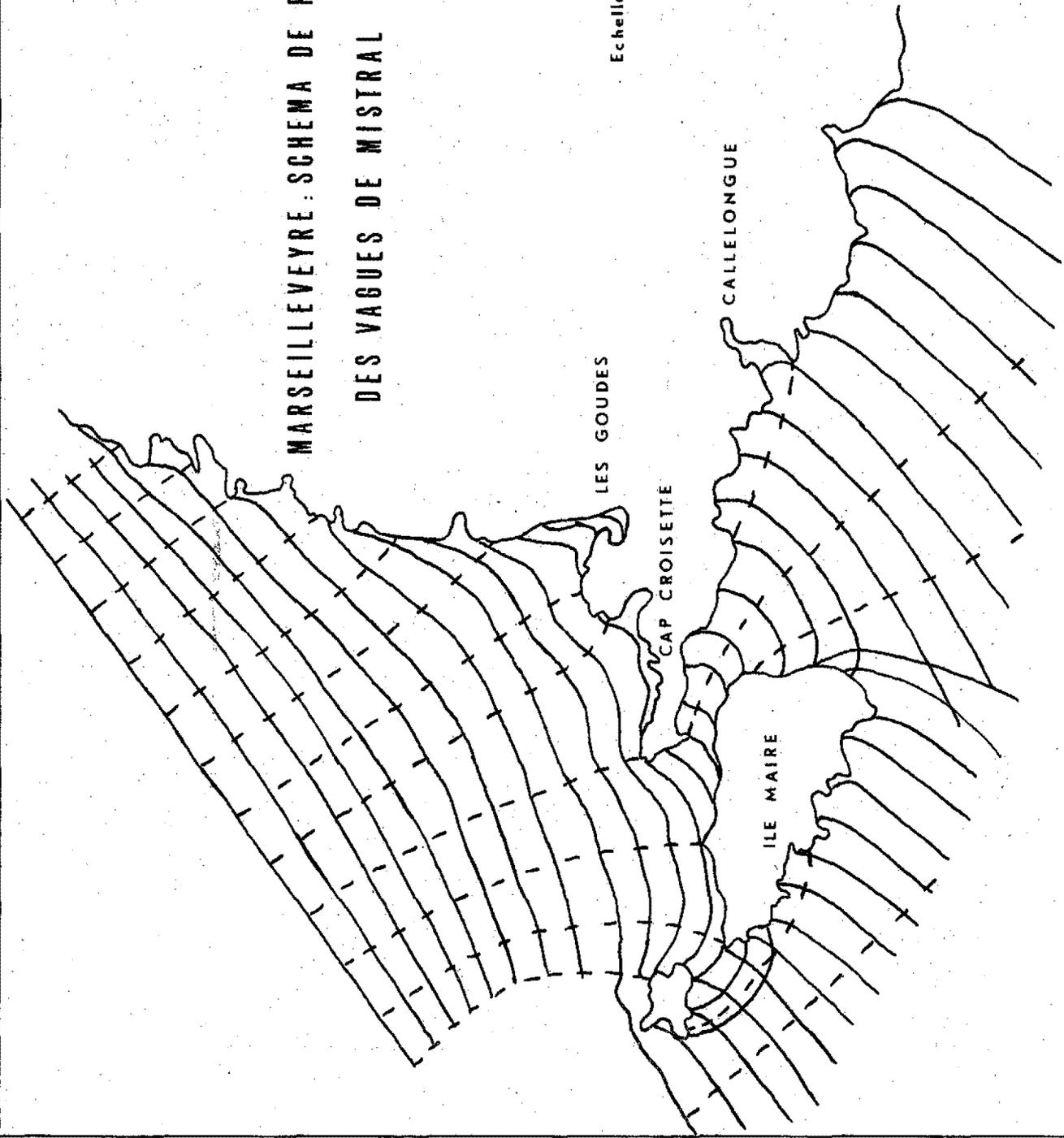


SCHEMA DES FORMES DE DISSOLUTION

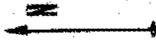
# MARSEILLEVEYRE: SCHEMA DE REFRACTION DES VAGUES DE MISTRAL



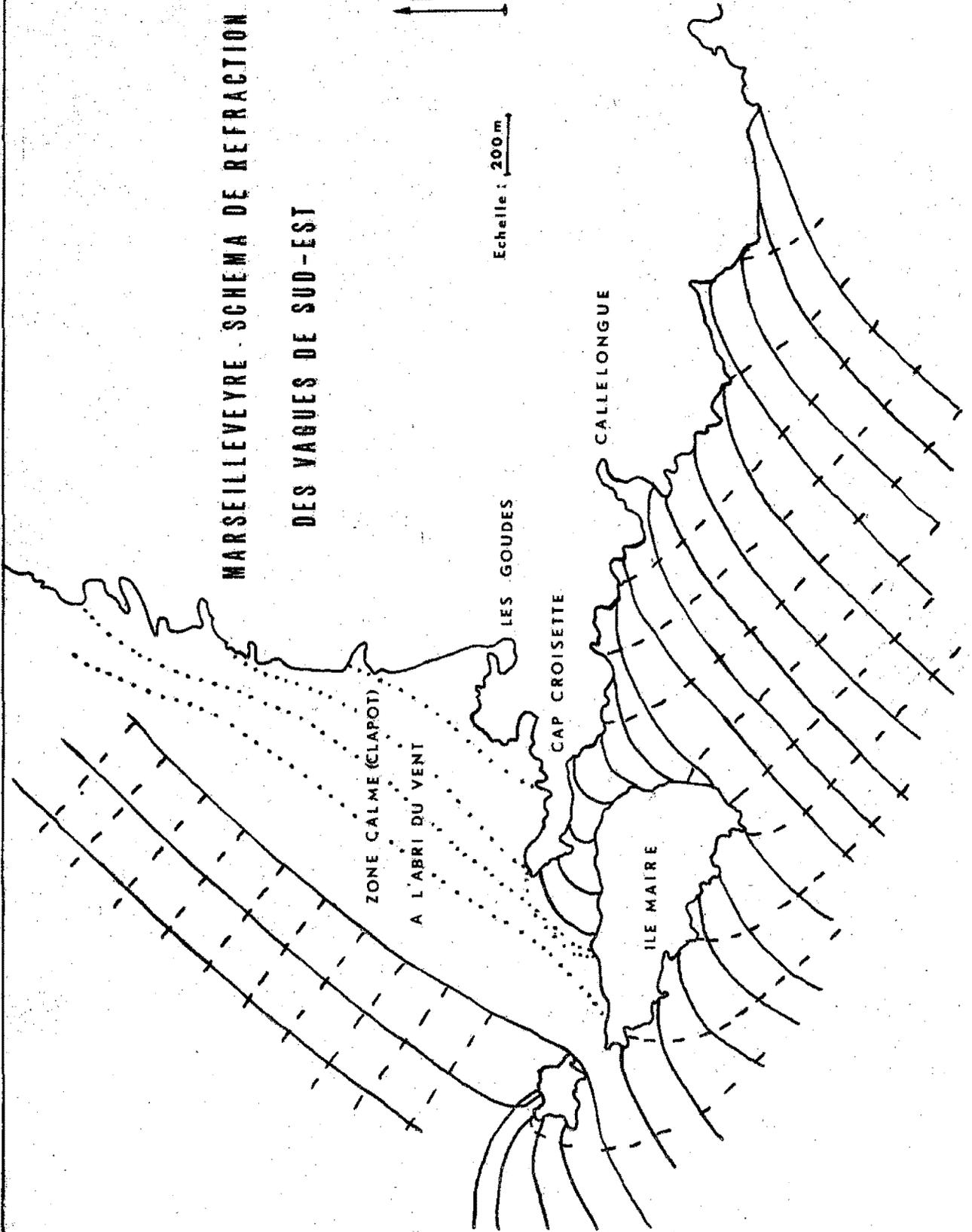
Echelle 200 m



# MARSEILLEVEYRE SCHEMA DE REFRACTION DES VAGUES DE SUD-EST



Echelle : 200 m.



- Un lapiaz littoral correspondant à la zone des déferlements et des embruns; la roche s'y trouve recouverte d'enduits sombres de Cyanophycées épilithes et endolithes.

- Au dessous de cette zone existe une rainure littorale ou visor, d'avancée allant de 0 à 1,50 mètre.

- Le visor surmonte un trottoir construit par l'Algue calcaire *Lithophyllum tortuosum*, large de 50 centimètres à 1 mètre. Il joue un rôle protecteur vis-à-vis de la roche contre laquelle il s'applique. Sa morphologie a été étudiée en détail par J.M. PERES, J. PICARD et J.J. BLANC.

Ce schéma général présente peu de variations. La côte est généralement trop abrupte pour qu'il existe des mares de dissolution. On en observe cependant toujours quand le littoral forme un petit platier, comme sur le bord Ouest de la calanque d'En-Vau où les mares se poursuivent par des chenaux d'écoulement dans le bas desquels s'effectue la recristallisation de la calcite dissoute. Il existe aussi de belles mares de dissolution à l'Ile Jarre.

De même que le lapiaz littoral, le visor semble être une forme de dissolution due à la très faible amplitude de la marée, qui concentre la dissolution maximum sur une zone très étroite (GUILCHER). Cependant, il semble mieux développé aux endroits exposés qu'en mode abrité. Ainsi le visor mesure près de 2 mètres de profondeur à l'entrée de la calanque de la Mounine, puis décroît jusqu'à être pratiquement inexistant au fond de la calanque. L'action mécanique de la mer n'est pas négligeable, tant pour le creusement du visor que pour sa rupture finale. Sur la rive W de la Mounine, on observe deux pointes distantes de 2 mètres. L'une présente un visor profond, alors que la deuxième semble avoir été tronquée par cassure de la partie du visor en surplomb.

En résumé, le littoral de Marseilleveyre-Puget est à classer parmi les formes de côte de submersion, due à l'ennoiement d'un relief continental par la transgression flandrienne. La grande extension du calcaire urgonien lui confère une morphologie assez monotone de caractère continental. Les réseaux karstiques terrestres et submergés rompent parfois cette monotonie. L'érosion marine actuelle y est extrêmement faible, limitée à la dissolution littorale des calcaires, avec action des Algues unicellulaires épilithes et endolithes.

### CHAPITRE III

#### LE LITTORAL DE CASSIS - LA CIOTAT

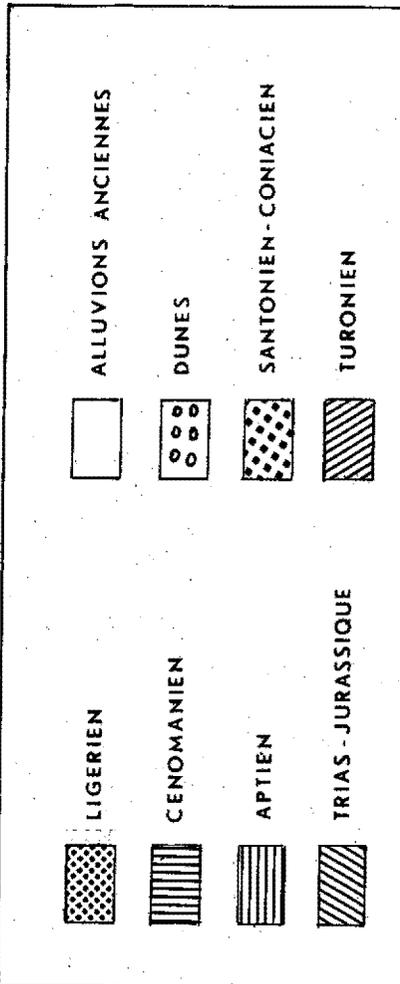
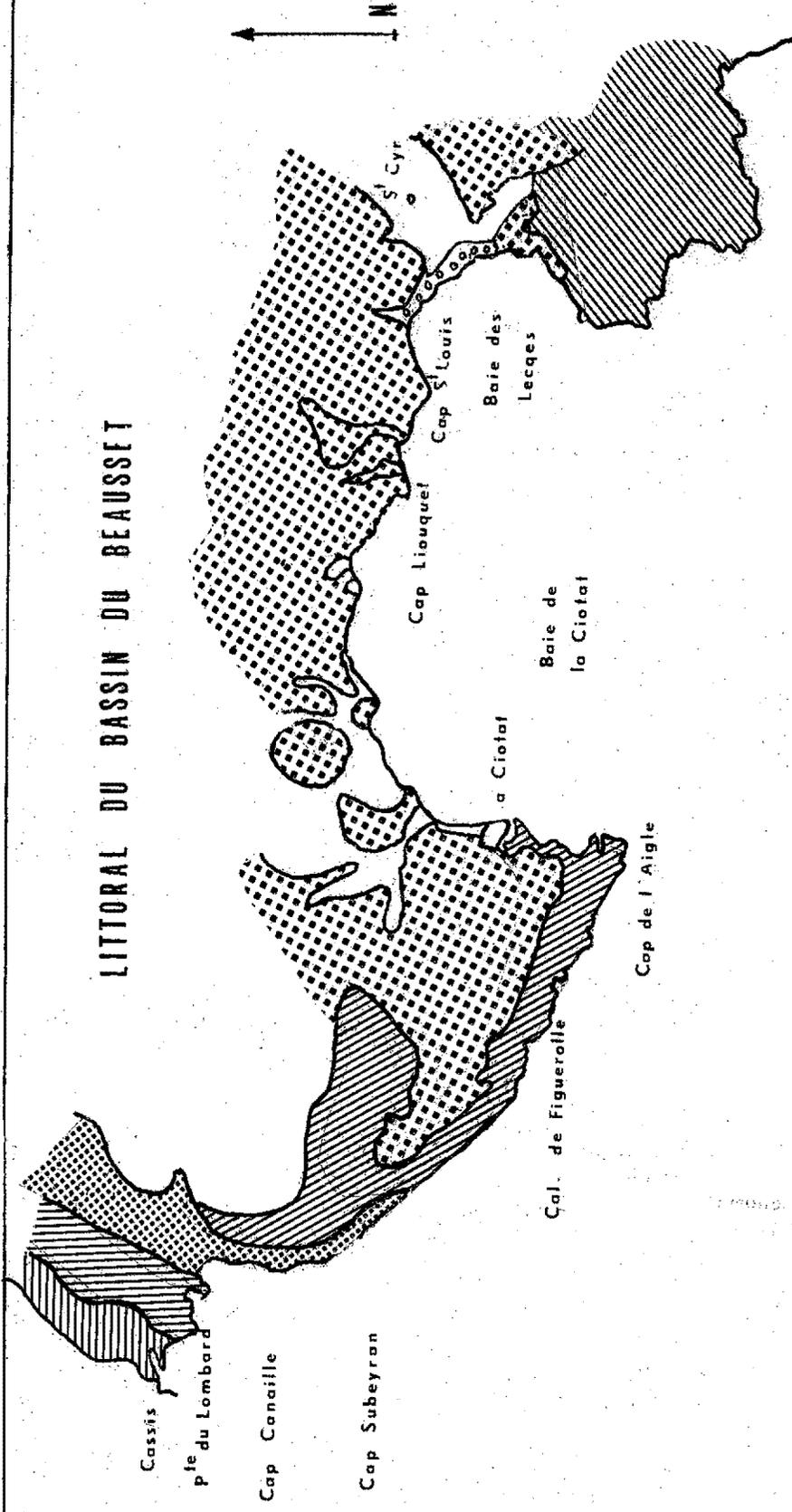
La partie du littoral comprise entre Cassis et Les Lecques, soit une distance d'environ vingt kilomètres, présente une grande individualité du point de vue géographique. Le relief général est celui d'une cuvette dont le centre est constitué par la plaine de La Ciotat et des Lecques, bordée par une ligne de collines d'orientation E - W au Nord de Cassis, pour former les falaises du Soubeyran et de Canaille.

Cette ordonnance du relief est liée à la structure géologique de la région : elle fait partie, en effet, du bassin synclinal du Beausset, constitué par une série d'auréoles emboîtées les unes dans les autres, les plus extérieures étant les plus anciennes; on distingue des auréoles correspondant à l'Urgonien, à l'Aptien, au Cénomaniens, au Turonien et au Sénonien. De même que la baie de Marseille, la baie de la Ciotat est structurale : elle correspond à l'invasion par la mer de la partie la plus basse de la cuvette synclinale du Beausset, après dégagement des formations quaternaires würmiennes dont on ne retrouve plus que des témoins : brèche quaternaire du Port des Flots Bleus par exemple.

Les terrains qui affleurent sur cette partie du littoral appartiennent au Crétacé supérieur, principalement au Turonien et au Sénonien. Le Cénomaniens et le Turonien forment les collines entourant la plaine de La Ciotat et des Lecques.

Du point de vue de la morphologie littorale, on peut diviser ce secteur en deux parties : côte à falaise abrupte et très élevée, presque rectiligne de Cassis à La Ciotat; côte plus basse à falaise précédée d'une plate-forme sub-horizontale de grès coniaciens de La Ciotat aux Lecques, le long de la baie de La Ciotat.

# LITTORAL DU BASSIN DU BEUSSET



Echelle 1 km

## II - LES FALAISES DE CANAILLE ET DU SOUBEYRAN

Situé au Sud-Est de Cassis, le massif du Soubeyran présente une orientation générale NW-SE. Les principaux sommets en sont : les hauteurs du cap Canaille, du cap Soubeyran, la Grande Tête culminant à 399,1 mètres, le Sémaphore de La Ciotat, le Bec de l'Aigle. Vers l'Est, l'altitude décroît par des pentes parcourues par des vallons, pour la plupart asséchés. A l'Ouest le massif s'interrompt brutalement au contact de la mer, formant la grande ligne des falaises les plus élevées de France, de Cassis à La Ciotat.

### 1°) Esquisse géologique (J. J. BLANC, 1950-56)

Du point de vue lithologique, la falaise présente six niveaux différents :

#### a- Ligérien

Les marnes ligériennes grises et noires forment le bas de la falaise du cap Canaille et du cap Soubeyran; elles donnent dans la topographie un talus raviné, à 45° environ, donc de pente plus douce que les formations qui la surmontent, dont on trouve d'ailleurs de nombreux blocs sur les marnes ligériennes.

#### b- Grès angoumien de Canaille

Ils forment les hauteurs du cap Canaille. De couleur jaunâtre, ils sont assez tendres. Ils sont à base de gros grains de quartz réunis par un ciment calcaire.

#### c- Calcaire récifal inférieur

Ce calcaire contient également des grains de quartz: le ciment calcaire est finement cristallisé.

#### d- Calcaire récifal supérieur

De couleur blanche, ce calcaire a un grain très fin et est relativement dur.

#### e- Grès coniacien

Sa couleur est jaunâtre et son grain grossier. Les grains de quartz sont cimentés par de la calcite en grands cristaux.

#### f- Poudingue de La Ciotat

C'est un faciès de l'Angoumien, formant les falaises du Bec de l'Aigle et de la calanque de Figuerolles. Les galets du poudingue sont surtout permo-triasiques; le ciment calcaréo-gréseux est très dur.

### 2°) Considérations morphologiques

De l'Anse de l'Arène jusqu'au cap Soubeyran, seule la partie supérieure de la falaise est verticale, sa partie inférieure formant talus incliné à 45°, dû à la présence des marnes ligériennes. A partir du cap Soubeyran jusqu'à l'Anse du Canier, la côte est pratiquement rectiligne; elle ne présente que de larges ondulations peu profondes, très différentes des véritables anses que l'on trouve plus au Sud : anse du Canier, où aboutissent trois vallons très raides et très courts, anse de Figuerolles, anse Gameau, anse du Sec, anses du Petit et du Grand Mugel.

Ces criques sont d'origine essentiellement tectonique : la calanque de Figuerolles, notamment, présente deux systèmes de failles : l'un de direction NW - SE parallèle à l'allongement de la calanque, l'autre sensiblement E - W- pratiquement perpendiculaire à la première direction, et responsable des échancrures mineures observables sur le bord Ouest de la calanque. Les plans de faille sont aisément repérables dans la calanque : ainsi, la rectitude du bord Est est due à une faille du premier groupe, qui isole également un îlot rocheux. Il n'est cependant guère possible d'évaluer les rejets des failles, car les compartiments en regard restent de même nature.

L'ensemble du massif offre un caractère morphologique remarquable : il y a absence de vrais

réseaux hydrographiques organisés vers le front de mer. Le réseau hydrographique consiste en vallons, pour la plupart asséchés, qui descendent en serpentant les pentes du massif vers l'Est, pour se jeter dans la baie de La Ciotat. Aucun vallon ne se jette à la mer sur la partie de la côte abrupte de Canaille et du Soubeyran. Tous les thalwegs que l'on rencontre en suivant le chemin des crêtes ne rejoignent la mer qu'après un parcours beaucoup plus long qu'il ne serait nécessaire (vallon des Brusquières). Près de l'anse de Figuerolles, on observe même une vailleuse, vallée suspendue qui n'a pas eu le temps de creuser un thalweg normal, soit à cause du recul trop faible de la falaise, soit pour une autre raison.

Une explication logique de cet état de chose peut être fournie par la théorie de la flexure continentale de BOURCART. On sait que cet auteur, pour expliquer la formation des canyons sous-marins et la déformation des terrasses quaternaires, estime que la limite entre le continent et la mer se fait suivant une ligne de flexure qui approfondirait la mer au bord des terres, et, au contraire, élèverait la marge continentale. BOURCART considère que la flexure s'est manifestée sur toutes les côtes d'Europe. Sur le littoral provençal, pour expliquer l'épaisseur considérable du Flandrien de Giens, J.J. BLANC fait appel soit à une régression post-thyrhénienne importante, soit à un affaissement récent du secteur littoral sous l'effet de la flexure continentale, inclinant d'ailleurs en faveur de cette dernière explication à la suite de la découverte d'une hache Néolithique à la côte -7, à Giens. Or il existe, au large des falaises du Soubeyran, le canyon sous-marin de Cassidagne. Si l'on admet que ce canyon s'est formé par le jeu de la flexure, (et c'est l'explication la plus plausible fournie à ce jour), on doit admettre, en même temps, un relèvement du secteur continental. On aurait ainsi la raison de la hauteur anormale des falaises; en effet, la grande falaise de Soubeyran-Canaille n'est pas une falaise d'érosion, mais une cuesta structurale; l'érosion, comme on le verra plus loin, est sur ce secteur un phénomène très limité, en aucune manière responsable de la morphologie actuelle; la "falaise" anormalement élevée, paraît être d'origine tectonique. Cela expliquerait également l'absence de réseau organisé s'écoulant vers la mer. Cependant, cette hypothèse demande à être vérifiée; on pourrait envisager par exemple, des mesures de gravimétrie, car s'il y a eu flexure, et si elle continue à jouer tant soit peu, la présence d'une zone subsidente (secteur de Cassidagne) doit se traduire par une anomalie négative de la pesanteur.

### III - L'EROSION

Dans ce secteur, l'érosion marine est encore relativement faible par rapport aux actions subaériennes.

#### 1°) Facteurs océanographiques

##### a- Exposition aux vents et aux houles d'W et de NW

Du fait de leur orientation SE - NW, les falaises du Soubeyran et de Canaille sont extrêmement battues par les vents et les vagues d'W et de NW. Le plan de vagues (J.J. BLANC, 1958), effectué pour une houle d'W, montre que les vagues arrivent obliquement contre la falaise et se réfléchissent vers le large. Le cap de l'Aigle et l'île Verte forment des écrans protégeant la baie de La Ciotat où l'énergie se disperse.

Cependant, il faut noter qu'il existe ici, comme pour les falaises de la côte de la Nerthe, un chaos de blocs tombés du haut de la falaise, protégeant celle-ci contre l'action directe de la mer. Les vagues se brisent contre ces blocs, en donnant une masse considérable d'embruns qui sont portés par le vent jusqu'aux parties les plus hautes de la falaise. Les rafales de vent se heurtent à la paroi verticale et y donnent de forts tourbillons.

##### b- Houles et vagues de SW

Dans la baie de Cassis, la réfraction fait diverger les orthogonales (J.J. BLANC, 1958). La pointe des Lombards et la pointe de l'Arène constituent des zones de concentration des orthogonales. Le platier rocheux du Cénomaniens de la Pointe des Lombards est lié à cette concentration de l'énergie.

##### c- Houles et vagues d'E et SE

L'orientation de la côte la protège contre les vagues du secteur Est. La partie comprise entre l'anse de l'Arène et le cap de l'Aigle ne reçoit que les vagues réfractées qui arrivent encore obliques à la côte. Du cap de l'Aigle à La Ciotat, la côte est protégée par l'île Verte; les vagues doivent contourner cet obstacle et ce faisant, perdent une partie de leur énergie.

En résumé, l'érosion marine sera surtout active pendant les tempêtes de mistral de Cassis au Bec de l'Aigle, et pendant les tempêtes de Sud-Est du Bec de l'Aigle à La Ciotat.

## 2°) L'érosion de la falaise

### a- Le talus de marnes ligériennes

Ce talus est facilement observable le long de l'anse de l'Arène. Les marnes noires y sont extrêmement ravinées, offrant un aspect de type bad-lands : les ravins étroits suivent la ligne de plus grande pente sans former de véritable réseau. Certains sont cependant assez importants pour être cartographiés en ruisseaux intermittents.

Les marnes, matériel plastique, sont soumises à des glissements en masse à partir de niches de décollement. Mais la mer n'atteint pas le talus lorsque le temps est calme; elle y parvient seulement lors des fortes tempêtes d'Ouest et de Sud-Ouest. Il faut attribuer les glissements des marnes ligériennes plus à l'action des eaux de ruissellement qu'à celle de la mer, qui se borne à dégrader le pied du talus lors des tempêtes.

### b- Erosion de la falaise gréseuse et calcaire du Soubeyran

Les principaux facteurs de l'érosion sont encore ici le vent et les embruns dont l'action est nette, même au sommet de la falaise.

- Les grès de Canaille s'altèrent surtout aux interstrates; des canaux se creusent parallèlement à la stratification, en la mettant en relief.

- Dans les grès du Soubeyran, l'action aux interstrates est la même, mais les figures se compliquent car ces grès présentent une stratification entre-croisée : les canaux creusés dans la roche sont orientés en tous sens (J.J. BLANC, 1954).

Cependant, toutes les cavités de la falaise, que l'on peut voir de la mer, ne sont pas dues aux actions éoliennes. Si les grès présentent indubitablement une érosion alvéolaire, les nombreuses cavités que l'on observe dans la barre récifale supérieure et dans les grès sous-jacents sont dues à l'évolution d'un réseau karstique. Divers indices conduisent à cette manière de voir :

#### b<sub>1</sub>) Sur le tombant vertical de la falaise

La visite de quatre cavités situées au pied de la barre supérieure, montre qu'il s'agit de cavités karstiques :

- La première est presque entièrement comblée par une argile rougeâtre très pulvérante, et montre l'amorce de deux couloirs en direction opposée, mais qui sont rapidement obstrués. Le plafond est lapiazé; on n'y trouve cependant pas de concrétion calcaire.

- La deuxième grotte est creusée dans une brèche sédimentaire à gros éléments surmontant une lentille gréseuse. Entièrement à ciel ouvert, elle est plus large mais moins profonde que la précédente. Elle montre des restes de draperies de calcite à sa partie supérieure. Le remplissage est ici plus sableux que dans la première grotte; cela s'explique par la proximité de la lentille gréseuse qui fournit le matériel de ce sable. De plus, la grotte étant largement ouverte, l'action du vent n'est pas négligeable : il a pour effet de détacher les particules de quartz des grès et de les mêler au remplissage argileux.

- Les deux autres cavités, plus difficiles à atteindre sont cependant plus démonstratives. Dans la première, une cascade de calcite descend d'un puits aboutissant au plafond, suivant le tracé d'une diaclase. Les parois de cette grotte sont alvéolisées : Sans doute est-ce encore là une figure due au vent.

Dans la deuxième cavité située une vingtaine de mètres plus haut et creusée dans la calcarénite de la barre supérieure, on observe de belles cascades de calcite en "choux-fleur", toujours à ciel ouvert (Fig. 40). Cette grotte est probablement le vestige d'un réseau karstique important actuellement démantelé. On trouve à cet endroit des galets pris dans les cristallisations de calcite, preuve que l'écoulement d'eau devait être important, puisque suffisamment compétent pour transporter des galets.

Enfin, une trainée de calcite descend du haut en bas de la falaise sur une quinzaine de mètres, en suivant le trajet d'une faille. On retrouve ce "filon" un peu plus bas, dans le talus au pied de la barre, et également au sommet de la falaise où l'on peut suivre son trajet sur une certaine distance à l'intérieur des terres.

Toutes ces grottes sont de petites dimensions : de 5 mètres à une quinzaine de mètres; elles sont en outre plus ou moins comblées. Elles représentent cependant les vestiges d'un réseau de dissolution karstique important, dont le rôle est primordial dans la morphologie et l'évolution de la falaise.

#### b<sub>2</sub>) A l'intérieur des terres

Sur le versant qui, du haut de la falaise, plonge vers l'Est, on retrouve des indices de karstification. En de nombreux points, on observe des amas de calcite concrétionnée. La morphologie est du même type que celle de la falaise : arches (Pont Naturel), pitons, avens suspendus. Il existe aussi des cavités, mais elles ont subi un comblement encore plus poussé que celles de la falaise.

Enfin, on se rend compte en suivant le chemin des crêtes, que les grès ont été également soumis à l'action dissolvante des eaux, qui s'est exercée surtout sur le ciment calcaire. En effet, de nombreuses poches creusées dans les grès et comblées par une argile rougeâtre se rencontrent. Certaines sont parcourues par des concrétions de calcite.

#### c) L'évolution de la falaise

Dans le cas des grandes cavités décrites ci-dessus, la distinction entre érosion éolienne et karstique est facile. Le recul de la falaise est dû à cet endroit au démantèlement d'un réseau karstique fossile par l'action des eaux sauvages : des avens se forment dans les calcaires, des canaux se creusent dans les grès. Puis, le creusement par les eaux sauvages s'accroît et aboutit à un aven suspendu, une partie de la lentille récifale surplombant le vide. L'érosion éolienne continue à former des canaux dans les grès; des blocs de calcaire roulent au bas de la falaise. Enfin, la lentille surplombante s'effondre, et il se forme un chaos de blocs. L'érosion karstique amorce de nouveaux avens, tandis que l'érosion éolienne continue à creuser des canaux. Un nouveau surplomb se dessine, et la falaise recule lentement.

#### d) L'érosion des poudingues de La Ciotat

Les poudingues de La Ciotat se montrent particulièrement résistants. Les galets triasiques sont fortement unis par un ciment calcaréo-gréseux qui rend la roche peu sensible à l'attaque directe de la mer, ainsi que l'on peut s'en rendre compte en plongée. On observe cependant deux formes d'érosion :

- La falaise du Bec de l'Aigle présente, sur sa partie verticale tournée vers la mer, une succession de piliers analogues par leurs formes aux "cheminées de fées".

Ces piliers sont dus, fort probablement, aux eaux de ruissellement qui mettent en saillie les parties les plus dures du poudingue, respectant les parties protégées par ces surplombs. Cette forme particulière d'érosion qui, une fois de plus, n'est pas due à la mer, n'évolue que très lentement, car on ne discerne pas de différence notable dans l'aspect des piliers sur deux photographies prises à cinq ans d'intervalle. (Fig. 41).

- Sur les parois rocheuses de la calanque de Figuerolles, on observe un grand nombre de cavités creusées dans le poudingue. Elles ont une taille variable, allant de 0,5 mètre à 5 mètres; leur forme est également très diverse. Enfin, on ne peut noter aucune orientation privilégiée, les cavités étant réparties d'égale façon sur toutes les faces de la calanque. On peut penser qu'elles sont dues aux actions éoliennes, et qu'elles s'apparentent aux taffonis décrits par J. BOURCART en Corse.

Or J. LABOREL (1961) a retrouvé ces cavités sous l'eau, à une profondeur comprise entre quinze et vingt mètres, où elles se trouvent en partie voilées par une murette de concrétionnement coralligène, partant du plancher et rejoignant par endroits le plafond; l'intérieur de la cavité est cependant laissée libre. Le fait que l'on retrouve des taffonis sous vingt mètres d'eau indique qu'ils ont été creusés alors que la mer était à un niveau plus bas qu'actuellement, donc avant la transgression flandrienne. On peut dater vraisemblablement les taffonis du Grimaldien : la régression grimaldienne a porté le niveau de la mer, dans la région, à environ 40 mètres au-dessous du niveau actuel; de plus le climat régnant était favorable à leur formation, grâce à une déflation poussée de la zone périglaciaire.

Il reste finalement que l'action érosive de la mer sur les poudingues de La Ciotat est minime; les principales formes d'érosion que l'on y observe appartiennent plus au domaine continental que marin; de plus, ces formes sont très anciennes, et rien ne prouve qu'elles soient encore fonctionnelles à l'heure actuelle.

### III - LA CÔTE SENONIENNE DE LA CIOTAT AUX LECQUES

#### 1°) Situation et morphologie

A l'Est de La Ciotat, la côte devient beaucoup moins élevée qu'elle ne l'était le long du massif du Soubeyran. Elle dessine une vaste baie, d'origine structurale : elle correspond en effet à l'envahissement par la mer des parties les plus basses de la cuvette synclinale du Beausset; le tracé des isobathes en mer complète d'ailleurs parfaitement cette forme générale de cuvette. L'ensemble baie de La Ciotat - Baie des Lecques a la forme d'une ellipse dont le grand axe, d'orientation W - E, a environ sept kilomètres. A l'intérieur de ces deux grandes baies, qui sont séparées par l'avancée du cap Liouquet, le rivage est découpé en anses et en caps : (voir carte générale), petit cap Saint-Louis, rade de Ceyreste, cap des Moulins, baie de la Vierge, pointe de la Beaumette, cap Liouquet, cap Saint-Louis, baie des Lecques. Ces découpures sont dues à l'action différentielle de l'érosion marine : la mer a déblayé plus vite les alluvions récentes ou les niveaux plus marneux, donnant ainsi des baies, en respectant les grès coniaciens plus durs qui, restés en relief, constituent des sortes de buttes-témoins. Le fond des anses est généralement occupé par une plage de sable ou un cordon littoral de galets : plage de La Ciotat occupant la rade de Ceyreste, cordon littoral de galets de la plage de Font-Sainte, qui subit actuellement une forte érosion (M.R. ROUX, 1961), et tout à fait à l'Est, plage des Lecques dont le sable nourrit la dune littorale qui s'étend sur les hauteurs de La Madrague. La longueur de la côte à plage est presque égale à celle de la côte à falaise : 4,5 kilomètres pour la première, 5,5 kilomètres pour la seconde. Cette partie de la côte, après avoir été découpée par la mer, est donc en voie de régularisation.

La falaise, bien qu'elle ait un profil vertical, n'a pas les mêmes caractères que celle du Soubeyran. En effet, son pied ne plonge pas brutalement en mer, mais se prolonge sur une cinquantaine de mètres par un platier où déferlent les vagues avant d'atteindre la falaise. Comme pour la série mollassique de Sausset, ce platier est favorisé par la structure géologique : il est en effet formé par une couche dure de grès coniacien qui, du pied de la falaise, se prolonge en mer en suivant le pendage vers le Sud-Est.

#### 2°) Caractères géologiques

De La Ciotat aux Lecques, la côte est formée par les niveaux du Sénonien (Santonien - Coniacien) Une puissante série de grès plus ou moins argileux dans lesquels s'intercalent des niveaux de marnes sableuses correspond au Sénonien. L'appellation de grès s'applique d'ailleurs surtout à la texture de la roche, car celle-ci montre un fort pourcentage en calcaire : en moyenne 80%. Les couches supérieures sont en partie coniaciennes. Le pendage varie peu autour de 10° vers le Sud-Est.

#### 3°) L'érosion de la falaise

##### a - Conditions océanographiques

- Houles et vents de NW. Les falaises du Bec de l'Aigle et de l'île Verte protègent la baie de La Ciotat des houles du secteur N et NW. Les vagues doivent contourner ces obstacles, et le plan de vague montre que leur énergie se disperse dans la baie.

- Vents et houles du secteur W et SW. Les houles de largade pénètrent facilement dans la baie. Les vagues atteignent le pied de la falaise et charrient de très gros blocs.

- Vents et houles du secteur E. Les falaises orientées NE - SW, notamment les falaises fracturées du cap Saint-Louis, sont très exposées aux houles d'Est. De manière générale, les anses étant peu profondes, les vagues y pénètrent facilement.

##### b - Erosion différentielle

Il y a ici analogie avec les falaises de Carry-le-Rouet et Sausset. En effet, du fait de l'alternance des dalles de grès dur et des marnes plus tendres, la falaise subit une érosion différentielle:

les marnes, attaquées plus vite que les grès, mettent ces derniers en surplomb; ces surplombs s'accroissent, les blocs de grès finissent par se cisailer et tomber au pied de la falaise où l'action des vagues les réduit à des dimensions plus modestes. La majorité des galets qui jonchent le pied de la falaise, ainsi que les cordons littoraux, sont de même nature pétrographique que les roches de la falaise.

### c- Influence de la tectonique

Au cap Saint-Louis, la falaise est coupée par une série de failles et de fractures, assez régulièrement espacées d'une dizaine de mètres, et de même orientation; (grossoièremment N-S) (Fig. 42).

Les bords de ces fractures ont une teinte rouille, tranchant nettement sur la patine jaune de la roche, due à la circulation des eaux et au dépôt de sels de fer. Suivant la disposition relative des fractures et de la côte, on peut considérer deux cas :

- Lorsque la côte a une orientation parallèle aux cassures (N-S), celles-ci découpent la falaise en pans instables. Cela se produit sur le flanc des caps, comme le flanc Ouest du cap Saint-Louis, par exemple. L'action des embruns élargit les fractures et la falaise s'écroule en pans entiers qui s'ajoutent aux éboulements par surplomb.

- Lorsque la côte devient perpendiculaire aux cassures, donc à peu près E - W, comme cela se produit le long du cap Saint-Louis et surtout sur le flanc Est du cap Liouquet, on observe des anfractuosités sur le passage des fractures dans la falaise, à sa partie supérieure (Fig. 42 et 43).

La profondeur de ces grottes est variable, suivant l'importance de la fracture. Par temps calme, la mer ne les atteint pas. Par mer agitée d'Est et de Sud-Est (régali), les vagues déferlent jusqu'au fond des grottes. Il faut noter que le platier de base se rétrécit au fur et à mesure que l'on va vers la pointe du cap, et que parallèlement, les grottes sont plus profondes et plus découpées. Cela tient à ce que la pointe du cap est toujours plus battue que ses flancs. Enfin, certaines cassures sont colmatées par de la calcite cristallisée et des sels de fer; dans ces cas-là, les grottes sont absentes ou moins profondes.

Le passage des fractures dans la falaise détermine des zones de faiblesse, que la mer attaque plus facilement que les zones saines. Cette attaque est en grande partie mécanique; les vagues s'engouffrant dans les cavités lors des fortes mers du secteur Est; la dissolution doit également jouer un rôle, étant donné la forte teneur en calcaire des grès.

### 4°) Le platier

Le platier est formé par les dalles de grès résistantes, à faible pendage vers la mer. Il comprend une partie découverte par temps calme, de 5 à 10 mètres de large, et une partie toujours immergée qui s'avance en pente douce en mer, sur une distance allant de 50 à 100 mètres suivant la valeur du pendage qui varie latéralement. Cependant à cause du pendage des couches, le fond est déjà appréciable tout près du rivage, et lorsque la plate-forme rocheuse se perd dans les fonds de sable correspondant aux "Sables Littoraux Bien Calibrés", elle se trouve à une profondeur d'environ 10 mètres. Le platier est surtout bien développé devant les caps.

### a- Erosion de la partie émergée

La partie émergée du platier est la plus usée lors des tempêtes. En effet, elle ne porte aucun peuplement algal de protection, comme le reste de la plate-forme et de plus, c'est là que les vagues déferlent avec le plus de force. Dans l'anse à l'Ouest du cap Saint-Louis, les vagues de largage atteignent le pied de la falaise et charrient de très gros blocs. Un mur en ciment édifié en vue de l'installation d'une buvette dans le fond de l'anse en 1957 est par endroit démantelé par le choc de ces blocs. Le même effet est observable sur la partie supérieure du platier qui subit un démantèlement poussé : l'eau affouille la base de la dalle, la fragmente en blocs qui, bombardant le reste du platier, contribuent à le démanteler.

Bien que la roche ait une forte teneur en calcaire, on n'observe pas de forme de dissolution typique sur ce platier. Cela tient à ce que la plate-forme a une trop forte inclinaison pour que les eaux y stagnent. Peut-être faut-il considérer comme forme de dissolution les grottes dont il a été question plus haut.

S'il n'existe pas de vraie cuvette de dissolution, il n'est pas rare de trouver des marmites circulaires de dimensions variables : 5 centimètres à 50 centimètres. Elles sont dues à l'action abrasive des galets que l'on trouve d'ailleurs souvent en place au fond des marmites.

#### b- Erosion de la partie immergée du platier

L'observation en plongée du platier permet de se rendre compte que l'érosion y est très faible. En effet, même sous une épaisseur d'eau réduite (1,50 - 2 m) la roche est recouverte d'un peuplement algal dense (Corallines notamment), dont la seule présence indique que la roche n'est pas attaquée.

Les seules actions nettes de la mer se situent au niveau des mêmes fractures que l'on observe dans la falaise. L'eau utilise ces chenaux naturels comme chemin de retour vers le large. Le long de la fracture, les joints de stratification sont accusés par le ruissellement et on observe les éboulements sous-marins des dalles. (Fig. 44).

Cet élargissement des fractures se voit surtout à la partie immergée supérieure du platier, là où la profondeur est la plus faible et le déferlement plus violent. Sur le reste du platier, les eaux glissent sans éroder. Là, l'érosion biologique des animaux perforants a le pas sur les autres facteurs d'érosion.

En résumé, les phénomènes d'érosion semblent faibles et limités, sur le secteur de La Ciotat. Nous verrons cependant, à propos de l'étude des sables littoraux, que l'érosion joue un rôle important dans l'équilibre sédimentaire de la baie.

## CHAPITRE IV

### LA COTE TOULONNAISE : MASSIF DE SICIE - PERMIEN DE St MANDRIER - CARQUEIRANNE

#### A - LE LITTORAL DU MASSIF DE SICIE - SIX FOURS

##### I - POSITION GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE (Fig. 15)

Situé à une vingtaine de kilomètres à l'Ouest de Toulon, le massif de Sicié-Six Fours constitue l'ultime avancée vers l'Ouest de la partie émergée du massif des Maures. Limités à l'W par la baie de Sanary et à l'E par l'anse de Fabrègas, cette péninsule de forme caractéristique s'avance largement en mer.

De la Pointe-Nègre au Petit Gaou, la côte a une orientation SSW - NNE sur environ quatre kilomètres; puis du Petit Gaou aux Pierres Tombées, cette direction devient NW - SE, également sur quatre kilomètres; des Pierres tombées à la Pointe des Jonquières, la côte est sensiblement W - E sur 2,8 kilomètres; enfin, de la Pointe des Jonquières à Fabrègas, l'orientation devient à peu près parallèle à la première, soit SSW - NNE sur environ 2,5 kilomètres. Ce secteur a donc la forme d'un quadrilatère dont les côtés présentent des expositions diverses vis-à-vis des vents et des houles.

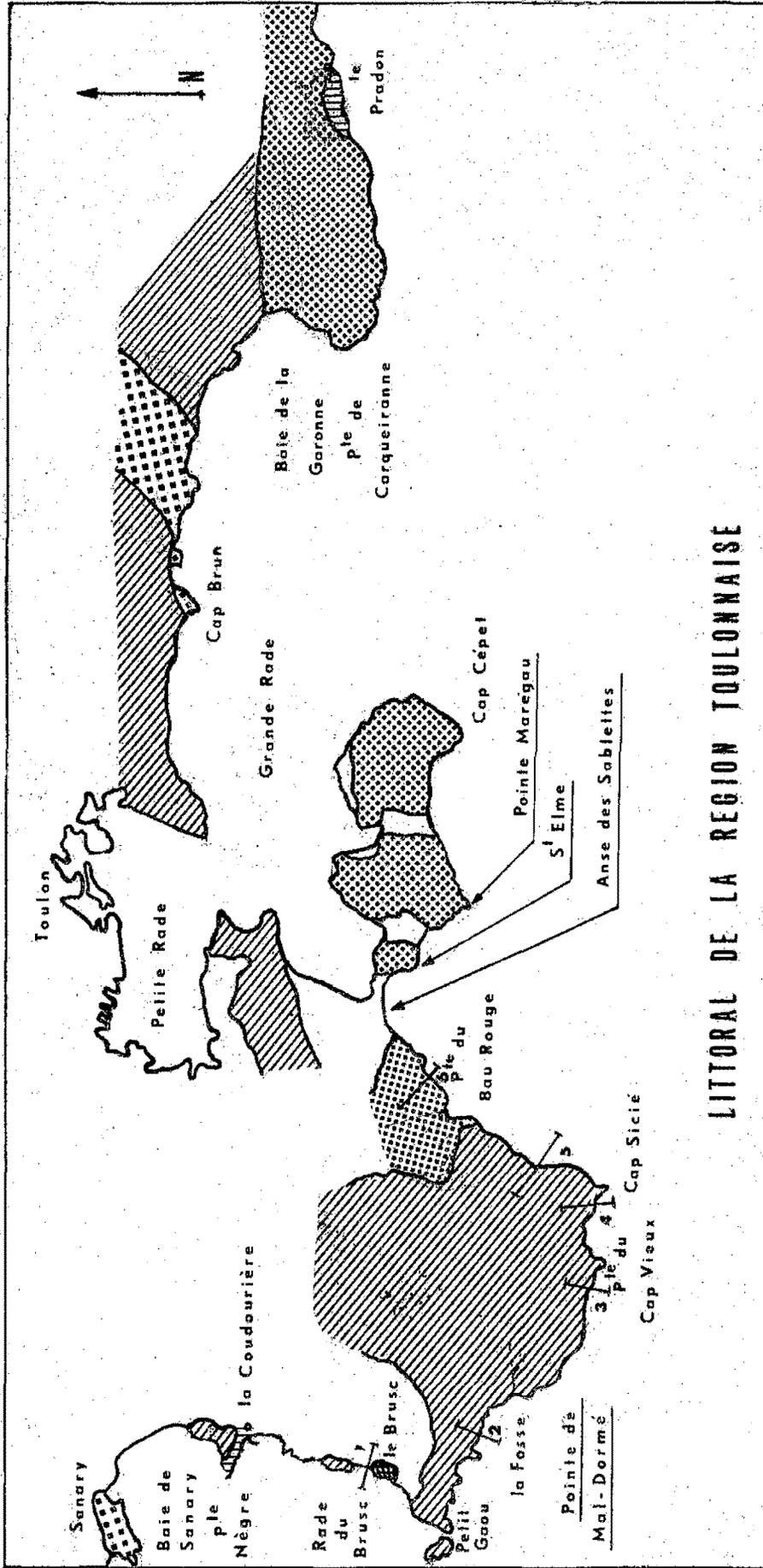
Du point de vue géologique, les formations étaient groupées jusqu'à ces dernières années sous le nom de "phyllades de Sicié et Six Fours" (X). Récemment, C. GOUVERNET y a distingué plusieurs séries se groupant en deux secteurs différents, séparés par un contact anormal sinueux, allant de la Pointe de l'Eperon à Coste-Chaude:

- au N et au NW : secteur des Lecques, Six Fours, La Seyne, Les Playes.
- au SE, secteur de la Vieille Garde et de Fabrègas.

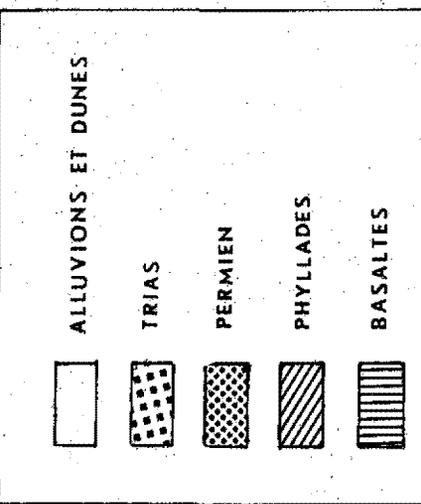
##### 1°) Secteur des Lecques, Six Fours, La Seyne, Les Playes

###### a- Série des Lecques

A la base de cette série, on trouve des schistes phylladeux verts avec intercalations rares de phyllades et quartzophyllades noirs et de quartzites blancs. Des dolérites très altérées s'intercalent



### LITTORAL DE LA REGION TOULONNAISE



dans les schistes. Des basaltes datant des plissements hercyniens forment des dykes à épontes silicifiées et minéralisées : pyrite, chalcopryrite, azurite, malachite, calcite et gypse (voir photo n° 45).

Cette série, très peu 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, fractures. Il apparaît alors, au sein des phyllades, des bancs indurés par la silice, s'orientant parallèlement à la direction des accidents.

Au-dessus des schistes des Lecques se trouve la formation des phtanites des Lecques, Six Fours, La Seyne, formant un banc repère.

#### b- Série de Six Fours

Cette série fait suite stratigraphiquement aux formations à phtanites.

##### 1 - Phyllades inférieures de Six Fours

On distingue de bas en haut :

- Quartzites roux et quartzophyllades
- Schistes sériciteux clairs lardés de quartz
- Quartzophyllades en petits bancs, filonnets de quartz et magnétite.

##### 2 - Quartzites de Six Fours

Ce sont des roches compactes, blanches, fortement injectées de quartz, ce qui les rend très résistantes vis-à-vis des agents d'érosions. Le passage des quartzophyllades aux quartzites est insensible.

##### 3 - Phyllades supérieures de Six Fours

Cette formation est constituée par des schistes sériciteux lardés de quartz, passant au sommet à des quartzophyllades gris satiné en très petits bancs intercalés dans des séricitoschistes gris et noirs, les phyllades des Playes.

##### 4 - Arkoses des Playes

Ces roches sont roses ou brunes, elles ont la structure grossière de roches originellement détritiques.

#### 2°) Secteur de la Vieille-Garde et de Fabrégas

##### a- Série de la Vieille-Garde

Cette série comprend, de la base au sommet :

##### 1 - Les phyllades de la pointe de Sicié

Ce sont des schistes sériciteux et des quartzophyllades gris noir assez semblables à ceux des phyllades des Playes.

##### 2 - Les arkoses de la Vieille-Garde

Ce sont des arkoses grossières blanc-verdâtres ou grises, avec intercalations de schistes sériciteux et coulées de roches éruptives basiques. Cette formation constitue la partie inférieure de la falaise du cap Sicié entre les Roches Tombées et la pointe de la Vieille-Garde.

##### 3 - Les phyllades noirs de la Vieille-Garde

Ils se subdivisent, de bas en haut, en :

- Schistes gréseux gris
- Phyllades noirs inférieurs à veines d'ampélites (schistes noirs graphiteux)
- Phyllades noirs supérieurs sans ampélites.

Les phyllades noirs, graphiteux dans quelques horizons, présentent une minéralisation pyriteuse caractéristique. Les montées siliceuses y déterminent des dépôts de quartz sous forme d'amas.

b- Série de Fabrégas

1 - Quartzo-phyllades de la Grande Calanque

Ils surmontent la formation précédente. Ce sont des formations massives, indurées par les injections de quartz. La roche, rigide et cassante, donne de grandes dalles chevauchantes qui ressortent dans la topographie en arêtes contiguës.

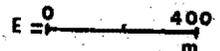
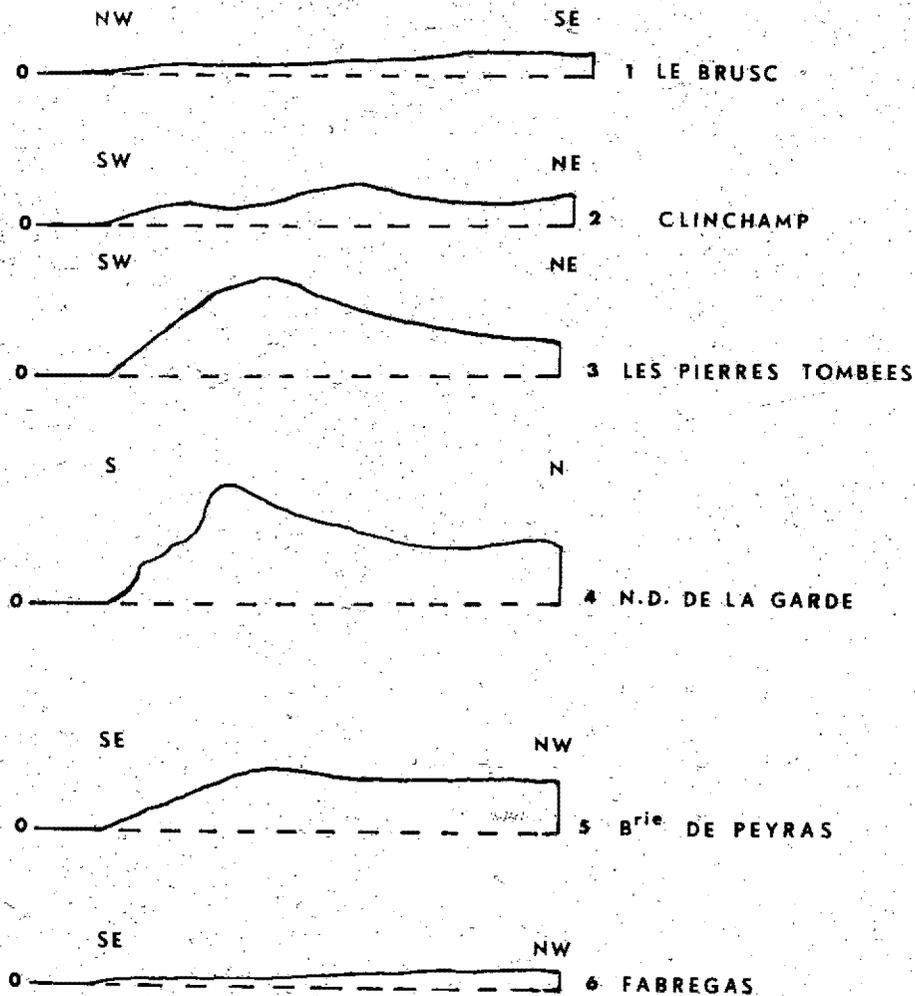
2 - Phyllades gris-violacé de la Grande Calanque

Ce sont des roches massives et compactes présentant sur la tranche des affleurements un clivage en dalles. L'ensemble, très homogène, renferme seulement quelques bancs injectés de quartz et quelques intercalations de quartzites clairs en petits bancs.

Toutes les données précédentes sont empruntées à Cl. GOUVERNET.

II - CONSIDERATIONS MORPHOLOGIQUES

1°) Relief - Profil côtier



PROFILS TOPOGRAPHIQUES DU LITTORAL DE SICIE

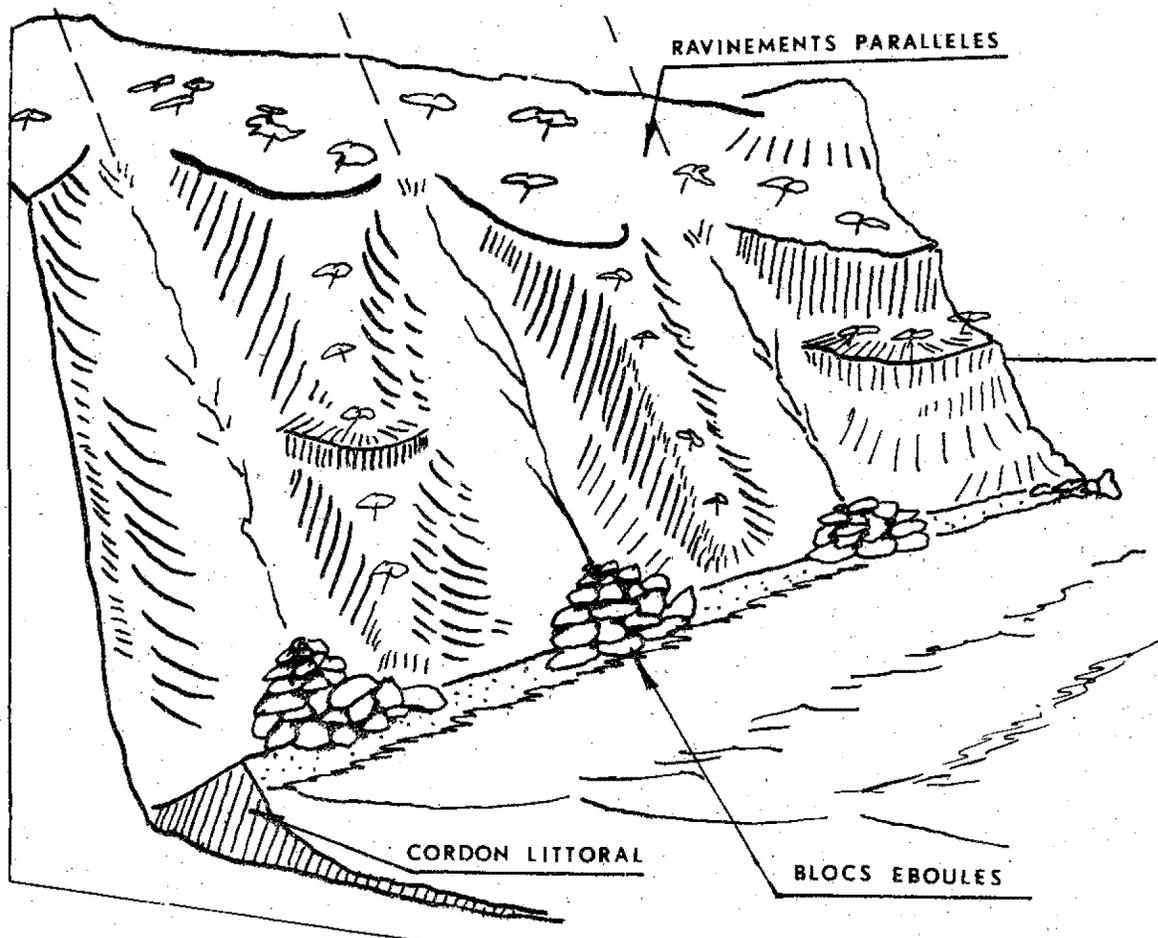
Le littoral du massif de Sicié semble, contrairement à la côte située à l'Ouest de Marseille, qui est déjà très évoluée, être en pleine jeunesse. En effet, on a là une côte abrupte, très découpée, dépourvue de platier dans sa plus grande partie : les profondeurs sont grandes dès le rivage (18 - 20 mètres au cap Sicié); les seuls platiers réferables en partie à l'érosion marine se trouvent à l'Ouest, au petit Gaou, et à l'Est dans la région de Fabrégas (Permien).

Cependant, il est rare de trouver de vraies falaises le long de cette côte : il s'agit plutôt d'un talus à pente raide vers la mer et plus douce vers la terre. Dans la région du Coudouré et du cap Vieux, les points culminants du massif (250 - 300 mètres), sont à environ 400 mètres de la côte. A partir de ces hauteurs le talus plonge de façon très brusque vers la mer, interrompue par plusieurs "falaises" successives, la dernière étant la "falaise" marine qui ne diffère pas morphologiquement des "falaises" terrestres

Le long de la bordure Sud du massif (des Pierres Tombées au cap Sicié), les altitudes sont maxima, entre 270 et 360 mètres (point culminant : N.D. de la Garde : 357,5 mètres). Elles décroissent des Pierres Tombées au Brusç vers le NW, et du cap Sicié à Fabrégas vers le NE (voir profils topographiques). On constate d'ailleurs que c'est aux endroits où la côte s'abaisse considérablement (Le Brusç, Fabrégas) que l'on observe les platiers. (Fig. 16)

Le littoral Ouest est très découpé; dans la région de Sanary, les anses correspondent au dégagement par la mer des alluvions anciennes : limons, graviers et cailloutis, matériaux meubles aisément attaqués par la mer. Il en est ainsi pour la baie de Sanary et l'anse de la Coudourière, qui sont soumises aux houles directes de mistral et réfractées de SE. Les caps sont formés par des roches plus résistantes : Trias et Lias à l'W de la baie de Sanary (pointe de Port-Issol), phyllades et surtout basalte de la Pointe Nègre délimitant l'anse de la Coudourière. Par contre, sur les autres côtés du quadrilatère, où les phyllades affleurent de façon continue, les pointes sont des zones indurées soit par la silice, soit par des roches volcaniques (basalte en dyke de la Fosse et de la Pointe des Jonquières), alors que les anses sont creusées à la faveur d'accidents tectoniques (failles de la plage de la Fosse). A l'Est, du cap Sicié à Fabrégas, le rivage est pratiquement rectiligne; il est bordé sur presque toute sa longueur par un cordon littoral de galets (phyllades et quartz).

## 2°) Hydrographie



Le réseau hydrographique présente les mêmes caractères que celui du massif du Soubeyran : il n'existe pratiquement pas de cours d'eau s'écoulant directement vers la mer, mis à part le torrent intermittent de la plage de la Fosse qui emprunte le trajet d'accidents tectoniques.

Dans la région des Lecques, le talus côtier est entaillé par une série de rigoles parallèles et rectilignes, non hiérarchisées, ce qui est un caractère morphologique de massif jeune. Elles sont alimentées uniquement par les eaux de pluie, et c'est dans leur voisinage que se produisent le plus souvent les éboulements du talus. Ces rigoles sont à rapprocher de celles qui entaillent le talus de marnes ligériennes du cap Soubeyran. (Fig. 17).

### 3°) Application de la flexure continentale au massif de Sicié

Le massif de Sicié présente deux caractères morphologiques analogues à ceux du massif du Soubeyran. Ce sont :

a- Le caractère de jeunesse du talus côtier. Il y a absence de cours d'eau organisé s'écoulant vers la mer, tout au moins pour la partie Sud du littoral, d'orientation E - W. L'irrigation du talus se fait par rigoles élémentaires non-hiérarchisées.

b- La présence d'un canyon sous-marin au large du massif, le canyon de Sicié.

Ces deux faits conduisent à supposer une surélévation du massif de Sicié par le jeu de la flexure continentale, de la même façon que pour le massif du Soubeyran. Cette hypothèse est encore appuyée par la présence dans le vallon de la Fosse, d'un affleurement de grès quaternaire à stratification entrecroisée, découvert récemment (J.J. BLANC). Il se trouve à une cote de 80 à 90 mètres, or ce grès renferme des Foraminifères en très bon état. (*Miliolidae* - *Rotaliidae* - *Anomalinidae* - *Nonionidae*) caractéristiques d'un herbier très peu profond et certainement d'âge quaternaire (détermination L. BLANC). Il est possible, mais peu probable, que le vent ait accumulé le sable d'herbier à cet endroit; il est beaucoup plus plausible de supposer que le grès se soit formé beaucoup plus bas, puis qu'il ait été surélevé par la flexure continentale.

## III - L'EROSION

### 1°) Conditions océanographiques

#### a- Vent et Houle d'Ouest

Le vent d'Ouest a une influence prépondérante surtout sur le revers occidental du massif, c'est-à-dire sur le littoral de Sanary au Brusq. Le plan de vague (J.J. BLANC, 1958) montre que les orthogonales convergent sur la Pointe Nègre, le Grand Rouveau et l'île des Embiez, et divergent dans le fond de la baie du Brusq.

La baie du Brusq présente des conditions particulières; en effet, il y a convergence de trois courants de vagues dans la baie :

- Courant N - S, dévié par la réfraction
- Courant empruntant la passe entre les Embiez et le Grand Gaou.
- Courant entre le Grand et le Petit Gaou.

La compensation de ces apports d'eau se fait par :

- Des courants de fond érodant très activement l'herbier (chenaux et tombants)
- Des sorties d'eau contre le fond dans les passes Embiez-Gaou et Petit-Gaou. A ces endroits, il y a également érosion violente du fond, amenant l'ablation presque totale de l'herbier.

Les vents d'Ouest et Nord-Ouest ont moins d'influence sur les autres faces du quadrilatère; les vagues n'atteignent le rivage qu'après avoir subi une forte réfraction et perdu la plus grande partie de leur énergie.

#### b- Vents et houles du secteur Est

C'est surtout le côté symétrique du précédent qui est soumis à ces vents et houles, c'est-à-dire le littoral de Fabrégas. Cependant les houles de SE parviennent facilement sur le reste de la côte, entre le Petit Gaou et le cap Sicié; le rôle des vagues de SE est important dans la formation

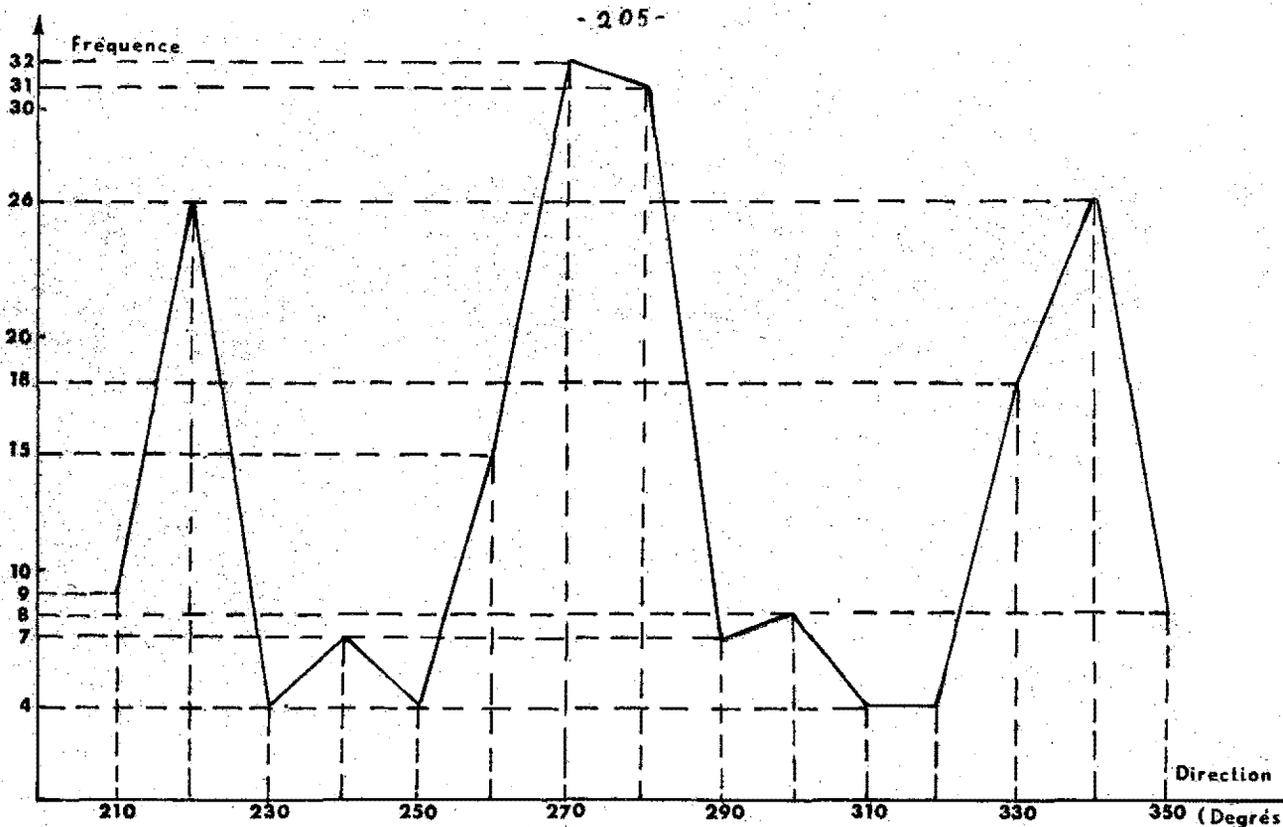
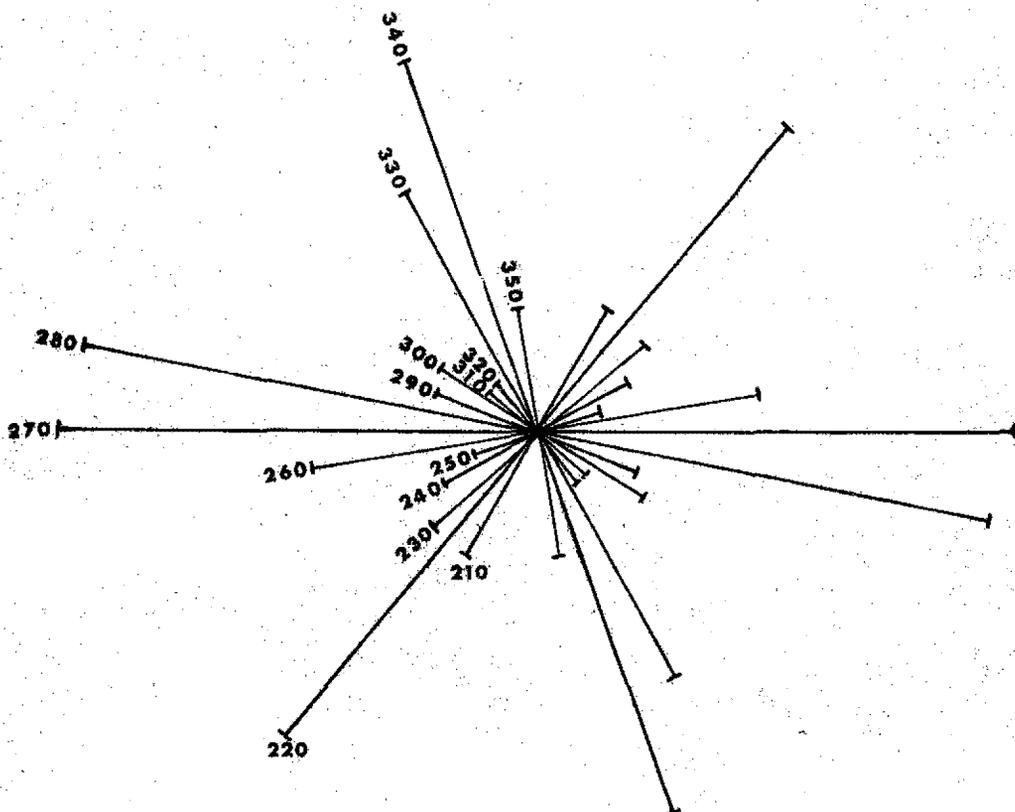


DIAGRAMME DE FREQUENCE DES DIRECTIONS DE FRACTURE



REPRESENTATION CIRCULAIRE DE LA DISTRIBUTION DES FRACTURES

du platier du Petit Gaou : en effet, il y a concentration de l'énergie (convergence des orthogonales) sur cette partie, alors qu'il y a dispersion dans les anses de la Gardiole et du Mouret.

## 2°) Le cadre tectonique

### a- Structure en écailles

Le massif de Sicié-Six Fours est séparé en deux parties par un contact anormal sinueux allant de la Pointe de l'Eperon à Coste Chaude, le compartiment Ouest chevauchant le compartiment Est. A l'intérieur de ces deux secteurs, les terrains présentent une structure en écailles chevauchantes. Le pendage des bancs est subvertical vers la mer. De plus, toutes les phyllades montrent une schistosité de compression qui donne à la roche un débit particulier utilisé par les agents d'érosion.

### b- Tectonique cassante

Le massif est en outre affecté par un grand nombre de failles et fractures; les failles importantes sont parfois jalonnées par des épanchements volcaniques : ainsi dans l'anse de la Fosse, peut-on observer un dyke de basalte dans le voisinage d'une faille de direction NW - SE. Ses épontes, minéralisées en pyrite, azurite et malachite, barytine ont donné lieu à une petite exploitation, aujourd'hui abandonnée, (Fig. 45).

Les fractures, d'importance plus réduite, sont en très grand nombre. J'ai effectué un relevé statistique de leur direction dans la région du Petit Gaou et des Embiez; sur le reste du littoral, en effet, ces fractures sont masquées par les éboulements de phyllades et il est fort difficile de repérer leur direction. Les fractures sont généralement minéralisées par du quartz et des oxydes de fer (magnétite, limonite), constituant ainsi de petits filons d'inclinaison variable. Leur direction moyenne a été mesurée à la boussole à perpendiculé. La largeur des filons varie entre 1 et 20 centimètres. (Fig. 16).

Les directions (200 au total), reportées sur un diagramme en bâtons font apparaître trois maxima. Le plus important se situe à 270°, soit une direction E - W (63 fractures); puis on trouve un deuxième maximum à 340°, direction NNW - SSE; enfin, la troisième direction se situe à 220° soit SSW - NNE. (Fig. 18).

*La direction E - W semble postérieure à la direction NNW-SSE qu'elle décale le plus souvent. Si l'on rapporte la direction NNW - SSE à la phase hercynienne, la direction E - W peut être due soit à une phase tardive de la même orogénèse, soit à une phase plus récente, sans doute pyrénéo-provençale. Cependant, le faible espace où sont bien visibles les filons ne permet pas de tirer de conclusion absolue.*

Les trois directions reportées sur la carte, coïncident presque exactement avec l'orientation des côtés du quadrilatère délimitant le littoral de Sicié. Sans doute sont-elles le reflet d'accidents majeurs que la mer a utilisé pour façonner les côtes, qui seraient donc essentiellement des côtes de faille, postérieurement déformées par le jeu de la flexure continentale.

## 3°) L'évolution du talus côtier

L'érosion le long du littoral de Sicié s'effectue principalement par éboulements. La roche en place est soumise à une forte altération chimique; la mer attaque le pied du talus et sape le bas des éboulis, surtout lors des tempêtes de Sud-Est. Cette action met en suspension les matériaux fins, déblayés par la mer, qui crée ainsi un appel au vide et déclenche les glissements des formations superficielles du talus. Ces glissements sont très importants dans la partie orientale, où ils affectent également les niveaux permien dans les environs de Fabrégas, mettant en péril les maisons bâties sur ces roches. Un éboulement semblable s'est produit en novembre 1961 sur la partie orientale de la plage de la Fosse, lors d'une forte tempête de SE conjuguée avec des précipitations atmosphériques importantes.

Les éboulements affectent surtout le fond des criques, les pointes étant souvent indurées par les injections de silice. Les mouvements de glissement sont freinés par la végétation qui assure un certain ancrage par ses racines. Parfois cependant se produisent des glissements par paquets, avec niches de décollement remontant à 15 ou 20 mètres au-dessus du niveau de la mer; dans ce cas la végétation est arrachée et il n'est pas rare de trouver au pied du talus des troncs de pins déracinés par les glissements.

Les glissements, qui affectent surtout le sol, peuvent être provoqués soit par la rupture d'équilibre créée par la mer soutirant le matériel meuble au pied du talus, soit par l'infiltration des fortes pluies qui sont refusées par la roche en place sous-jacente, les deux mécanismes ayant lieu simultanément, puisque les pluies sont amenées par les vents d'Est. De plus l'activité des éboulements est favorisée par le pendage sub-vertical, la présence d'un système de fractures découpant la roche en blocs et la schistosité. D'autre part, la raideur de la pente et l'évacuation régulière assurée par la mer au pied du talus jouent un grand rôle.

#### 4°) Le platier rocheux du Petit Gaou (Fig. 47)

Nous avons vu que le seul platier rocheux véritable du littoral de Sicié se situe à l'Est du Petit Gaou où il couvre une superficie d'environ 100 m<sup>2</sup>. Quand les eaux sont basses (beau temps), il présente une succession de pointements rocheux sur lesquels on peut facilement progresser à pied sec. Par tempête de Sud-Est, cette partie est très exposée et les vagues y déferlent violemment. L'observation en plongée montre que le platier se divise en deux parties :

- La partie supérieure où la profondeur est très faible (0 - 50 cm) est une plate-forme continue où se développent de beaux herbiers de Zostères et de Posidonies.

- Plus bas, le platier est découpé en blocs par les fractures, suivant lesquelles l'action de la mer a été la plus forte. Ces blocs dominent des fonds plus importants (5 - 10 mètres) où l'on retrouve de nouveau des herbiers sur sable. Ce platier semble bien être dû à l'abrasion marine; en effet, il est situé dans une zone particulièrement exposée aux houles de SE et aux vagues réfractées d'W et de mistral. Les pointements rocheux découverts sont constitués par des roches rendues résistantes par des injections de quartz amygdalaire; ce sont ces flots que la mer use le plus, actuellement, l'essentiel du travail étant terminé sur le reste du platier (protection par Algues et Herbiers). Le découpage suivant les fractures est un phénomène général observé déjà sur la côte mollassique et sur les platiers gréseux du cap Saint-Louis.

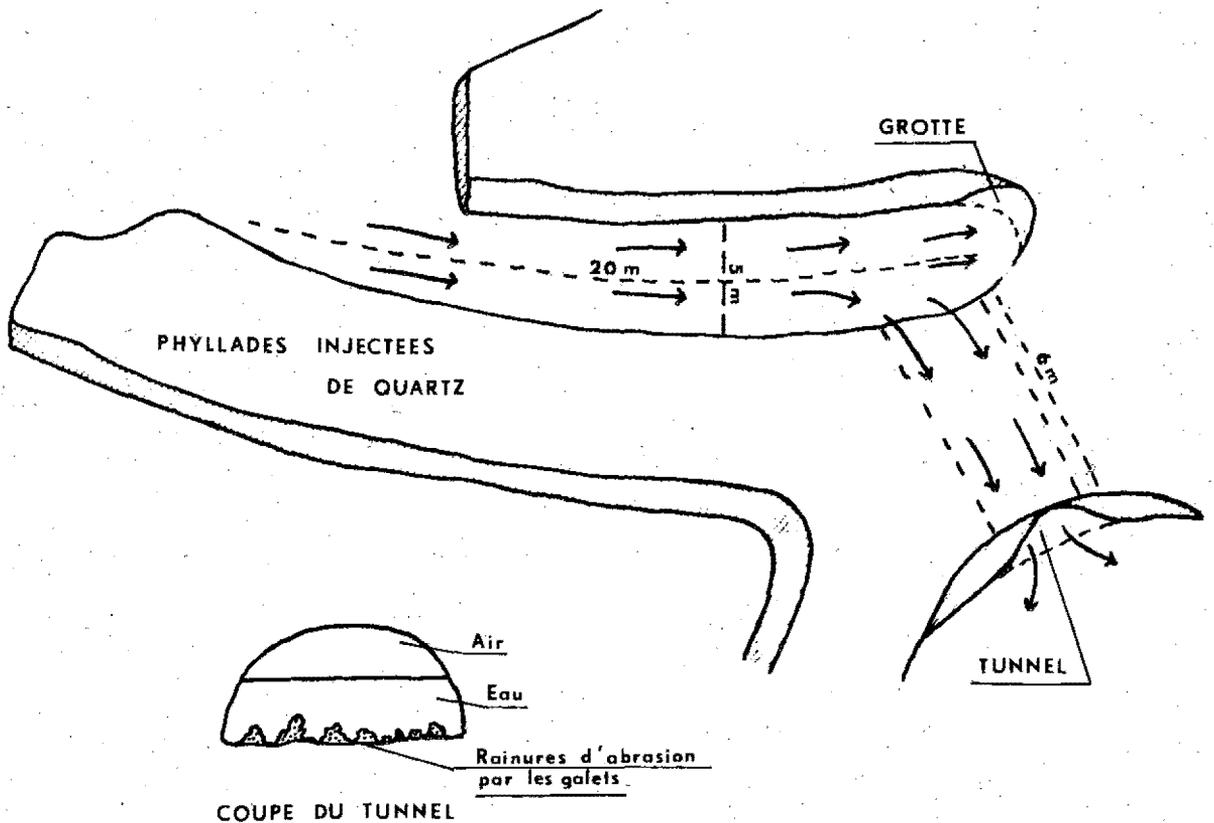
#### 5°) Micro-érosion des phyllades et roches associées

- Les phyllades sont, par elles-mêmes, des roches peu résistantes. De plus, leur débit schisteux facilite encore le travail des agents d'érosion. Leur usure mécanique par le choc de la vague et le bombardement par les galets est importante. A la Plage de la Fosse, le pied du talus observé en plongée montre, dans le voisinage des galets, une surface polie concave, dépourvue de tout revêtement algal et qui, accentuée aux endroits très exposés, se transforme en véritable rainure d'abrasion littorale.

L'action mécanique est telle qu'elle est capable de creuser des excavations qui s'agrandissent par usure des galets et par les explosions dues à la compression de l'air dans les cavités lors des déferlements, à condition qu'elles soient étanches. Ainsi, à l'Ouest de la plage de la Fosse, trouve-t-on deux grottes dont l'une, ouverte aux deux extrémités, constitue une sorte de tunnel (croquis page 207). Toutes deux ont environ 5 à 6 mètres de profondeur. Le tunnel, de coupe semi-circulaire, mesure 2 mètres du plafond au plancher; celui-ci est creusé par une série de cannelures parallèles, allongées dans le sens du tunnel et dues à l'abrasion par les galets. Par temps calme, une faible couche d'air subsiste entre le plan d'eau et le plafond. Fortement comprimé par les vagues lors des tempêtes de SE, cet air provoque des explosions impressionnantes, tandis que l'eau rejaille à l'autre extrémité du tunnel. (Fig. 19).

Dans le voisinage immédiat de la mer, les phyllades présentent de belles figures d'érosion alvéolaire. Il s'agit le plus souvent de cupules disposées sans ordre à la surface de la roche, de forme elliptique, dont la largeur et la profondeur sont de quelques centimètres. Lorsque la roche est parcourue par des filonnets de quartz, il y a de plus, évidemment, des schistes le long des filonnets qui forment un quadrillage serré à la surface de la roche (Fig. 48). Cependant, cette érosion alvéolaire, due au vent et à la cristallisation des sels, diminue très vite lorsqu'on s'éloigne de la mer : des inscriptions gravées dans la roche et datées de près d'un siècle, sont restées inaltérées en un endroit pourtant très exposé, sur le chemin des douaniers qui domine la mer de 80 à 100 mètres.

Le matériel relativement friable que constituent les phyllades est cependant rendu plus résistant par les injections de quartz, qui se font soit sous forme d'amygdales qui apparaissent en relief au sein des phyllades (Fig. 49), soit sous forme de filons interstratifiés. Ces lits de quartz



sont parfois si denses qu'ils donnent aux phyllades une armature rigide qui les protège contre les attaques du vent et des embruns. Les filonnets de quartz sont parfois plissotés (plis pygmatiques) parce que repris par des compressions tectoniques. (Fig. 50).

- Les quartzites sont des roches blanches, compactes, et également fortement injectées de silice. Elles résistent particulièrement bien à l'érosion, donnant à l'affleurement des zones en saillie (Les Embiez).

- Les roches volcaniques qui parsèment le massif sont aussi très résistantes. Le basalte de la Pointe Nègre présente un débit en boules, dû plus à la structure de la lave qu'à l'action de la mer qui ne fait que l'accuser. En lame mince, la roche présente de nombreux cristaux d'olivine et de l'augite (beaucoup plus rare), noyés dans un fond microlitique de feldspaths plagioclases. L'olivine est très altérée, soit en oxyde de fer, soit en épidote. Ce basalte est récent, vraisemblablement miocène inférieur ou moyen, car il repose sur le Stampien dans la région d'Ollioules.

Tout comme le basalte récent de la Pointe Nègre, les filons de basaltes labradoriques anciens injectés dans les phyllades sont des roches très résistantes. A la plage de la Fosse, les phyllades ont été dégagées autour du basalte qui offre l'aspect d'un mur (dyke Fig. 45). Beaucoup plus compact que celui de la Pointe Nègre, ce basalte est très altéré; les phénocristaux d'olivine et d'augite sont rares et le fond de plagioclases est pratiquement masqué par la calcite d'altération. On trouve également comme minéraux d'altération des chlorites et de la serpentine.

En résumé, le massif de Sicié présente un littoral de morphologie originale, liée à la nature des terrains, et à leur structure; ces côtes ont été probablement affectées par la flexure continentale; elles sont soumises à une érosion active par glissements du talus, où le rôle de la mer n'est pas négligeable. Les roches, tendres par elles-mêmes, sont fortement renforcées par les injections de quartz.

## B - LES COTES PERMIENNES DE St MANDRIER ET CARQUEIRANNE

Faisant suite au massif de Sicié vers l'Est, les grès permien occupent toute la presqu'île de Saint-Mandrier; interrompus ensuite par les phyllades et le Trias du Pradet, ils reprennent une grande extension dans la région de Carqueiranne.

### 1°) Géologie sommaire

Le Permien est constitué par des alternances répétées de schistes pélitiques rouges lie-de-vin et de grès fins ou grossiers de couleur variable : rose, rouge ou brun. Des bancs de poudingue s'y associent. Les argiles et schistes dominent au sommet, les grès et poudingues vers la base.

Dans le Permien de Carqueiranne, on observe des coulées interstratifiées de basaltes labradoriques. En lame mince, la roche présente des phénocristaux d'olivine et d'augite en petit nombre, altérés en chlorite et épidote. Le fond microlitique (feldspaths labrador), est très altéré. Enfin, de nombreux petits cubes de pyrite parsèment la roche. Au centre des coulées, la roche devient finement grenue et passe à une microdiabase.

### 2°) Morphologie côtière

#### a- La presqu'île de Saint-Mandrier

La presqu'île de Saint-Mandrier est due à l'édification d'une flèche de sable sur un éboulis wurmien préexistant, reliant Sicié au monadnock de Saint-Elme, dont la présence a été révélée par des sondages. Le transport des matériaux, mis en évidence par J.J. BLANC (1959) s'effectue de l'W vers l'E; en effet, un courant longe les falaises de Sicié et le littoral de Fabrégas, drainant les matériaux (sables à débris de phyllades) vers l'Est et colmatant le port de Saint-Elme. Ce courant, qui existe par temps calme, devient violent par vent de mistral.

#### b- La rade de Toulon

La région déprimée de Toulon est un point de convergence hydrographique; en effet, trois cours d'eau, modestes actuellement, y confluent : la Reppe (gorges d'Ollioules, Sanary, la Seyne), Le Las (Le Revest - Arsenal), l'Eygoutier. Il est très vraisemblable que l'emplacement de Toulon ait été autrefois le point d'aboutissement de plusieurs cours d'eau dont l'activité érosive se retrouve manifeste dans l'aplanissement du relief aux abords immédiats de la ville, et dans le creusement de la rade. La côte de Toulon doit ses caractères à l'invasion de la mer à travers un relief très varié; la transgression flandrienne a isolé des massifs de collines devenues des îles, puis des presqu'îles (St Mandrier - Giens); la rade de Toulon est due au déblaiement du manteau d'alluvions fluviales; les rétrécissements que constituent les passes entre petite et grande rade d'une part, grande rade et mer ouverte d'autre part, sont dûs à la présence d'un matériel plus résistant : phyllades pour la première, grès permien pour la seconde (voir carte générale).

### 3°) L'érosion

#### a- Exposition aux vents et houles

- Houles du secteur N et W. Sur tout le littoral considéré, les vents du N et d'W provoquent des vagues obliques dont on a déjà vu l'importance au sujet du transport de Sicié et de l'édification de la flèche des Sablettes par dérive littorale. Il faut cependant signaler que les effets du mistral s'atténuent de plus en plus vers l'Est.

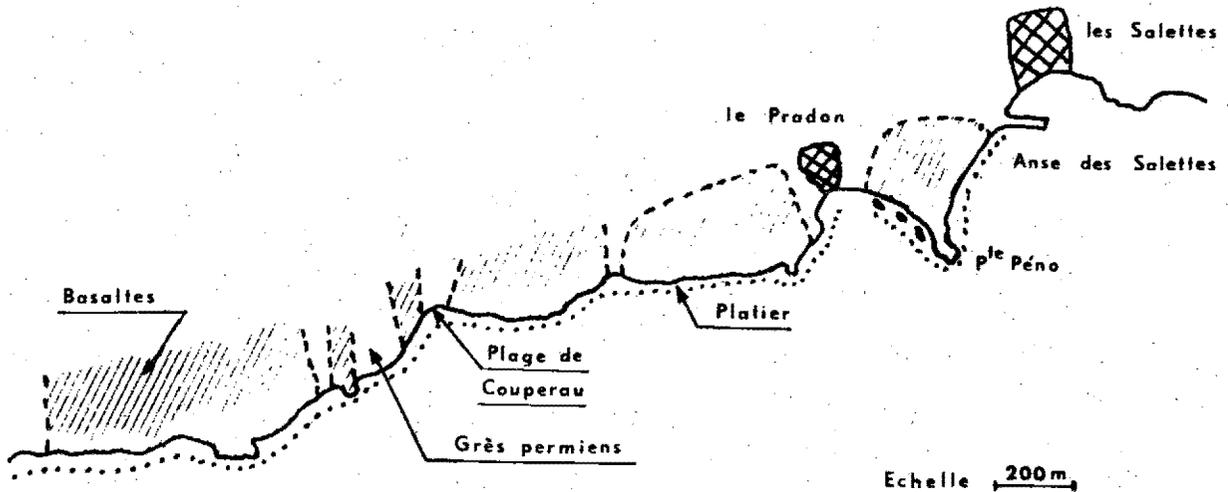
- Houles d'E et SE. Ce sont encore des houles qui sont prépondérantes du point de vue de l'érosion. Le littoral de St Mandrier de Carqueiranne est orienté E - W, et seule la face N de St Mandrier, tournée vers la Grande Rade, est protégée des vents de mer. Les tempêtes de SE produisent les plus gros dégâts sur la côte de Carqueiranne, où l'on peut voir des blocs de plusieurs mètres cube remontés sur la grève par les vagues.

#### b- Erosion différentielle

- Dans le sens "vertical". Suivant un processus déjà décrit (côte mollassique, par exemple), les bancs tendres (ici : schistes pélitiques rouges), sont attaqués plus vite que les bancs durs de grès. Cela est valable sur la falaise, où le phénomène aboutit à la formation classique des surplombs et des éboulements, mais aussi sur le platier. A l'Est de Fabrégas, par exemple, le faible

pendage vers l'W varie progressivement en allant vers St Mandrier; tout au long de cette côte se développe un beau platier rocheux, coupé par les barres de grès plus résistantes. Suivant le pendage et l'orientation de la côte, ces barres lui sont parallèles ou perpendiculaires. La distance entre les barres est variable suivant l'épaisseur de la couche intercalaire.

- Dans le sens "horizontal". (Fig. 20)



## CARTE DU LITTORAL AU SUD DE CARQUEIRANNE

La région de Carqueiranne offre l'exemple d'un cas où la mer commence par découper un littoral, avant de le régulariser par colmatages. En effet, la mer a profité ici de la différence de résistance qui existe entre les grès permien d'une part, et les basaltes anciens d'autre part. Les basaltes, de même que ceux du massif de Sicié, sont des roches difficilement attaquées, alors que les grès qui les entourent sont plus tendres. A chaque affleurement de basalte correspond une avancée de littoral, tandis que les baies sont creusées dans les grès. Cependant, une fois cette topographie établie, l'énergie de la houle se concentrant sur les caps et se dissipant dans le fond des baies, il arrivera un moment où les basaltes seront plus exposés et usés que les grès; parallèlement, le fond des baies se colmatera par formation de cordons littoraux et à la limite, on aboutira à un littoral régularisé, rectiligne. Les côtes de Carqueiranne se trouveraient donc à la fin du premier stade de cette évolution.

### c - Démantèlement et corrosion des grès

- Les bancs de grès présentent une disposition variable suivant leur pendage et l'orientation de la côte. Certains offrent un débit particulier que la mer utilise pour les démanteler. Ainsi, à l'Est de l'affleurement de grès quaternaire de la Pointe St Elme, à St Mandrier, les grès permien affleurent de nouveau avec un pendage vers l'W. Les bancs montrent un débit parallélépipédique très régulier dû à des diaclases d'orientation  $200^{\circ}$  et  $265^{\circ}$ , donnant à la dalle l'aspect d'un mur à moellons non cimentés. La mer démantèle ces blocs sans peine, comme on peut le voir sur la Figure 51, soit par cristallisation des sels dans les diaclases, soit par attaque mécanique directe lors des fortes mers de SE. Sur d'autres bancs, le diaclasage est moins net; des fentes secondaires débitent la dalle en miches (Fig. 52); le résultat, quant au travail de la mer, reste le même.

- Sur le littoral de Carqueiranne, les grès présentent une érosion en taffonis caractéristique, il s'agit de cavités de taille variable, et dont les parois s'effritent très facilement. Tous les bancs n'offrent pas cette altération; cela doit tenir à des différences granulométriques.

- Enfin, les bancs de grès grossier rose des environs de Carqueiranne présentent de très belles formes de micro-érosion alvéolaire en nids d'abeille. (Fig. 53). On constate, en retournant les blocs, que les alvéoles existent uniquement sur la face tournée vers la mer, les parties protégées par les autres blocs restant saines. Cela montre que l'action du vent chargé d'embruns est prépondérante dans la formation de ces altérations.

#### d- Le platier (littoral de Carqueiranne)

Au pied de la falaise s'étend une plate-forme qui descend en pente douce vers le large, hérissée par les bancs de grès durs qui forment les écueils allongés parallèlement à la côte. La surface du platier coupe les couches suivant un angle aigu; il ne s'agit donc pas ici d'un platier structural comme dans le cas des couches sub-horizontales de la côte mollassique, mais plutôt d'une plate-forme due à l'abrasion marine.

L'exploration du platier en plongée a montré que, comme ailleurs, les phénomènes d'érosion y sont minimes et cantonnés à la partie supérieure découverte par temps calme, submergée par gros temps : cuvettes de dissolution rares, surfaces lisses, marmites d'érosion par galets.

La partie toujours submergée du platier est recouverte d'Algues et colonisée par l'herbier de Zostères (anse du Pradon) et de Posidonies qui remontent très haut (à certains endroits 10 mètres du rivage, sous 1,50 mètre d'eau), protégeant la roche de l'action mécanique de la mer. Les seules actions sont d'ordre biologique : Lithophages, cupules d'Oursins, action des rhizomes. Suivant les fractures agrandies, on observe des amorces de chenaux remplis de graviers et de sable. L'ensemble a un aspect monotone depuis le Pradon jusqu'aux Kermès à l'Est.

Dans l'anse du Pradon, l'herbier de Posidonies a été érodé par 7 à 8 mètres de fond : les mattes forment des îlots dispersés, séparés par des taches de sable, colonisées actuellement par des Zostères.

## Deuxième Partie

### LES SEDIMENTS DETRITIQUES LITTORAUX

#### ESSAI D'INTERPRETATION

#### I - GENERALITES - METHODES D'ETUDE

Quelle que soit l'importance de l'action érosive de la mer, il reste certain qu'elle a pour effet soit d'user, soit de fragmenter les roches en éléments de différentes tailles : blocs, galets, sables, sans d'ailleurs qu'il y ait nécessairement passage progressif de l'un à l'autre de ces éléments : un grès, par exemple peut se désagréger en donnant directement un sable. L'étude des produits de l'érosion est en quelque sorte inséparable de celle de ses formes; étant donnée la quantité considérable de matériaux de toutes tailles présents dans le domaine littoral, je me limiterai à la seule catégorie des sables, définis dans la classification de J. BOURCART comme étant les matériaux de taille comprise entre 2 millimètres et 20 microns, dont j'étudierai les caractéristiques granulométriques.

#### 1°) Récolte des échantillons

Les sédiments ont été prélevés soit directement (dunes terrestres des Lecques et du Lavan-dou), soit en plongée libre (petits fonds des Lecques, du Cap Saint-Louis, de la plage de Sainte-Croix), soit à la benne, à bord du chalutier océanographique "Antedon" (pieds des falaises du cap Canaille). Pour les dunes terrestres, les échantillons ont été prélevés en moyenne tous les dix mètres. Chacun a été étudié séparément : il n'a pas été fait d'échantillonnage moyen.

### 2°) Méthodes d'étude

Les tamisages ont été effectués à l'aide de l'appareil à ultra-sons "Rheum", la durée de tamisage variant de 15 à 25 minutes suivant la taille des grains et leur teneur en calcaire.

Pour chaque échantillon, deux représentations ont été choisies :

#### a - Diagrammes à coordonnées polaires

La méthode utilisée est celle de A. RIVIERE. Les rayons polaires correspondent aux divers tamis, et l'on porte une longueur proportionnelle aux refus sur chaque rayon-polaire. L'écart le plus grand de la gamme des tamis est pris comme unité de base et égal à 360°. Tous les autres écarts moyens sont calculés en fonction de cette valeur. La valeur linéaire portée sur les rayons-polaires est la racine carrée du rapport du rejet  $\Delta m$  d'un tamis d'écart  $x_j$  à la différence  $\Delta x$  entre l'écart  $x_i$  du tamis précédent et l'écart  $x_j$ .

$$\rho = \sqrt{\frac{\Delta m}{\Delta x}}$$

Cette valeur  $\rho$  est parfois trop faible pour être commodément représentée; c'est pourquoi je l'ai affectée d'un facteur constant égal à 3.

#### b - Courbe cumulative en échelle $\alpha$ et en échelle de probabilité

Les longueurs des côtés des mailles des tamis utilisés sont échelonnées de manière à être très voisines des termes d'une progression géométrique de raison :

$$\sqrt[10]{10} = 1,259$$

On substitue à cette progression géométrique une progression arithmétique de raison 1. Si  $\alpha$  est une valeur donnée de la progression arithmétique et a la valeur de son homologue dans la progression géométrique (c'est-à-dire le diamètre en millimètres des mailles d'un tamis), on démontre que l'on a :

$$\log a = -0,1 \cdot \alpha (1)$$

L'échelle  $\alpha$  définie par cette relation est posée comme étant égale à 0, 1, 2, 3 etc... Au moyen de cette échelle, le tracé des courbes cumulatives est très facile et s'effectue sur papier millimétré ordinaire; complétées par les diagrammes à échelle de probabilité, elles permettent de calculer graphiquement un grand nombre de paramètres de la distribution. Le retour au diamètre des particules ne présente aucune difficulté grâce à la relation (1).

### 3°) Définition des paramètres calculés

#### a - Paramètres centraux

Médiane  $Md_\alpha$ . C'est la valeur qui, dans une série dont les termes sont classés par ordre de grandeur, occupe la position centrale de telle façon qu'il existe un nombre égal d'observations dont les mesures sont inférieures et supérieures à cette valeur. On a :

$$Md_\alpha = \alpha 50$$

Transformée en diamètre moyen équivalent en millimètres par la relation (1), la médiane correspond au deuxième quartile Q2.

- Moyenne logarithmique  $\bar{x}_\alpha$ . C'est la somme de tous les logarithmes des termes de la série divisée par leur nombre.

#### b - Paramètres de dispersion

- Ecart type logarithmique ou déviation standard  $\sigma_\alpha$ . L'écart type logarithmique est tel que l'effectif compris entre l'axe des x, la courbe de fréquence et les deux droites d'abscisses  $\bar{x}_\alpha \pm \sigma_\alpha$  représente, pour une courbe normale de distribution, 68% de la répartition.

#### c - Indices d'asymétrie et d'acuité

- Premier coefficient d'asymétrie  $A_\alpha$ .

$$A_\alpha = \frac{\bar{x}_\alpha - Md_\alpha}{\sigma_\alpha}$$

$A_\alpha = 0$  pour une distribution symétrique.

Si  $A_\alpha > 0$ , la branche la plus longue de la courbe de fréquence se situe vers les plus grandes valeurs de  $\alpha$ , c'est-à-dire que les éléments grossiers sont mieux triés que les grains fins.

Si  $A_\alpha < 0$ , les grains fins sont mieux triés que les grossiers.

- Deuxième indice d'asymétrie  $A_{\alpha_2}$ :

$$A_{\alpha_2} = \frac{\frac{1}{2}(\alpha_{95} + \alpha_{5}) - Md_\alpha}{\sigma_\alpha}$$

$A_{\alpha_2}$  est influencé par les parties terminales de la distribution.

- La connaissance des deux indices d'asymétrie permet de calculer le rapport :

$$R = \frac{A_{\alpha_2}}{A_\alpha}$$

Si  $R_\alpha = 1$ , la distribution est symétrique. En général  $R_\alpha$  est  $> 1$  et se situe aux environs de 2,7 pour un grand nombre de distributions.

- Coefficient d'acuité

$$B_\alpha = \frac{\frac{1}{2}(\alpha_{95} - \alpha_5) - \sigma_\alpha}{\sigma_\alpha}$$

Si  $B_\alpha > \frac{2}{3}$ , le sommet de la courbe de fréquence est plus rapproché de l'axe des abscisses que celui de la courbe standard, et inversement si  $B_\alpha < \frac{2}{3}$ .

- En outre, les quartiles Q1, Q2 et Q3 ont été calculés pour chaque échantillon. L'indice

$$\frac{\sqrt{Q_3}}{Q_1}$$

de P.D. TRASK permet d'évaluer le degré de classement du sable : s'il est inférieur à 2,5, le sable est bien classé; c'est d'ailleurs le cas général.

#### 4°) Précision des mesures

Tous les échantillons ayant été étudiés de la même façon, avec le même appareil, les résultats sont, en principe, comparables entre eux. Cela est confirmé par les valeurs de l'indice

$$\frac{P_{95} - P_5}{2}$$

égal à la valeur de deux écarts-type et qui, pour tous les échantillons, est très voisin de 0,1; il n'y a pratiquement pas de variation de cet indice.

## II - RESULTATS

### A - LES SABLES DE PLAGES ET DUNAIRES

#### 1°) Dunes et petits fonds des Lecques - Ex. substrat calcaires et gréseux

Le fond de la baie des Lecques est occupé par une dune littorale, qui se poursuit à l'intérieur des terres par une dune continentale non fixée. L'évolution de ces dunes est liée à l'équilibre sédimentaire de l'ensemble de la baie de La Ciotat-Les Lecques. En effet, le matériel sableux provient de la mer; on retrouve au sommet de la dune les mêmes Foraminifères que dans le sable des petits fonds, mais usés par les actions éoliennes; de plus, les grains de sable comportent beaucoup d'émoussés-luisants; enfin, l'observation montre que la dune progresse surtout par vent de mistral. Cela est confirmé par l'allure de la dune, qui présente un allongement marqué dans le sens NW - SE (voir carte p. 132). Le sable est donc régulièrement enlevé à la plage par vent de mistral; ce déblaiement est vraisemblablement équilibré par les apports de sable dans la baie des Lecques qui fonctionne comme un cul-de-sac, par transfert littoral des vagues de mistral réfractées autour du Bec de l'Aigle, et des vagues de SE réfractées autour de la Pointe Fauconnière. Etant donné que l'on ne constate pas de régression des taches de sable dans la baie et que, de plus, aucun cours d'eau important ne se jette à la mer sur cette partie de la côte, il faut supposer que le déficit de sable enlevé par le vent à la plage des Lecques est équilibré annuellement par le matériel issu de l'érosion des falaises gréseuses de la baie. (Santonien-Coniacien).

Les échantillons ont été prélevés sur la dune côtière, sur la dune continentale, ainsi que dans les petits fonds de la baie, afin de compléter la série (Fig. 21).

#### a- Diagrammes polaires

Les diagrammes polaires du sable dunaire sont remarquablement constants, qu'il s'agisse de la dune côtière ou continentale. Ils sont du type "en flamme" avec un seul maximum, toujours pour

la dimension 0,175 millimètres. Les variations par rapport au diagramme-type sont très faibles. Par contre, pour le sable des petits fonds, le maximum se déplace vers les éléments fins (sable fin), au fur et à mesure que l'on s'éloigne de la ligne de rivage, en même temps que le classement s'améliore : le maximum se situe à 0,135 mm pour les stations 1a, 1b, 1c, puis à 0,110 mm pour les stations 1d, -1 et -2. (Fig. 22).

#### b- Courbes cumulatives

Les courbes cumulatives sont très voisines les unes des autres. L'aire granulométrique du secteur des Lecques a été représentée (Fig. 23) en traçant les courbes cumulatives extrêmes; toutes les autres courbes de la série se répartissent à l'intérieur de la zone hachurée comprise entre les extrêmes.

#### c- Etude des paramètres fournis par les courbes cumulatives

Les paramètres permettant de préciser la distribution, sont en accord avec les résultats déduits des diagrammes polaires.

##### - Les quartiles Q1, Q2, Q3.

Pour la dune, les quartiles sont constants, aux erreurs d'expérience près; portés sur un graphique en fonction de la distance au rivage, ils se répartissent sur des droites sensiblement parallèles et horizontales, sauf Q3 qui augmente légèrement avec la distance au rivage. Seuls les échantillons 5 et 6 s'écartent de ces droites, en étant toujours situés au-dessus (quartiles plus grossiers); ils proviennent de la bordure d'une route bordée de maisons qui constituent sans doute des obstacles favorables à la sélection des grains grossiers.

Dans les petits fonds sous-marins, les quartiles diminuent régulièrement au fur et à mesure que l'on s'éloigne du rivage : le sable devient de plus en plus fin, alors que la granulométrie est constante pour la dune. (Fig. 24).

##### - La médiane et la moyenne. (Fig. 25).

Les deux paramètres suivent les variations des quartiles (voir tableau page 214), mais de façon inverse.

- Les coefficients d'asymétrie. Ils sont nuls pour les stations -2, 1c et 3, pour lesquelles la distribution est symétrique. Les stations 4, 6 et 8 ont une asymétrie positive, mais très voisine de 0 : les éléments grossiers sont mieux triés que les éléments fins. Tous les autres échantillons, soit onze au total, ont une asymétrie négative, donc un classement meilleur pour les grains fins que pour les grains grossiers. Dans l'ensemble, les distributions sont très faiblement asymétriques, sauf au niveau de la ride littorale (échantillons 1 et 1a) qui présentent une plus forte asymétrie négative.

##### - Coefficient d'acuité.

La majorité des échantillons a un coefficient d'acuité légèrement supérieur à 0,65, donc supérieur à celui de la courbe standard. Seul l'échantillon 1a, correspondant à la zone des déferlements, s'écarte notablement de cette valeur, avec une acuité de 1,69. (Fig. 26).

##### - Coefficient de classement de P.D. TRASK.

Pour tous les échantillons, ce coefficient est très voisin de 1,2, ce qui indique un sédiment très bien classé, les variations très faibles autour de cette valeur ne permettant pas de distinguer une évolution dans ce classement; celui-ci semble aussi bon pour le sable des petits fonds que pour le sable dunaire. Le triage a été poussé ici jusqu'aux limites extrêmes.

En résumé, la dune des Lecques présente des caractères granulométriques très constants. Nous verrons plus loin que les sables des pieds de falaise du cap Saint-Louis, au voisinage des plates-formes, sont plus grossiers que les sables des petits fonds de la baie des Lecques, tandis que le vent a un effet inverse en sélectionnant les grains grossiers des petits fonds - et cela dès la plage -, les sablons étant dispersés sous forme de poussière éolienne. Cela explique que le classement soit toujours excellent, que ce soit pour la dune ou pour les petits fonds. Cela peut servir d'indication dans l'interprétation de certains sédiments anciens (sables cocteux d'Apt, par exemple, où J.J. BLANC a mesuré des indices de classement comparables à ceux des Lecques.)

#### 2°) Plages et dunes du Lavandou - Exemple en substrat métamorphique à titre de comparaison

L'environnement de la dune des Lecques étant calcaire et gréseux, j'ai choisi d'étudier les dunes du Lavandou, situées en substrat métamorphique (gneiss et micaschistes). (Fig. 27).

Stations	Cotes <sub>m</sub>	Md <sub>α</sub>	$\bar{x}_α$	$\bar{σ}_α$	A <sub>α</sub>	A <sub>αz</sub>	B <sub>α</sub>	R <sub>α</sub>	Q1	Q2	Q3	$\sqrt{\frac{Q3-Q1}{Q1}}$
-1	(-7)	10,1	10	1	-0,1	-0,32	0,72	3,2	0,083	0,097	0,116	1,18
-2	(-6)	9,2	9,2	1,10	0	0	0,66	1	0,101	0,120	0,145	1,19
1d	(-2)	9,5	9,45	0,85	-0,05	-0,21	0,57	4,2	0,097	0,113	0,129	1,14
1c	(-1,5)	8,8	8,8	0,95	0	0	0,64	1	0,113	0,132	0,152	1,15
1b	(-1)	8,55	8,52	1,02	-0,03	-0,58	0,91	2	0,121	0,139	0,166	0,17
1a	(-0,5)	8	7,95	1,15	-0,33	-0,86	1,69	2,6	0,133	0,159	0,19	1,19
1	(0)	7,45	7,33	1,13	-0,10	-0,30	0,76	3	0,153	0,179	0,21	1,18
2	(1)	7,68	7,65	0,95	-0,16	-0,19	0,72	1,2	0,150	0,17	0,19	1,14
3	(1,5)	7,45	7,45	0,85	0	0	0,66	1	0,154	0,178	0,20	1,13
4	(5)	7,60	7,65	0,95	0,05	0,10	0,78	2	0,152	0,174	0,20	1,15
5	(15)	6,40	6,37	1,57	-0,02	-0,06	0,65	3,3	0,179	0,229	0,291	1,02
6	(20)	6,90	6,95	1,10	0,045	0,16	0,53	3,5	0,174	0,205	0,243	1,18
7	(30)	7,35	7,25	1,15	-0,08	-0,2	0,71	2,5	0,157	0,184	0,224	1,19
8	(40)	7,27	7,30	1,45	0,02	0,013	0,72	-0,65	0,149	0,187	0,237	1,02
9	(50)	6,90	6,7	1,3	-0,15	-0,30	0,84	2	0,166	0,205	0,258	1,24
10	(60)	7,40	7,37	1,07	-0,03	-0,07	0,60	2,64	0,155	0,182	0,211	1,17
11	(70)	7,15	7,15	1,25	-0,08	-0,18	0,77	2,25	0,156	0,188	0,229	1,02

Les Lecques - Tableau des Paramètres

Dune Nord	Md <sub>α</sub>	$\bar{x}_\alpha$	$\sigma_\alpha$	A <sub>α</sub>	A <sub>α2</sub>	B <sub>α</sub>	R <sub>α</sub>	Q1	Q2	Q3	$\frac{Q3}{Q1}$
1 (0)	2,1	2,05	1,55	-0,032	-0,048	0,88	1,5	0,496	0,617	0,777	1,26
-2 (10 m)	2,7	2,87	2,12	0,066	-0,10	0,28	1,5	0,372	0,537	0,759	1,43
3 (20 m)	3,1	3,02	2,27	-0,032	-0,098	0,59	3	0,347	0,480	0,692	1,41
4 (30 m)	2,5	2,27	2,57	-0,08	-0,16	0,66	2	0,376	0,562	0,912	1,53
5 (40 m)	2,6	2,45	2,2	-0,068	-0,12	0,64	1,7	0,403	0,550	0,813	1,42
Dune Sud											
A (70 m)	5,7	5,57	1,12	-0,11	-0,17	0,69	1,5	0,231	0,270	0,327	1,18
B (60 m)	5,6	5,47	1,62	-0,11	-0,17	0,51	1,5	0,236	0,276	0,331	1,18
C (50 m)	5,8	5,7	1,1	-0,09	-0,22	0,59	2,4	0,224	0,263	0,313	1,28
D (40 m)	6,05	6	1	-0,05	-0,27	0,82	5,4	0,211	0,248	0,292	1,18
E (30 m)	6,2	6,1	0,9	-0,11	-0,16	0,83	1,4	0,209	0,240	0,277	1,15
F (20 m)	6,3	6,27	0,92	-0,03	-0,16	0,9	5,3	0,204	0,235	0,266	1,14
G (10 m)	6,1	6,1	0,85	0	-0,21	0,78	1	0,214	0,246	0,285	1,15
H ( 0 m)	5,3	4,52	2,27	-0,34	-0,9	0,9	2,6	0,229	0,295	0,502	1,48
distances au rivage croiss. →						← distances au rivage croiss.					

Le Lavandou - Tableau des paramètres

Ces dunes s'étendent depuis la pointe du Gau au Sud, jusqu'à la pointe du Nard-Viou au Nord; elles sont séparées en deux parties distinctes par la pointe de Garou présentant des caractéristiques granulométriques très différentes. Elles sont nourries principalement par le sable marin de la rade de Bormes, surtout par vent de SE. En novembre 1962, une violente tempête de SE a eu pour effet de recouvrir la route du front de mer de 40 cm de sable, à tel point que l'on a dû déblayer cette route par bull-dozer. La plage Nord est de plus alimentée par les apports des deux ruisseaux : la Vieille et le Bataillier.

#### a- Etude des diagrammes polaires

Les diagrammes polaires sont constants dans chaque série, mais très différents pour la plage Nord et la plage Sud. (Fig. 28).

##### - Plage Nord

Les diagrammes sont très arrondis, tendant vers le cercle. Les répartitions sont sensiblement égales depuis la taille 0,675 jusqu'à 0,225. La proportion en éléments grossiers et moyens (de 2 à 0,5 mm), l'emporte sur les éléments fins (de 0,5 à 0,1 mm).

##### - Plage Sud

Les diagrammes sont en forme de flamme, comme pour la dune des Lecques. Il y a un seul maximum, pour la dimension 0,255 mm. Les éléments fins sont en proportion largement supérieure à celle des éléments moyens ou grossiers. Seule la station H s'écarte du type : elle présente un deuxième maximum à 0,55 mm, correspondant à un stock d'éléments moyens; cet échantillon provient de la zone de déferlement, au voisinage d'un petit cordon de galets.

#### b- Courbes cumulatives

De même que pour les sables des Lecques, l'aire granulométrique des dunes du Lavandou a été figurée en traçant les courbes cumulatives extrêmes, entre lesquelles se répartissent toutes les autres courbes cumulatives. On constate que les deux aires granulométriques du Lavandou additionnées coïncident avec l'aire unique des Lecques : la dune Nord correspond aux sédiments grossiers des Lecques, la dune Sud aux sédiments fins. (Fig. 29.)

#### c- Paramètres des distributions

##### - Les quartiles Q1, Q2, Q3 (Fig. 30).

Pour les deux dunes, les quartiles présentent le même type de variation; il y a d'abord décroissance régulière depuis la ligne du rivage par temps calme, jusqu'à la limite de déferlement de tempête, les prélèvements ayant été effectués un jour de calme plat. Il se forme toujours un petit cordon de galets et graviers, au niveau de l'eau, ce qui explique que le sédiment soit plus grossier que sur la dune. *A partir de la limite de déferlement, les actions éoliennes deviennent prépondérantes, éliminant les éléments fins; les quartiles augmentent régulièrement jusqu'à une soixantaine de mètres du rivage, où ils tendent à se stabiliser.* Les sables de la dune Nord sont toujours beaucoup plus grossiers que les sables de la dune Sud, du fait des apports fluviaux.

##### - La médiane et la moyenne logarithmique

Ces deux paramètres varient à l'inverse des quartiles : il y a augmentation jusqu'à la limite du déferlement, puis décroissance et stabilisation. (Fig. 30)

##### - Les coefficients d'asymétrie (Fig. 31)

Ils sont négatifs pour les deux dunes, à un échantillon près. Les grains fins sont donc mieux triés que les grains grossiers; ce caractère est plus marqué pour la plage Sud, où l'asymétrie est plus forte que pour la plage Nord, surtout en ce qui concerne la deuxième coefficient d'asymétrie. L'échantillon H de la limite de déferlement présente un coefficient d'asymétrie maximum :

$$A_{\alpha} = -0,34$$

$$A_{\alpha_2} = -0,9$$

##### - Coefficient d'acuité

L'acuité est en général plus forte pour la plage Sud que pour la plage Nord. Au voisinage de la mer, elle est soit supérieure, soit inférieure à 0,65, puis tend vers cette valeur, pour laquelle la distribution est normale, au fur et à mesure que l'altitude augmente. (Fig. 32).

##### - Coefficient de classement de P.D. TRASK.

Dans l'ensemble, les sables sont bien classés. Le classement est cependant meilleur pour la

plage Sud, sauf pour l'échantillon du niveau de l'eau qui est légèrement moins bien classé : il se produit un étalement dimensionnel dans la zone du swash. (Fig. 32).

#### Conclusion - Comparaison avec la série des Lecques

Les dunes Sud et Nord présentent des caractéristiques granulométriques très différentes; cela pourrait paraître surprenant, étant donné la faible distance qui les sépare, mais les apports de matériaux grossiers sont plus importants au Nord qu'au Sud, grâce à la présence des deux ruisseaux, la Vieille et le Bataillier; ce matériel fluvial doit l'emporter au Nord, tandis qu'au Sud le matériel de provenance marine prédomine.

La dune des Lecques et la dune du Lavandou Sud ont des caractéristiques très voisines : même diagramme polaire "en flamme" et à un seul maximum net, coefficients de classement identiques, faible asymétrie négative, acuité voisine de la distribution standard. Le sable des Lecques est cependant dans l'ensemble plus fin que celui du Lavandou Sud. Cela provient sans doute du fait que le sable des Lecques résulte du démantèlement du grès santonien, dont les éléments sont déjà triés au large du bloc sous-marin des Maures, tandis que l'évolution des minéraux, et notamment du quartz, est nulle dans l'environnement métamorphique du Lavandou.

#### B - LES SABLES DES PIEDS DE FALAISE

Les échantillons étudiés proviennent de trois secteurs différents :

- Cap Canaille - Au pied des falaises du cap Canaille se trouvent des taches de sable qui sont mis en suspension lors des fortes tempêtes de mistral, provoquant une turbidité importante, observable du haut de la falaise.

- Cap Saint Louis - Les échantillons ont été prélevés au voisinage des plates-formes littorales gréseuses du Santonien-Coniacien (Baie de La Ciotat).

- Cap Sainte-Croix - De la même façon, les sables sont proches des plates-formes mollassiques et gréseuses du Burdigalien (Est du cap Couronne).

*Bien que l'environnement géologique soit différent, ces sables convergent tous vers un même type, voisin également des sables des Lecques et du Lavandou. Seuls les paramètres de distribution varient légèrement d'un secteur à l'autre, les répartitions générales étant à peu près constantes.*

##### 1°) Diagrammes-polaires

Ils présentent tous le même aspect en flamme, avec un seul maximum situé généralement à 0,225 mm. Le sable du cap Saint-Louis est légèrement mieux classé que les autres. A Sainte-Croix, la finesse du sable augmente à mesure que l'on s'éloigne du rivage, de façon comparable aux petits fonds des Lecques : le maximum du diagramme se situe successivement à 0,175 - 0,135 - 0,110mm.

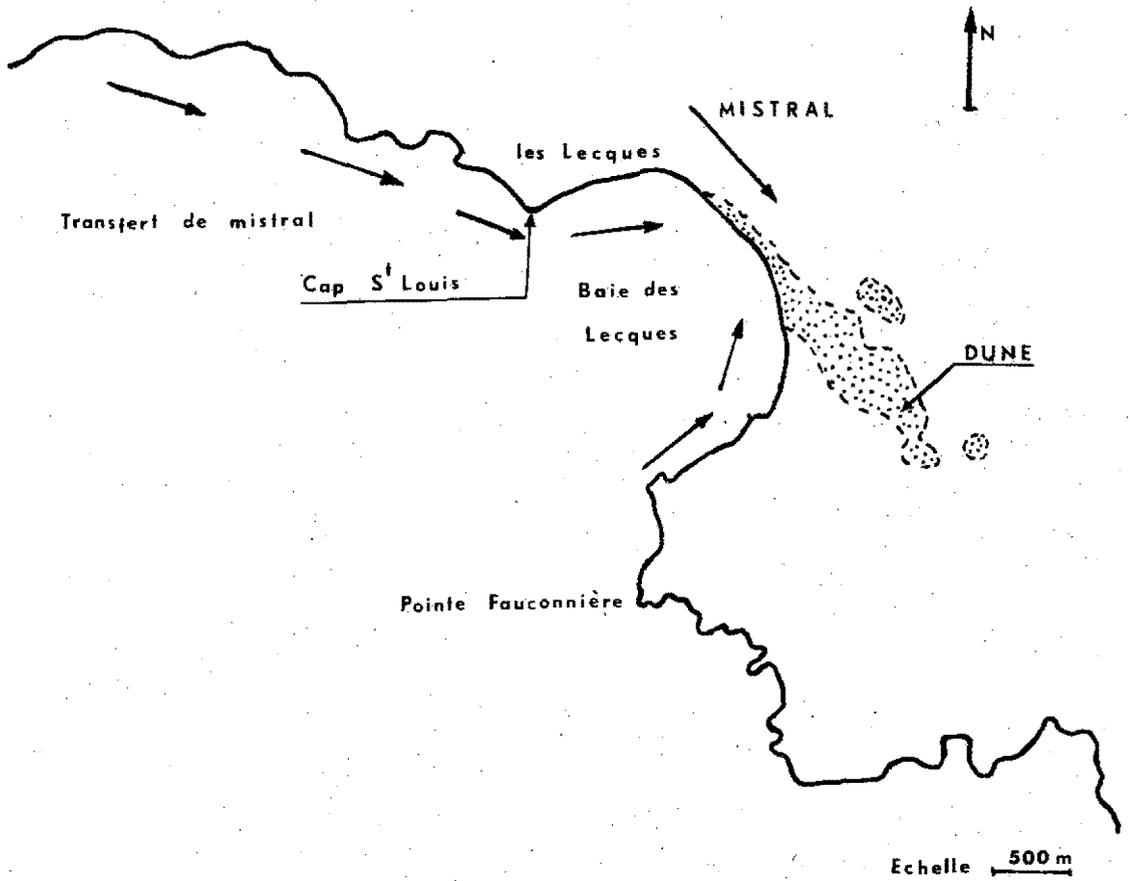
##### 2°) Paramètres des distributions

- Les quartiles. A profondeur égale, les quartiles sont extrêmement voisins. Tous ces sables sont très fins.

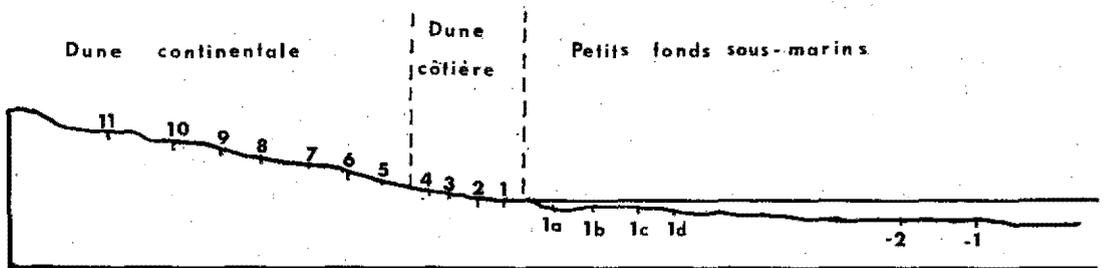
- Les coefficients d'asymétrie. Les trois secteurs sont assez différents de ce point de vue. Pour Sainte-Croix, l'asymétrie est très voisine de zéro, soit par valeurs négatives, soit par valeurs positives, ce qui est dû aux erreurs d'échantillonnages. Les échantillons du cap Saint-Louis présentent une très forte asymétrie positive, les éléments grossiers étant mieux triés que les éléments fins (les sables des Lecques, bien que proches de ces derniers, ont une asymétrie négative). Enfin, les sables du cap Canaille ont une asymétrie négative (classement meilleur pour les éléments fins que pour les éléments grossiers).

- Coefficient d'acuité. Pour Sainte-Croix et Saint Louis, l'acuité est voisine de 0,65, les distributions sont très proches de la distribution normale. Pour le cap Canaille, l'acuité est nettement supérieure à 0,65 (courbes de fréquence platicurtiques).

- Coefficient de classement de P.D. TRASK. Tous les sables montrent un classement excellent, les coefficients étant dans l'ensemble voisins de 1,2.



CARTE SCHEMATIQUE DE LA DUNE DES LECQUES



SCHEMA DE SITUATION DES PRELEVEMENTS

DIAGRAMMES POLAIRES DES  
LECOQUES

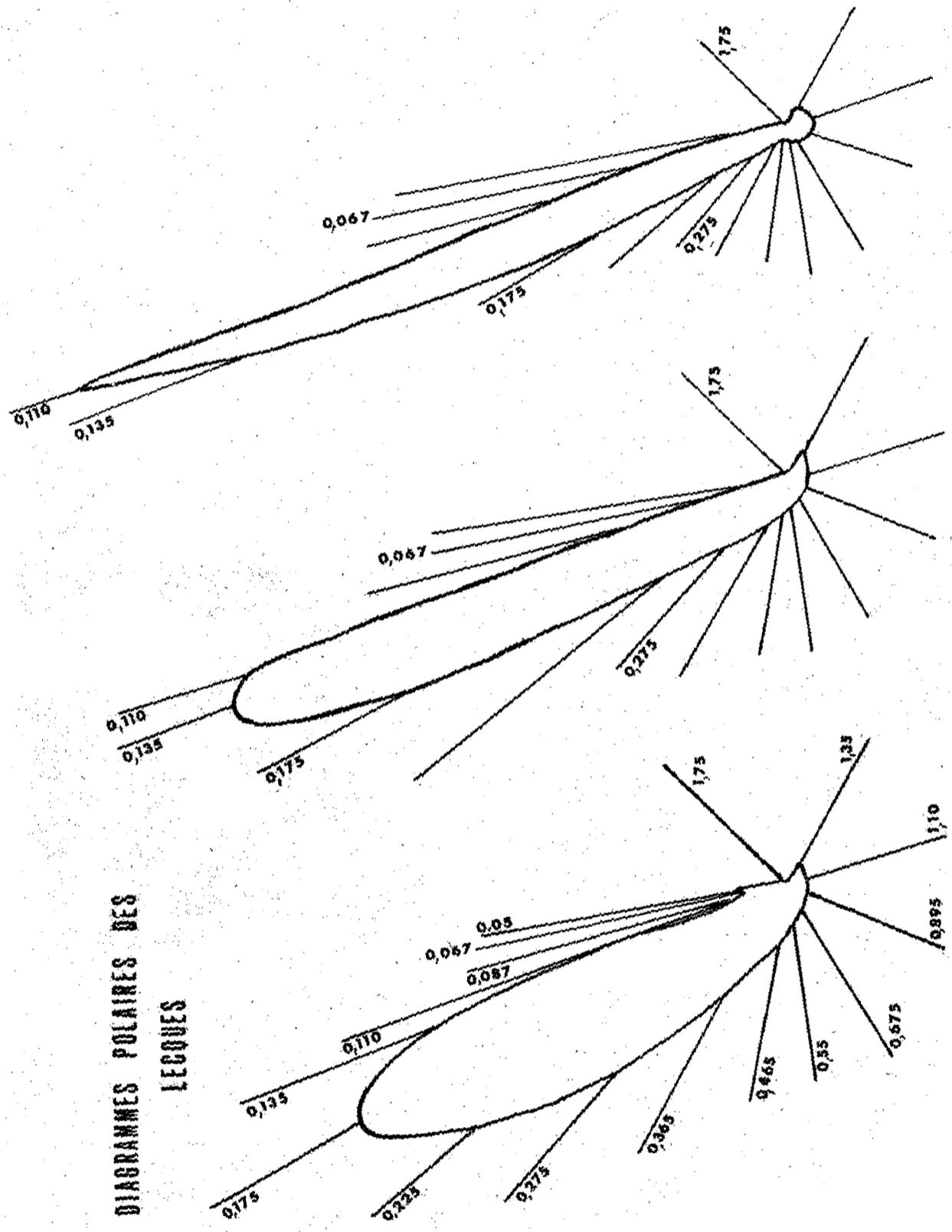


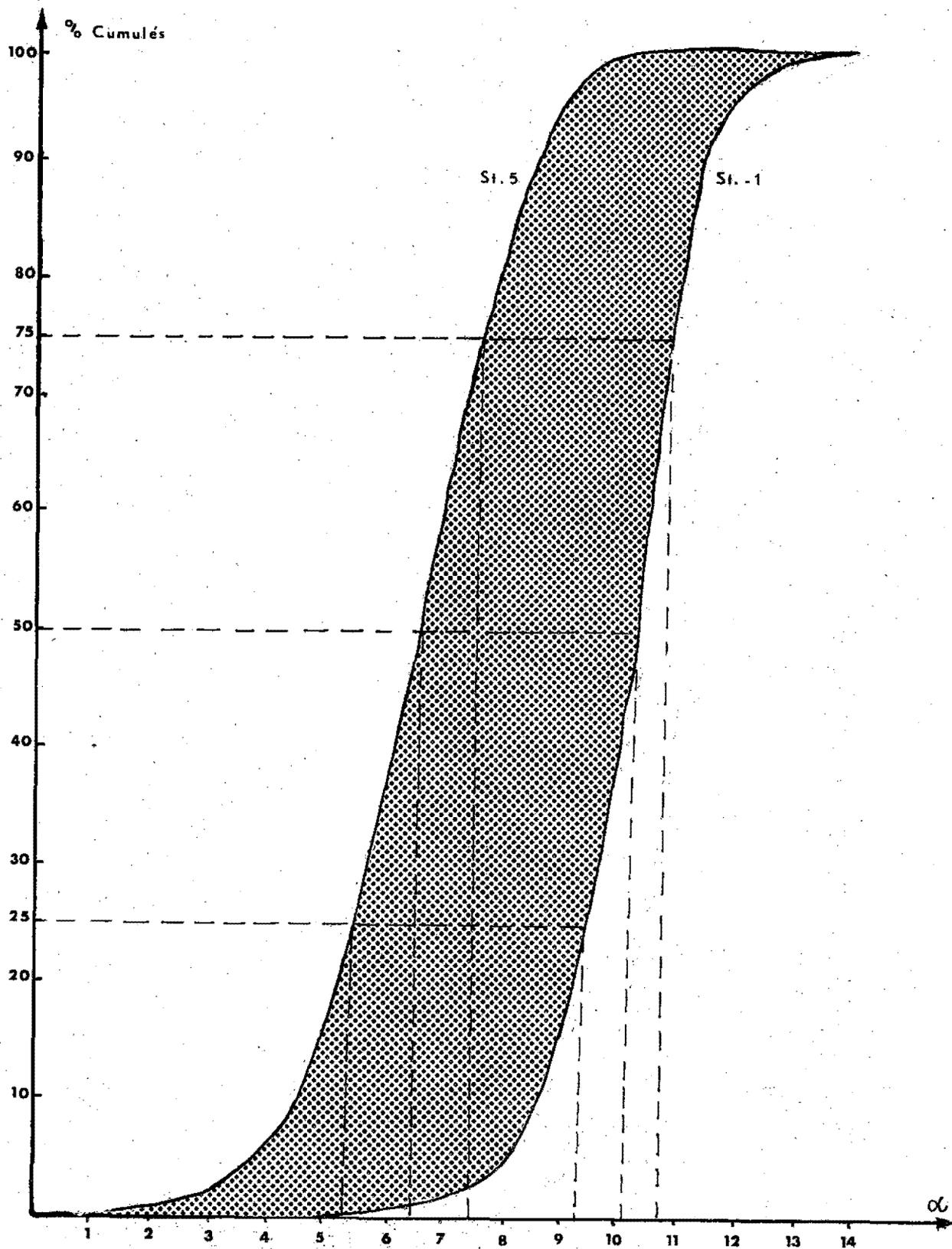
DIAGRAMME TYPE DE LA DUNE      DIAGRAMME DE TRANSITION DUNE - PETITS FONDS      DIAGRAMME TYPE DES PETITS FONDS

STATION 11

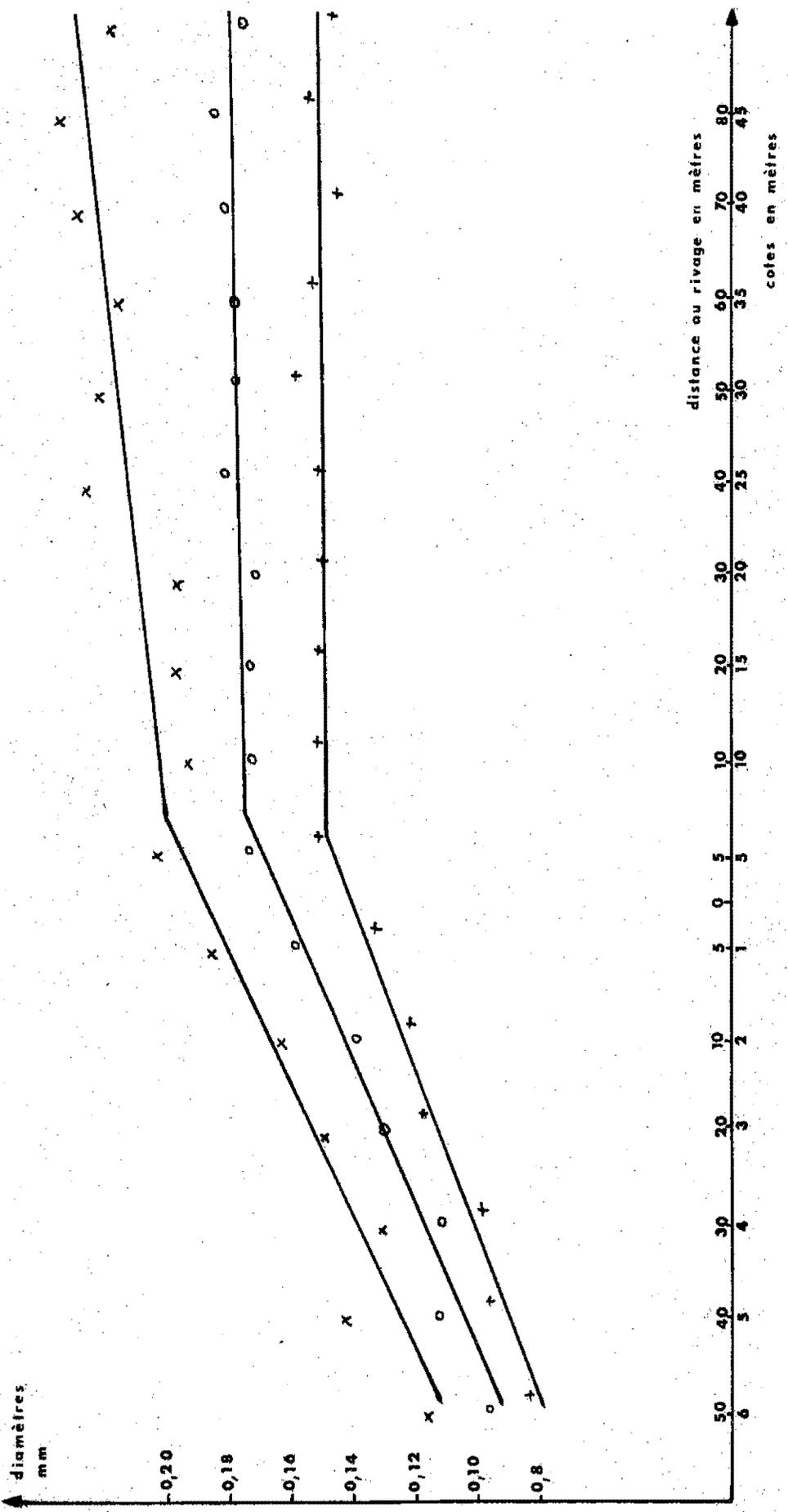
STATION 12

STATION 13

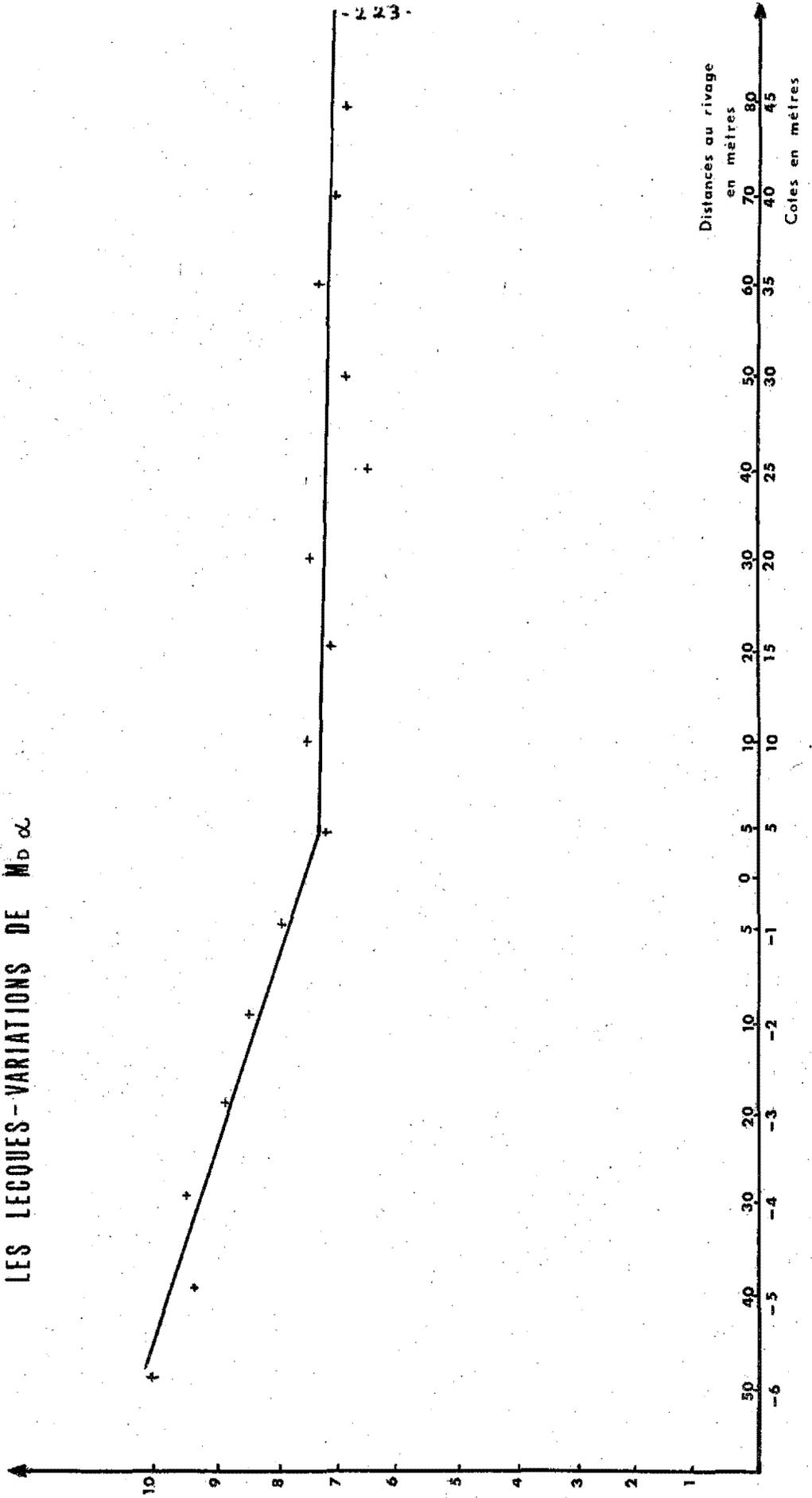
# LES LECQUES - AIRES GRANULOMETRIQUES



# LES LEÇUES - VARIATIONS DES QUARTILES



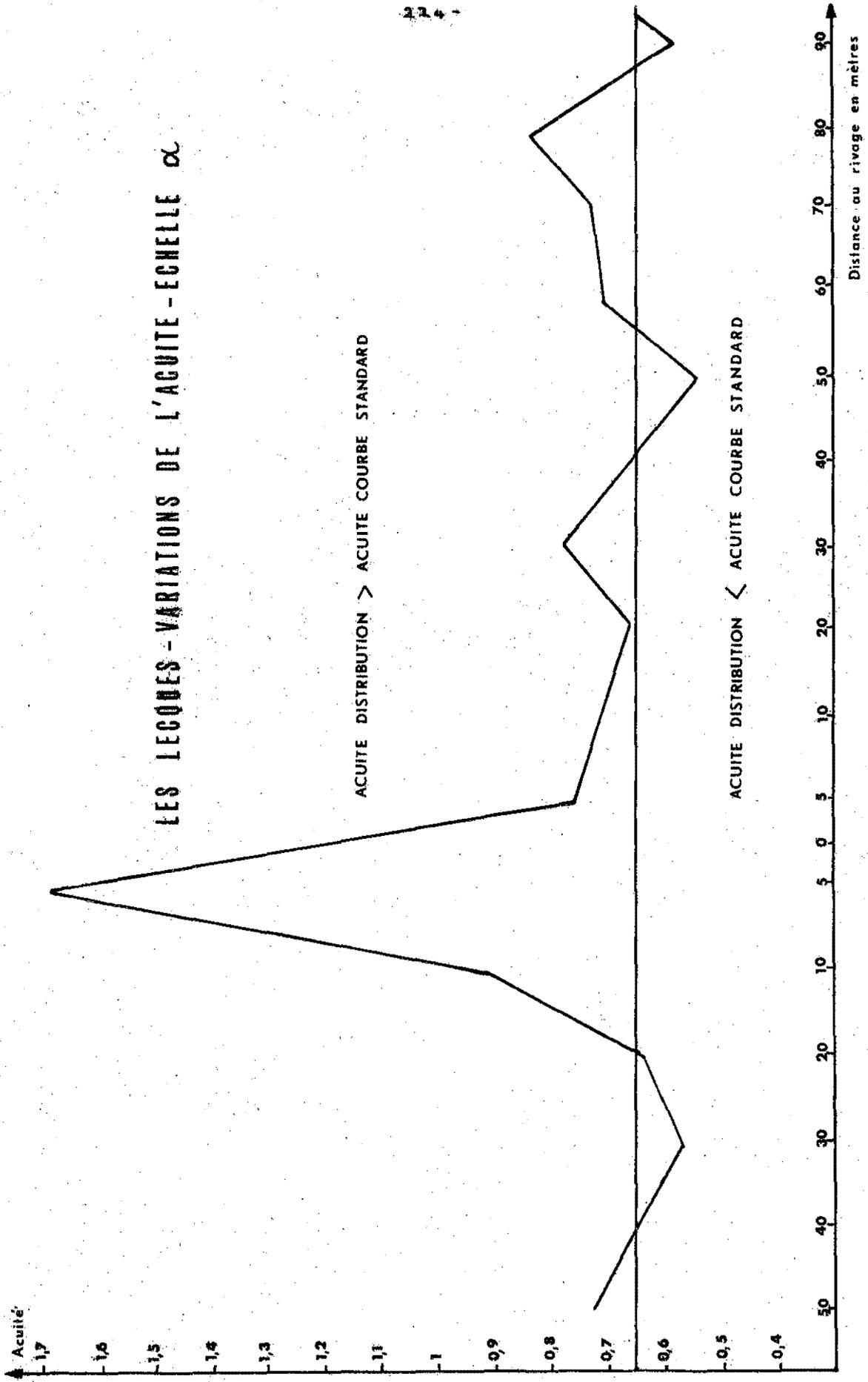
# LES LECQUES - VARIATIONS DE $M_D \propto$

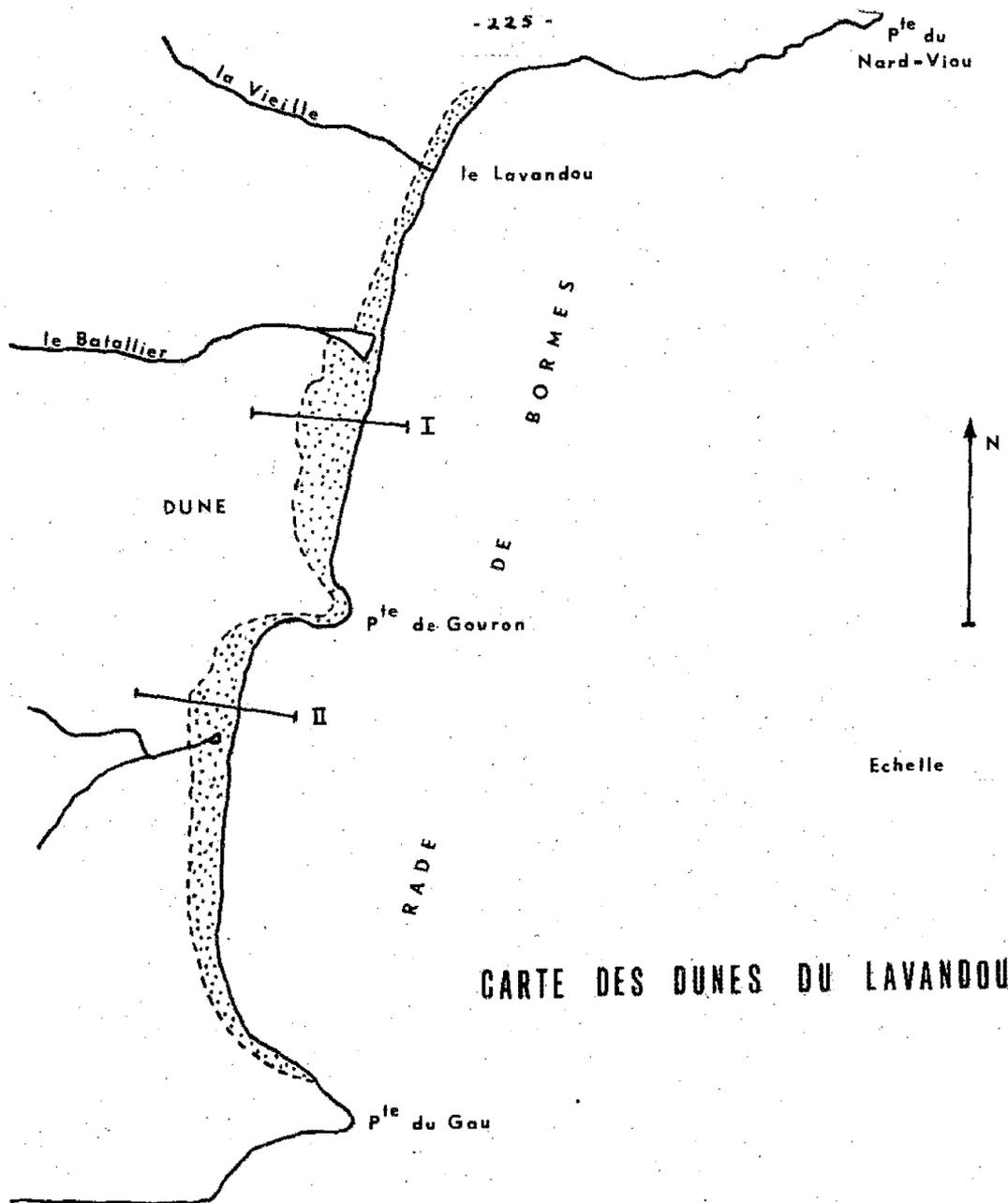


# LES LEÇONS - VARIATIONS DE L'ACUITE - ECHELLE $\alpha$

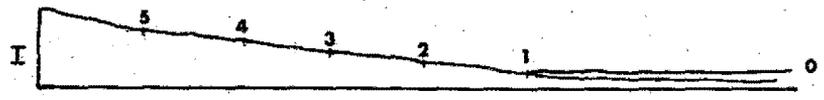
ACUITE DISTRIBUTION > ACUITE COURBE STANDARD

ACUITE DISTRIBUTION < ACUITE COURBE STANDARD

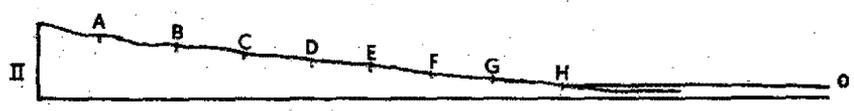




CARTE DES DUNES DU LAVANDOU



SCHEMAS DES PRELEVEMENTS



DIAGRAMMES POLAIRES DU LAVANDOU

- 226 -

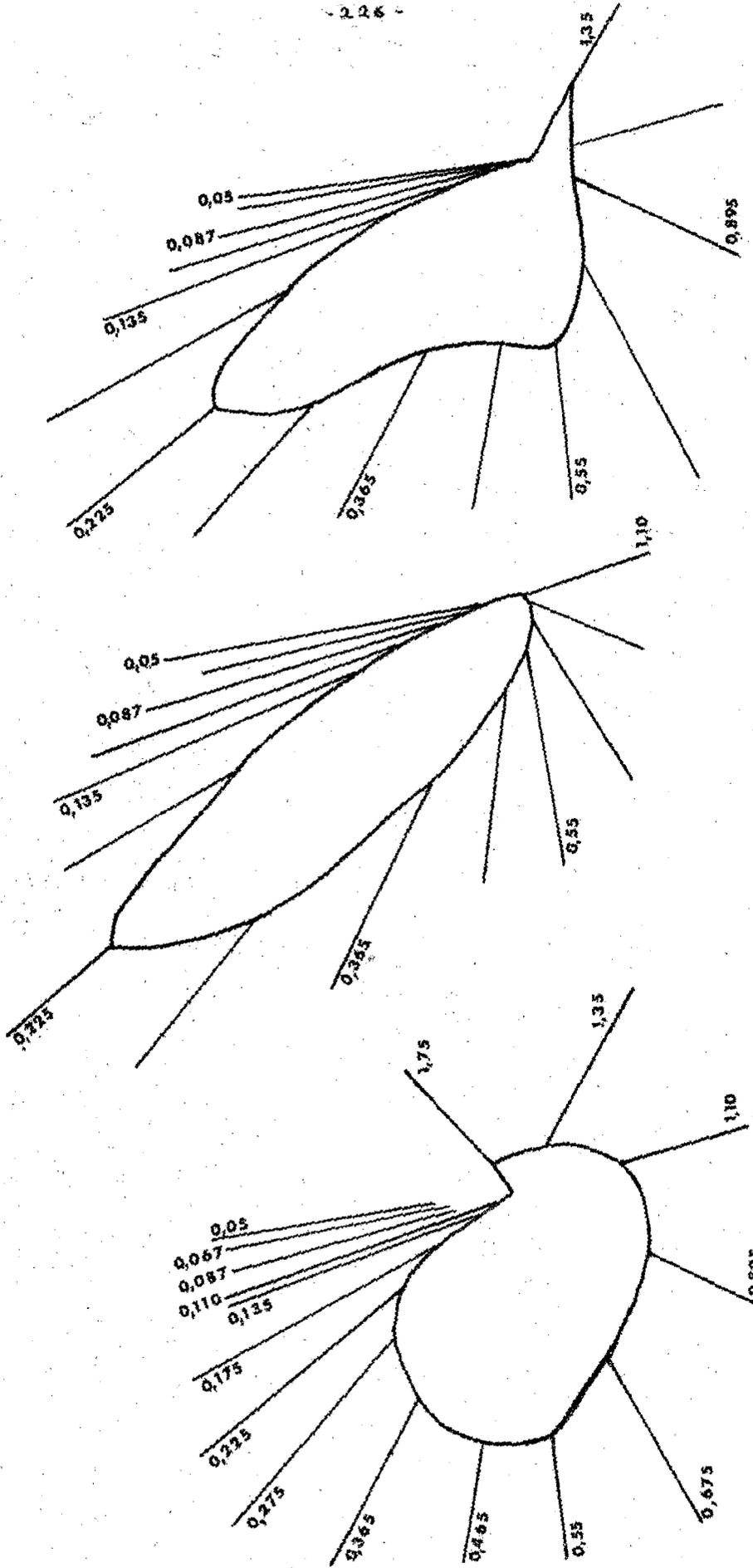
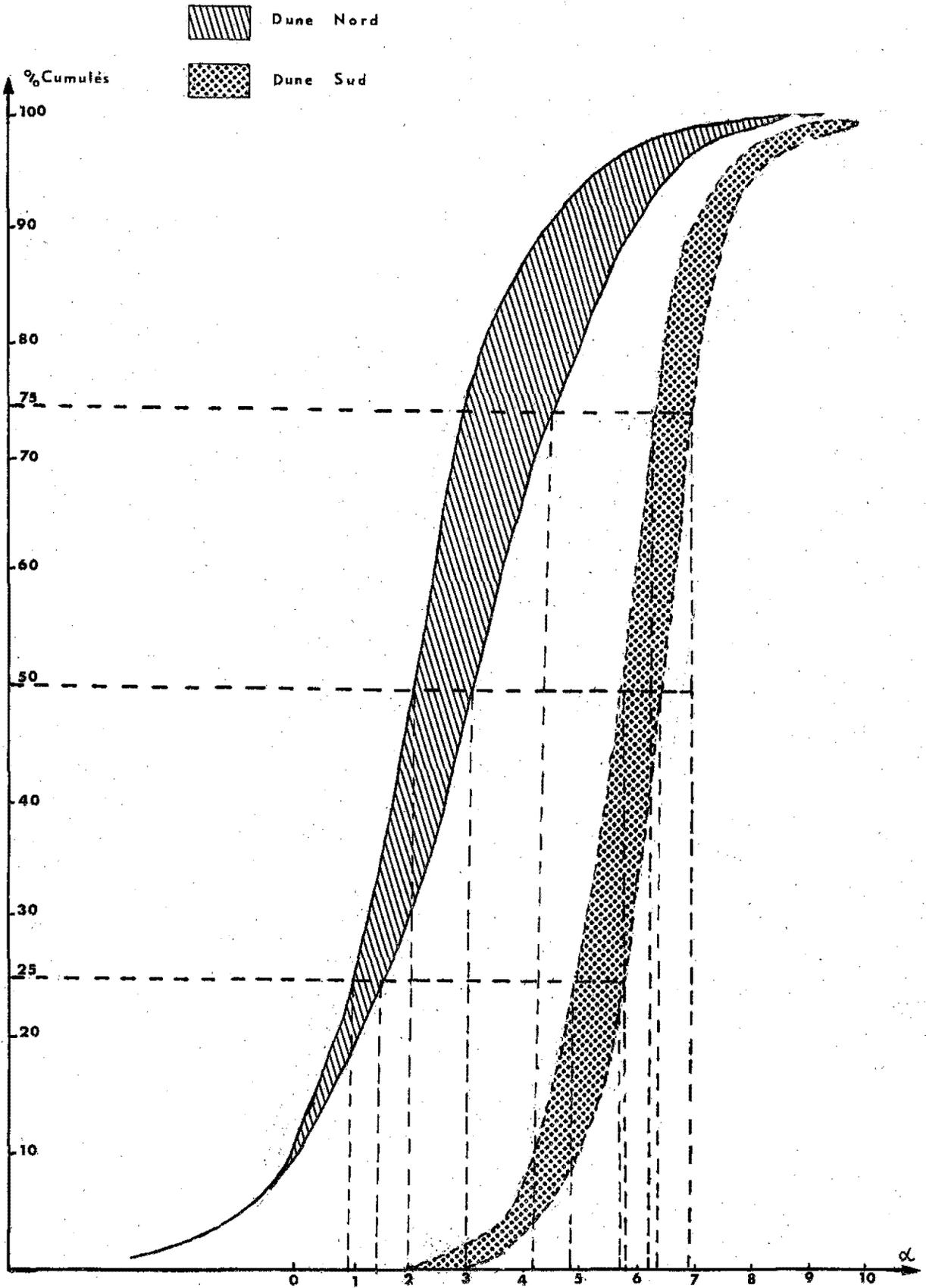


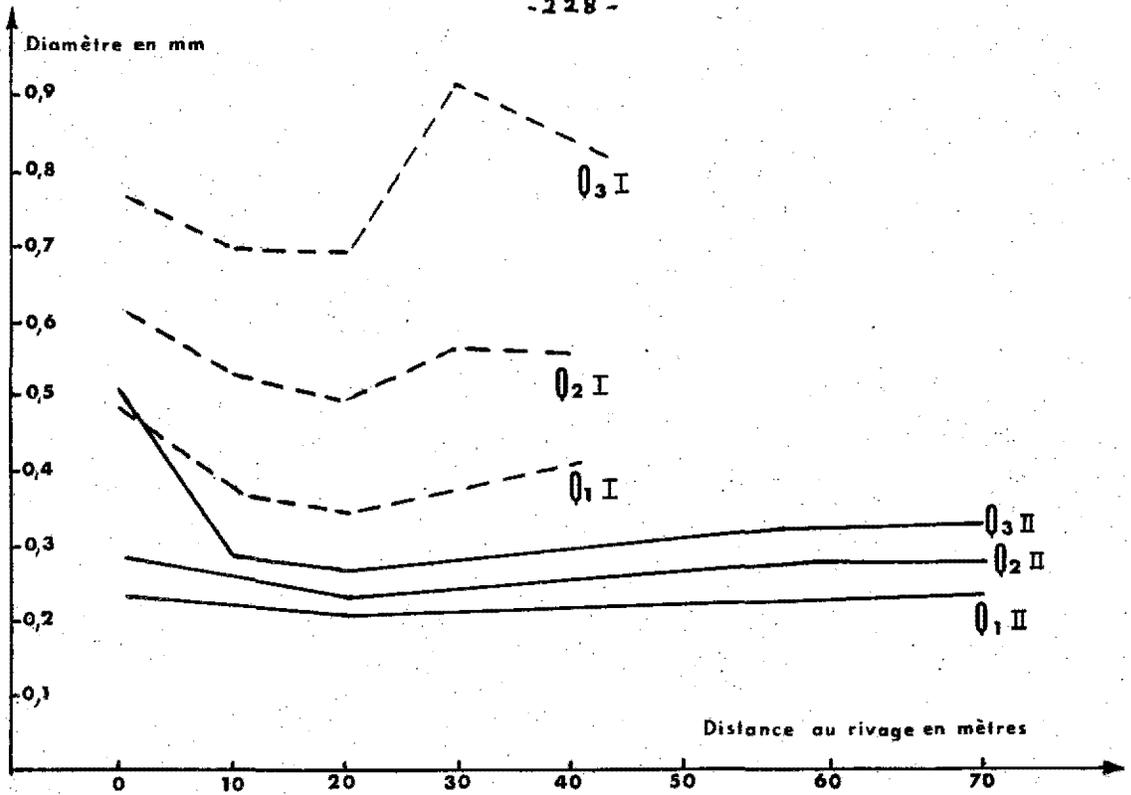
DIAGRAMME TYPE DE LA DUNE NORD  
STATION 1

DIAGRAMME TYPE DE LA DUNE SUD  
STATION 2

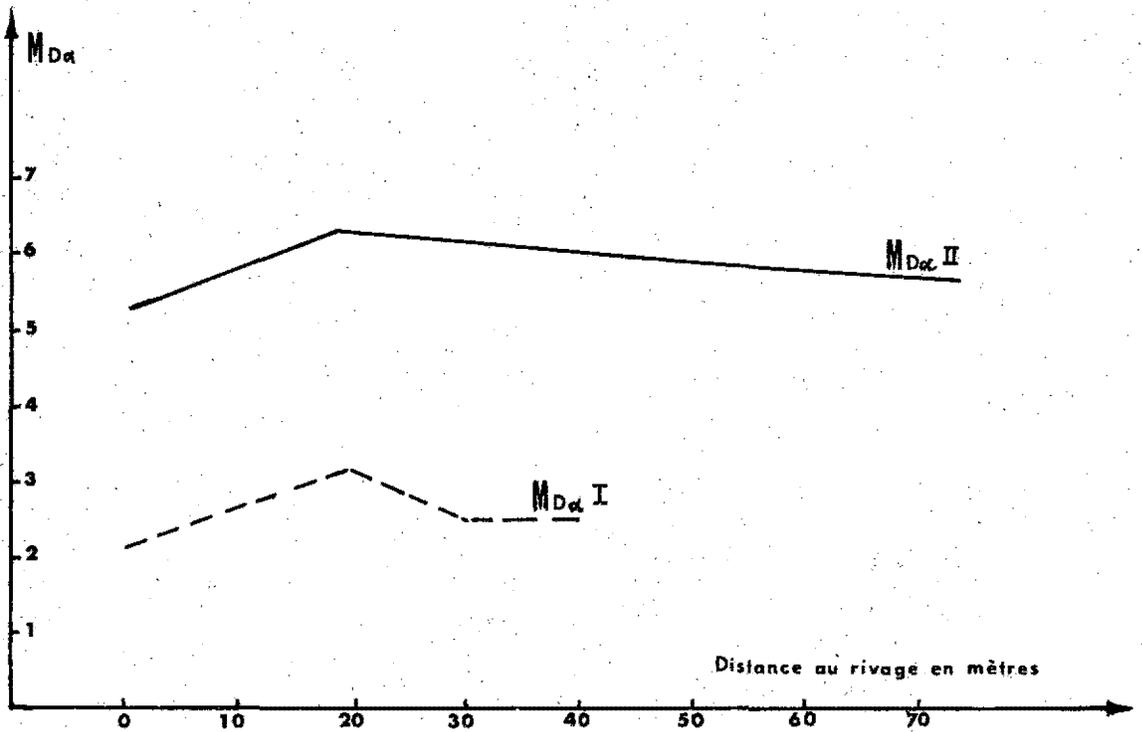
DIAGRAMME DE LA STATION H

# LE LAVANDOU - AIRES GRANULOMETRIQUES

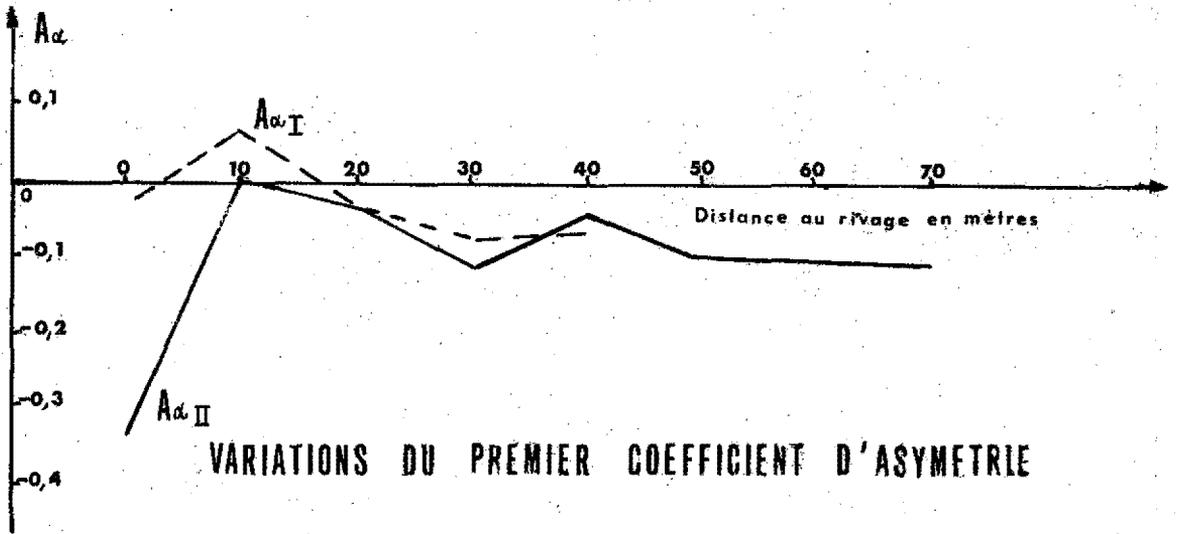




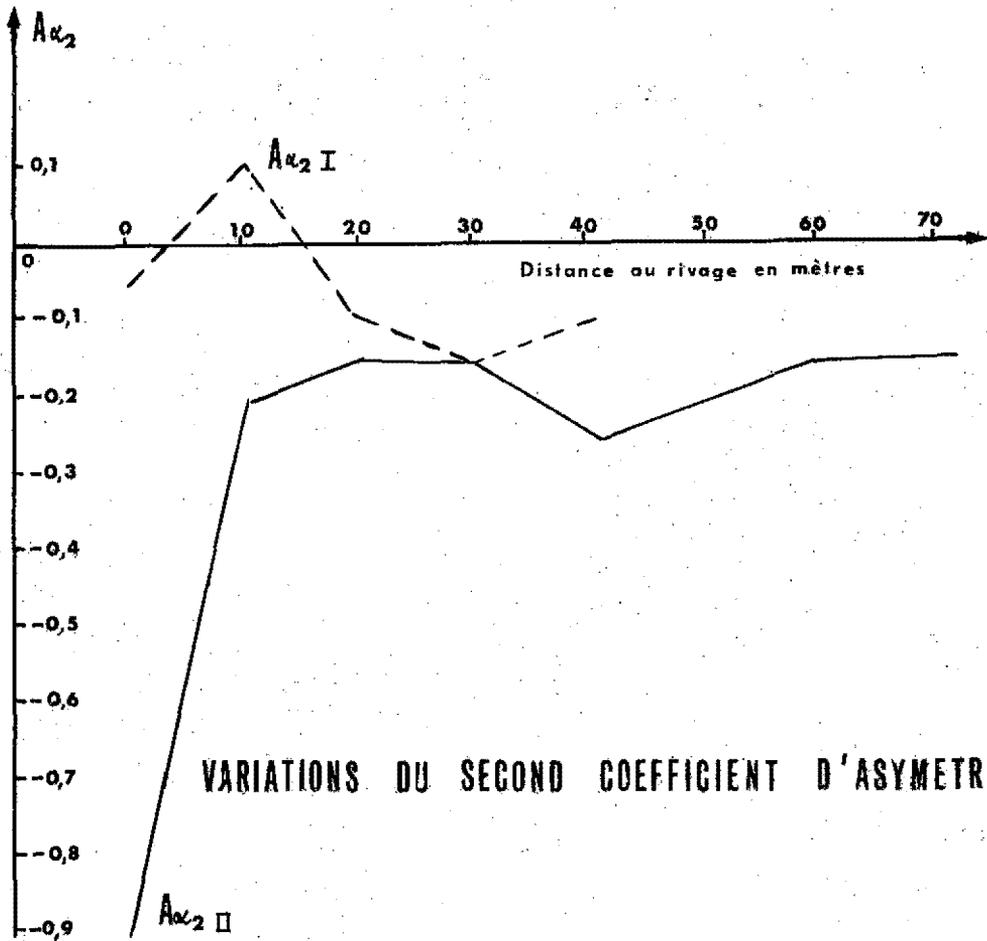
### LE LAVANOU - VARIATIONS DES QUARTILES

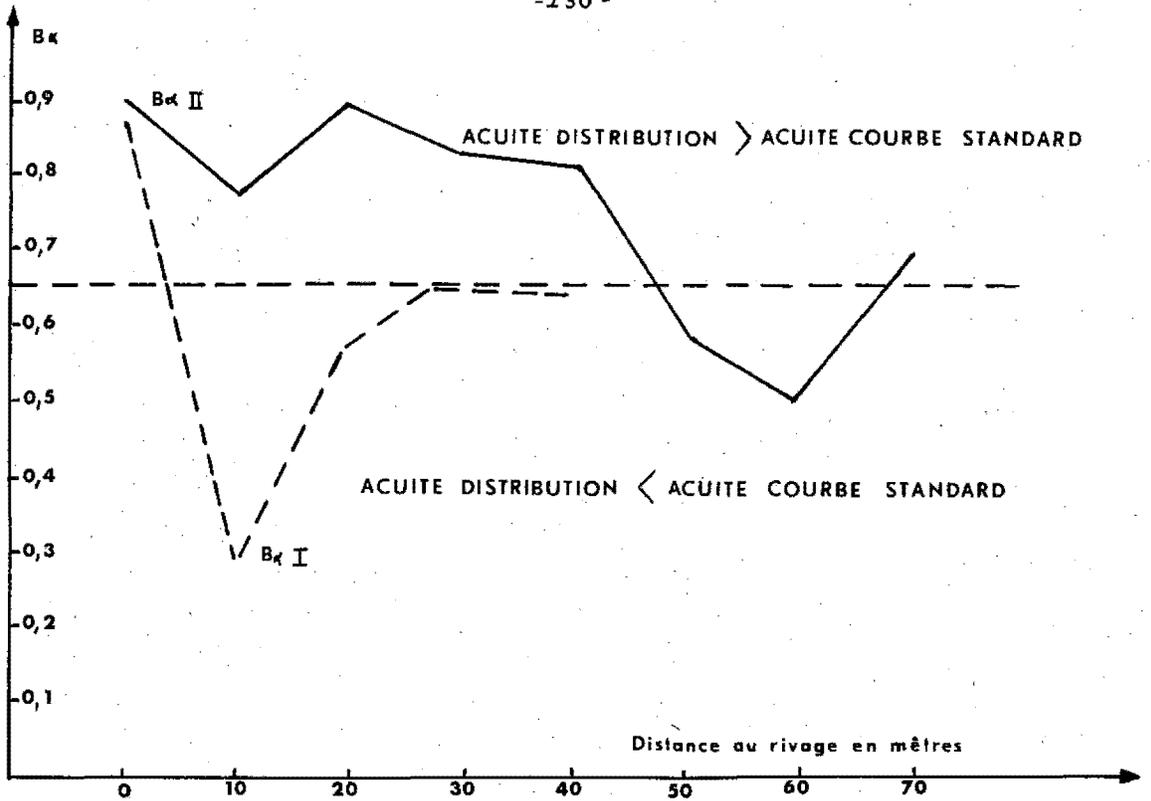


### LE LAVANOU - VARIATIONS DE LA MEDIANE (ECHELLE α)

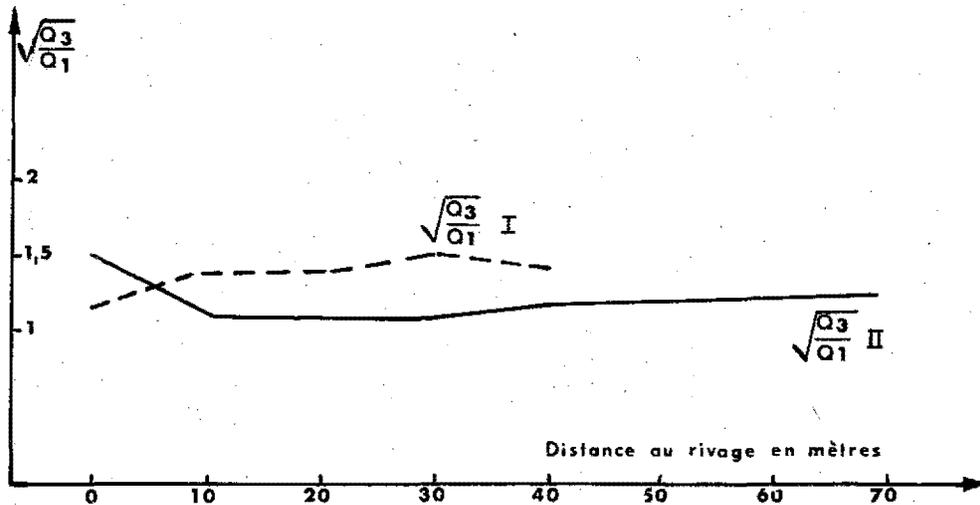


### LE LAVANDOU





LE LAVANDOU - VARIATIONS DE L'ACUITE - ECHELLE  $\alpha$



LE LAVANDOU - VARIATIONS DE L'INDICE DE CLASSEMENT

## CONCLUSION GENERALE

### Convergence granulométrique des sédiments sableux littoraux

L'étude granulométrique des sédiments sableux littoraux permet de dégager quelques traits généraux :

1°) Tous ces sables sont fins et présentent le même genre de diagramme polaire à un seul maximum variant autour de 0,2 mm.

2°) Le classement est toujours excellent.

3°) Pour les sables dunaires, le transport éolien s'exerce sur de trop faibles distances pour provoquer des variations granulométriques appréciables. Son seul effet est d'éliminer les sablons sous forme de poussière éolienne.

Seule la plage du Lavandou s'écarte un peu du type moyen, peut-être à cause des apports des ruisseaux; cela pourrait être confirmé au cours d'un travail ultérieur, par l'étude des minéraux lourds et de la radioactivité.

Ces sables proviennent d'un stock initial issu de l'éboulis subaérien (J.J. BLANC, 1958); l'évolution de ce stock sous l'effet d'actions hydrodynamiques aboutit aux sables littoraux fins ou grossiers à faciès hyperbolique.

Bien que l'étude morphoscopique n'ait pas été effectuée, un examen rapide montre qu'il y a surtout des grains anguleux non-usés dans ces sables; le matériel est dans l'ensemble assez primitif.

## CONCLUSION

De l'étude morphologique précédente, il ressort que l'érosion marine est en général faible, à l'échelle de l'observation humaine. C'est actuellement un phénomène de deuxième ordre qui a pour seul effet de façonner légèrement et lentement les côtes qui, dans la majorité des cas, sont dues à l'invasion d'un relief continental par la mer lors de la transgression flandrienne. Cependant, l'érosion par la mer peut n'être pas négligeable à l'échelle des temps géologiques; elle s'exerce de plusieurs façons différentes que je résumerai en conclusion de ce travail, et dont je tenterai de définir le champ d'action.

### I - L'EROSION MECANIQUE

#### A - EROSION DE LA FALAISE

##### 1°) Influence de la structure

###### a- Falaises à couches sub-horizontales et de dureté différentes

La mer use les bancs tendres plus vite que les bancs durs; la falaise recule par rupture des surplombs qui résultent de cette action. C'est le cas pour le littoral de la chaîne de la Nerthe, et également pour les falaises gréseuses à l'Est de La Ciotat. En général une plate-forme sub-horizontale prolonge la falaise vers la mer, sur laquelle les vagues perdent leur énergie en déferlant.

###### b- Falaises à couches sub-verticales de dureté différentes

La falaise évolue de la même façon que dans le cas précédent; en avant de la falaise, les plates-formes sont hérissés d'écueils disposés parallèlement ou perpendiculairement à la côte (littoral de Saint-Mandrier et Carqueiranne).

###### c- Falaises à couches de duretés comparables

Les seules actions mécaniques sont dues à l'abrasion par les galets qui polissent la roche, dans le cas où celle-ci est résistante (calcaires urgoniens de Marseilleveyre-poudingue de La Ciotat). Si la roche est tendre, il y a recul de la falaise par éboulements à partir de failles panamiennes, la mer dégageant le pied des talus (marnes ligériennes de Cassis-phyllades de Sicié).

### 2°) Influence des obstacles

Les blocs tombés au pied de la falaise constituent une défense naturelle contre l'action mécanique de la mer (littoral de la Nerthe - falaises du Soubeyran). Celle-ci n'atteint la falaise que lors des très fortes tempêtes.

### 3°) Influence du vent et des embruns

Les embruns n'ont pas à proprement parler d'action mécanique mais ils résultent du déferlement des vagues contre la falaise. Le vent, outre son action abrasive, transporte les embruns qu'il disperse souvent très loin. L'action combinée de ces deux facteurs donne des résultats différents suivant les roches.

- Roches meubles, (marnes, argiles) : elles sont imbibées par les embruns et ont, dans ces cas, une bonne cohésion; lorsque l'eau s'évapore, les sels cristallisent et leur pression s'ajoute à l'action de la dessiccation pour déliter la surface de la roche en plaquettes polygonales (certains niveaux du littoral de la Nerthe - Marnes ligériennes de Cassis).

- Roches dures : C'est surtout sur les grès que l'action des embruns est la plus nette. Tous les grès du littoral sont creusés d'alvéoles en nids d'abeille (la Nerthe - Trias de Port-Issol - Permien de Saint-Mandrier et Carqueiranne). Les alvéoles se forment sans doute par cristallisation du sel dans les pores de la roche, la pression de cristallisation détachant les grains de quartz des grès.

Il y a également alvéolisation dans les phyllades, mais il s'agit d'un évidement de la roche à l'intérieur des réseaux formés par les filonnets de quartz.

### 4°) Influence de la tectonique

Le facteur tectonique joue un rôle primordial : la mer agit préférentiellement suivant les lignes de faiblesse que constituent les failles et fractures (littoral de Marseilleveyre-fractures agrandies en grottes du cap Saint-Louis), en dégageant notamment les brèches de faille. C'est ainsi qu'un grand nombre de criques de ce littoral sont déterminées par des accidents (calanques de Sormiou et de Figuerolles par exemple).

## B - EROSION DU PLATIER

L'érosion mécanique des plates-formes immergées en avant des falaises et extrêmement faible et limitée à leur partie supérieure. L'effet des déferlements devient rapidement négligeable avec la profondeur : on peut le tenir pour nul à partir d'une profondeur de l'ordre de deux mètres, pour les fonds rocheux, qui sont presque toujours recouverts de peuplements algaux. L. BERTHOIS, d'après des observations sur le façonnement des galets, arrive à la même conclusion.

On doit dès lors se demander si les plates-formes sont dues à l'abrasion marine. J. BOURCART et A. GUILCHER sont d'un avis contraire, expliquant leur formation par la combinaison d'actions dans lesquelles celle des vagues est minime. Sur le littoral provençal, les plates-formes sont peu étendues vers le large et sont formées dans la majorité des cas par une dalle de roche dure sub-horizontale; cependant, il a bien fallu que tous les bancs qui étaient situés au-dessus de cette dalle aient été déblayés, et on ne peut guère rapporter ce déblaiement à une érosion continentale à une époque géologiquement proche. Il semble au contraire que ces plates-formes se soient formées au cours de la transgression flandrienne et qu'elles n'évoluent plus actuellement que sous l'action des êtres vivants. C'est en ce sens que l'on peut leur donner le nom de plates-formes d'abrasion marine, en ajoutant "anciennes".

## II - L'EROSION BIOLOGIQUE

L'action des animaux est minime si on examine un cas isolé; elle devient considérable si l'on imagine les populations dans leur ensemble, à tel point qu'elle constitue sans doute le principal facteur d'érosion. Les animaux perforants appartiennent à plusieurs groupes.

### 1°) Eponges

On trouve sur les plages provençales de nombreux galets perforés par l'Eponge *Cliona celata*; de même pour la majorité des échantillons recueillis sur le banc du Veyron (-25 m). La carie

s'exerce sur une plage superficielle épaisse de 2 à 3 cm, sur laquelle il ne reste plus qu'un squelette de roche. Le mécanisme exact de la perforation est inconnu : les auteurs se bornent à signaler la puissante contractilité des Eponges. Il est probable que les Eponges dissolvent le calcaire en secrétant d'infimes quantités d'acide.

## 2°) Annélides

Les Annélides du genre *Polydora* perforent les roches en y creusant des tubes en forme d'U. Les perforations n'excèdent généralement pas 6 mm. (P. HOMMERIL). Les échantillons du banc du Veyron portaient de telles perforations dont le mécanisme, là encore, est mal connu.

## 3°) Mollusques

En Méditerranée, le Pélécyopode *Lithophagus* (= *Litbodomus*) *lithophagus* creuse dans les roches calcaires des alvéoles de 1 à 2 cm de diamètre sur 3 cm de profondeur. De très nombreux galets portant de telles perforations, sont rejetés à la côte, notamment sur le littoral de la Nerthe. Leur action est prédominante dans l'étage infralittoral; ils disparaissent dans l'étage circalittoral où les Cliones sont très actives. Les *Polydora* existent dans les deux étages.

## 4°) Autres animaux

Sans être de véritables perforants, certains animaux ont une action sur la roche. Les Patelles et Chitons grattent la roche pour en enlever le vernis de Diatomées : on relève les traces de passage des Patelles sur tous les rochers exondés. Les Littorines ont également une action, détachant notamment les grains de quartz des grès. Enfin, les Echinides (*Paracentrotus lividus* par exemple) habitent des alvéoles qu'ils approfondissent.

## 5°) Algues

Les Algues perforantes appartiennent surtout à la catégorie des Cyanophycées; elles percent les calcaires sans doute par dissolution, leurs thalles étant soit épilithes, soit endolithes. Les calcaires blancs sont colorés par ces Algues dans les étages supralittoral (couleur bistrée) et médiolittoral (couleur jaune ou verte). La largeur de la zone colorée dépend de l'intensité des déferlements; elle est toujours plus importante à la pointe des caps que dans le fond des criques.

D'après P. FREMY, les principales Cyanophycées des environs de Marseille sont les suivantes :

- *Aphanocapsa endolithica*. Cette Algue apparaît à la brisure de la roche sous forme de traînées vertes qui l'imprègnent à 5 mm au-dessous de sa surface.

- *Brachytrichia dalmatica*. Le thalle est endolithique, vivant un peu au-dessus de la surface de la roche calcaire, lui donnant une couleur cendrée ou jaune-verdâtre. C'est une Algue très abondante aux environs de Marseille.

- *Hyella dalmatica*. Le thalle est endolithique, jaune-verdâtre, donnant un aspect de craie sale à la roche.

- *Scopulonema hansgirgianum*. Le thalle est formé de filaments épilithes et endolithes, de couleur brune ou noirâtre (sommet de l'étage supralittoral).

## III - L'EROSION BIOCHIMIQUE : LA DISSOLUTION

D'après GUILCHER, la dissolution littorale du calcaire serait liée à une désaturation périodique de l'eau de mer, qui est en principe sursaturée en carbonate de Calcium. Les Algues absorbent pendant le jour du CO<sub>2</sub> : les bicarbonates de l'eau de mer sont alors transformés en carbonates, ce qui élève le pH de l'eau. La nuit, les Algues respirent, donc libèrent du CO<sub>2</sub>, tandis que l'assimilation chlorophyllienne est ralentie; l'augmentation nocturne du CO<sub>2</sub> dissous conduit à une dissolution de la calcite, avec diminution du pH de l'eau. La calcite dissoute est soit libérée dans l'eau de mer, soit recristallisée dans les fissures de la roche (cas de La Calanque d'Envaou).

Pour mettre en évidence la dissolution du calcaire dans les mares supralittorales, j'ai prélevé de petits échantillons de roche sur les parois et sur le fond des flaques, et j'ai dosé leur teneur en calcaire en la comparant à la teneur de la roche saine. J'ai obtenu les résultats suivants :

#### Grès à articles de Corallines (Bandol)

Mare I : Roche saine	: 92,68 %	- 92,68 %	Mare II
Bord de la flaue	: 87,80 %	- 89,43 %	
Fond de la flaue	: 85,36 %	- 86,89 %	

#### Grès mollassique (cap Sainte-Croix)

	Roche saine	Bord flaue	Fond flaue
Mare I	83,06 %	79,03 %	72,58 %
Mare II	83,06 %	70,83 %	71,77 %
Mare III	83,87 %	79,03 %	73,38 %

La teneur en CaCO<sub>3</sub> diminue donc depuis la surface du platier jusqu'au fond de la flaue, où le taux est environ 10 % plus faible. Cela semble être un indice certain de la dissolution.

Quant aux variations nocturnes du pH de l'eau de mer, des mesures effectuées à Bandol et au cap Sainte-Croix n'ont pas apporté de résultat certain : le pH qui en principe, devait diminuer, augmentait au contraire légèrement au cours de la nuit, cette augmentation étant sans doute liée à la diminution de la température.

Au sujet des variations de pH, E. VACELET a mis quelques points en évidence, pour les flaues supralittorales des environs de Marseille :

- Les augmentations de pH ont lieu lors des périodes d'évaporation.
- Les brusques diminutions du pH coïncident avec des chutes de chlorinité résultant de remplissage.
- Le pH peut varier entre 5,60 et 8,95 (E. VACELET).

En tenant compte du fait que l'eau des flaues n'est pas renouvelée régulièrement comme dans le cas des mers à marées, mais au gré des tempêtes, on peut penser que la dissolution du calcaire dans les mares est un phénomène sporadique, lié aux périodes d'évaporation et de remplissage. Il n'y aurait pas dissolution nocturne régulière de la calcite. Le rôle des peuplements animaux, notamment des *Malaraphe neritoïdes*, doit également être très important : K.O. EMERY a montré que, dans les mares californiennes 2600 individus pouvaient enlever 0,3g de roche en vingt-quatre heures.

#### IV - CHAMP D'ACTION de CHAQUE FACTEUR D'EROSION

Falaises et plates-formes rocheuses ne sont pas soumis aux mêmes facteurs d'érosion.

##### 1°) La falaise

- Partie située au-dessus de la limite des déferlements: l'action du vent et des embruns est prépondérante.
- Zone des déferlements : cette zone est soumise d'une part à l'érosion mécanique, dans le cas général, et à la dissolution dans le cas des roches calcaires.

##### 2°) Les plates-formes

- Partie supérieure découverte par temps calme : action de la dissolution (mares et lapiaz littoraux) et de l'érosion mécanique par tempêtes.
- Partie inférieure : l'érosion mécanique diminue rapidement avec la profondeur, et à partir de -2m, les actions biologiques sont prépondérantes.

La morphologie littorale est finalement assez peu influencée par l'érosion marine actuelle. Sur le secteur étudié, elle est due principalement à l'enneiement d'un relief continental par la mer lors de la transgression flandrienne (côtes de submersion de la Nerthe et de Marseilleveyre-Puget, formation de la rade de Toulon, fausses falaises du Soubeyran et de Sicié).

Il faut noter en outre, en Provence calcaire, la grande importance de la karstification ancienne, qui constitue un héritage que la mer a utilisé largement pour modeler les paysages littoraux et sous-marins de la Nerthe et surtout du massif de Marseilleveyre-Puget (grottes sous-marines, réseau de galeries du banc du Veyron). Ce karst est très certainement anté-flandrien, mais il est

difficile de le dater avec plus de précision; le banc du Veyron, en particulier, a une situation et une morphologie à part; il s'agit d'un karst très ancien car la régression préflandrienne l'aurait laissé entouré d'eau de toutes parts.

Les sédiments sableux littoraux étudiés montrent une remarquable convergence granulométrique, quelque soit leur environnement géologique. Ces matériaux qui font partie du prisme littoral et sont constamment brassés par les vagues et les courants, subissent un triage dimensionnel très poussé, bien que leur aspect morphoscopique soit encore très primitif (prédominance des grains non-usés). Localement, certaines différences apparaissent néanmoins dans les granulométries, notamment l'enrichissement en particules fines lorsque la profondeur s'accroît en s'éloignant de la ligne de rivage. Les valeurs exceptionnelles du classement peuvent être une indication pour l'interprétation des sédiments marins anciens.

## BIBLIOGRAPHIE

### Principales abréviations utilisées

*Bull. C.O.E.C.* : *Bulletin du Comité Central d'Océanographie et d'étude des côtes.*

*Ann. Géogr.* : *Annales de Géographie.*

*C.R. som. S.S.G.F.* : *Comptes rendus sommaires des séances de la Société Géologique de France.*

*Rec. Trav. S.M.E.* : *Recueil des Travaux de la Station Station Marine d'Endoume, Marseille.*

*Ann. Inst. Océanogr.* : *Annales de l'Institut Océanographique, Monaco.*

*B. S. G. F.* : *Bulletin de la Société Géologique de France.*

*Rev. Géogr. phys. Géol. dynam.* : *Revue de Géographie physique et Géologie dynamique.*

ARBEY F. (1961) - Etudes littorales sur la côte des Maures. Thèse Doctorat de 3ème Cyclé, Paris.

AUZEL M. (1951) - Action érosive de la mer sur la côte occidentale du Cotentin. *Bull. C.O.E.C.* IIIe année, n° 9 p. 396-398.

BATTISTINI (1954) - Observations relatives au recul de la falaise marine à Plonguemeau. *Bull. C.O.E.C.* VIe année, n° 4.

BERARD A. (1927) - La morphologie cotière de Marseille à Toulon et l'origine des calanques. *Ann. Géogr.* XXXVII, p. 67-70.

BERTHOIS L. (1949) - De la rapidité de l'érosion marine sur les blocs anguleux d'embranchement. *C.R. som. S.S.G.F.* 1949, p. 62-64.

BILLY G. (1954) - Etude des courbes normales de dispersion. Eléments de statistique à l'usage des Naturalistes. Centre de Documentation Universitaire. Paris.

BIROT P. (1955) - Les méthodes de la morphologie. Presses Universitaires de France. Paris.

BLANC J.J. (1950) - Le Crétacé supérieur de La Ciorat et de ses abords. t. I et II. *Bull. Museum Hist. Nat. Marseille*, t. 10, 11.

BLANC J.J. (1952) - Découverte de l'Aptien au Grand Congloué, archipel de Riou, Marseille. *C.R. som. S.S.G.F.* 3 nov. 1952 p. 272-274.

BLANC J.J. (1955) - Sédimentologie et Bionomie. *Rec. Tr. S.M.E.* Fasc. 15, Bull. 9.

BLANC J.J. (1956) - Sédimentation et Paléocéanographie du Turonien et du Sénonien dans le bassin du Beausset (Var). *B.S.G.F.* 6e série, t. VI, p. 797-815.

BLANC J.J. (1956) - Etudes géologiques et sédimentologiques sur l'archipel du Grand Congloué. *Ann. Inst. Océan.* 1956, 32, 123.

- BLANC J.J. (1957) - Observations sédimentologiques sur le littoral rocheux à l'Est de Marseille. *Rev. de l'Inst. Franc. du Pétrole*. Vol. XII, n° 4, avril 1957.
- BLANC J.J. (1958) - Houles et vagues dans la région de Marseille. Influences sur la sédimentation littorale. *Rec. Tr. S.M.E.* Fasc. 23.
- BLANC J.J. et BONIFAY E. (1953) - Les terrains quaternaires littoraux en Provence occidentale. *B.S.G.F.* (3), n° 9, p. 847-864.
- BLANC J.J. et MOLINIER R. (1955) - Les formations organogènes construites superficielles en Méditerranée occidentale. *Bull. Inst. Océanogr. Monaco*. n° 1067.
- BLANCHARD R. (1911) - Les côtes de Provence. Note de Géomorphologie côtière. *Ann. Géogr.* XXIV. p. 201-224.
- BONIFAY E. (1952) - Une plage fossile dans la baie de Sanary, *B.S.G.F.* 1952, p. 14-16.
- BONIFAY E. (1952) - Plages fossiles et dunes consolidées des côtes de Provence occidentale. *C.R. som. S.S.G.F.* 19 mai 1952, p. 176-178.
- BONIFAY E. (1954) - Note sur deux nouveaux gisements de limons loessiques en Basse Provence. *C.R. som. S.S.G.F.* 22 nov. 1954, pp. 351-352.
- BOURCART J. (1930) - Le problème des taffonis de Corse et l'érosion alvéolaire. *Rev. Géogr. phys. Géol. dynam.* t. 3, pp. 5-15.
- BOURCART J. (1938) - La marge continentale. Essai sur les régressions et transgressions marines. *B.S.G.F.* (5), VIII, pp. 393-474.
- BOURCART J. (1949) - Géographie du fond des mers. Payot; Paris.
- BOURCART J. (1949) - La théorie de la flexure continentale. *C.R. Congr. intern. Geogr. Lisbonne*. t. II, pp. 167-190.
- BOURCART J. (1951) - La ligne du rivage. *Bull. C.O.E.C.* t. 3, 3, pp. 79-94.
- BOURCART J. (1951) - Sur la géologie quaternaire des îles d'Hyères. *B.S.G.F.* (6), I, pp. 159-168.
- BOURCART J. (1952) - Les frontières de l'Océan. Albin Michel. Paris.
- BOURCART J. (1953) - Note sur l'érosion marine de la côte entre la Tranche (Vendée) et l'île Madame (Charente-Maritime). *Bull. C.O.E.C.* V, pp. 396-401.
- CAILLEUX A. (1953) - Distinction des sables marins et fluviaux. *B.S.G.F.* 5, XIII.
- CAILLEUX A. (1953) - Observations à une communication de M.G. ASTRE. (Bibliographie sur les alvéolisations). *C.R. som. S.S.G.F.* 1953, p. 256.
- CAILLEUX A. (1954) - Limites dimensionnelles et nom des fractions granulométriques. *B.S.G.F.* (6), 4, pp. 643-646.
- CAILLEUX A. (1958) - Etude quantitative de failles. *Revue de Géomorphologie dynamique*. IX<sup>e</sup> année, n° 9-10, pp. 129-145.
- CATZIGRAS S. (1943) - L'Aquitainien marin de Carry-le-Rouet. Thèse Université Marseille. Imprimerie marseillaise.
- CHARDONNET J. (1948) - Les calanques provençales. Origines et divers types. *Ann. Géogr. Fr.* 1948, n° 308.
- COMBALUSIER J. (1952) - Le Miocène de Basse Provence. Thèse. Paris. *B.S.G.F.* n° 182, t. XXXV.
- CORBEL J. (1952) - Les lapiaz marins. *Revue Géogr. Lyon*. t. 27, pp. 379-380.

- CORBEL J. (1958) - Un karst méditerranéen de basse altitude : le massif des calanques et la formation de son relief. *Revue Géographique Lyon* Vol. XXXI.
- CORBEL J. (1957) - Les karsts du Nord-ouest de l'Europe. *Inst. des Et. Rhodaniennes de l'Univ. de Lyon.* t. XII, p. 541.
- CORNET C. (1961) - Histoire géologique de la chaîne de la Nerthe depuis l'Oligocène. *Rev. Géogr. phys. Géol. dynam.* Vol. IV, Fasc. 2.
- CORROY G. (1950) - Nos calanques. *Marseille* 1950, 3e série, n° 7, pp. 19-26.
- CORROY G. et DENIZOT G. (1935) - Guide géologique de la Provence occidentale. *Ann. Faculté Sciences Marseille.* 2e Série, t. VIII.
- CORROY - GOUVERNET - CHOUTEAU - SIVIRINE - GILET - PICARD. (1958) - Les résurgences sous-marines de la région de Cassis. *Bull. Inst. Océan. Monaco.* n° 1131.
- DENIZOT G. (1934) - Description des massifs de Marseilleveyre et de Puget. *Ann. Museum Hist. Nat. Marseille* T. XXVI.
- DERRUAU M. (1958) - Précis de Géomorphologie. Masson & Cie. éditeurs.
- FREMY P. (1934) - Cyanophycées des côtes d'Europe. *Mém. Soc. Nat. Math. Cherbourg.* T. XLI, (5e série, t. I).
- GOUGENHEIM A. (1949) - Exemple naturel d'amortissement de la houle. *Bull. C.O.E.C.* I, 10, pp. 3-5.
- GOUVERNET C. (1955) - Structure de la région toulonnaise. Thèse Sc. Nat. Paris.
- GRISEZ L. (1962) - Alvéolisation littorale de schistes métamorphiques. *Rev. Géomorph. dynam.* Fr. t. 11, n° 10-12.
- GUILCHER A. (1948) - Le relief de la Bretagne méridionale. Thèse Lettres Paris.
- GUILCHER A. (1954) - Observations sur le déferlement des vagues et le façonnement des galets sur un plateau rocheux de l'île de Sein (Finistère). *Bull. de Géogr.* t. 64, pp. 71-82.
- GUILCHER A. (1953) - Essai sur la zonation et la distribution des formes littorales de dissolution du calcaire. *Ann. Géogr.* n° 331.
- GUILCHER A. (1954) - Morphologie littorale du calcaire en Méditerranée Orientale. (Catalogne et environs d'Alger). *Bull. Assoc. Géogr.* 1954, p. 50.
- GUILCHER A. (1958) - Coastal corrosion forms in limestones around the Bay of Biscay. *The Scottish Géographical Magazine.* Vol. 74, n° 3.
- GUILCHER A. (1959) - Les zones d'action des vagues et des courants de marée dans la mise en place des dépôts marins peu profonds. *Scientia*, 6e sér. 53e année.
- GUILCHER A. et PONT P. (1957) - Etude expérimentale de la corrosion littorale des calcaires. *Bull. Ass. Géogr. Fr.* n° 265-266, pp. 48-62.
- HOMMERIL P. (1958) - Erosion et sédimentation à Saint Aubin-sur-Mer. *C.O.E.C.* Xe année, n° 9.
- JOHNSON D.W. (1919) - Shore process and shore development. New York.
- JOLY J. (1901) - Expérience sur la dénudation par dissolution dans l'eau douce et dans l'eau de mer. *Ville Congr. géol. intern.* 2e fasc. pp. 774-784.
- KING C.A.M. (1959) - Beaches and Coasts. Edward Arnold publishers. London.
- LABOREL J. (1961) - Le concrétionnement algal coralligène et son importance géomorphologique en Méditerranée. *Rec. Trav. S.M.E.* Bull. 23, fasc. 37.

- LACOMBE H. (1950) - Les plans de vague. *Bull. C.O.E.C.* II, 5, pp. 180-187.
- MONGIN D. (1948) - Revision stratigraphique et paléontologique du Burdigalien de Basse-Provence. Thèse Marseille.
- NADSON G.A. (1927) - Les Algues perforantes et leur rôle dans la nature. *C.R.Ac.Sc.* t. 184, pp. 896-898 et 1015-1017.
- NADSON G.A. (1932) - Contribution à l'étude des Algues perforantes. *Bull. Acad. Sc. U.R.S.S.* VIIe sér., n° 7, pp. 833-845.
- NICOD J. (1951) - Le problème de la classification des calanques parmi les formes de côtes de submersion. *Rev. Géomorph. dyn.* n° 3, p. 120.
- PERES J.M. (1961) - Océanographie biologique et biologie marine. T.I : la vie benthique. Presses Universitaires de France. Collection Euclide.
- PERES J.M. et PICARD J. (1952) - Les corniches calcaires d'origine biologique en Méditerranée occidentale. *Rec. Trav. S.M.E.* Bull. 1, Fasc. 4.
- PRAT H. (1935) - Les formes d'érosion littorale dans l'archipel des Bermudes. *Rev. Géogr. phys. géol. dyn.* t. 8; pp. 257-283.
- RANSON G. (1955) - Observations sur l'agent essentiel de dissolution des calcaires dans l'archipel des Trianota. *C.R.Ac.Sc. Paris.* vol. 240, pp. 806-808 et 1007-1009.
- ROMANOVSKY V. (1958) - Observations en Méditerranée sur la direction de propagation de la houle. *C.R.E.O.* t. III, fasc. 2.
- ROUX M.R. (1961) - Dynamique et évolution de quelques cordons littoraux de Basse-provence. *Rec. Trav. S.M.E.* Bull. 25, fasc. 39.
- TANAZACQ F. (1961) - Un Daubrée naturel : l'île du Levant. *Rev. Géogr. phys. Géol. Dyn.* Vol. IV. fasc. 2.
- TERMIER H. et G. (1960) - Erosion et sédimentation. Masson & Cie. éditeurs. Paris.
- TRICART J. et CAILLEUX A. (1959) - Initiation aux sables et aux galets. Centre de docum. univ. Paris.
- TRICART J. (1959) - Problèmes géomorphologiques du littoral oriental du Brésil. *Bull. C.O.E.C.* XIe année, n° 5.
- VACELET E. (1959) - Etude physico-chimique des flaques supralittorales à salinité variable. Relations avec les peuplements. *Rec. Tr. S.M.E.* 29, 17, pp. 5-88.
- VIGOUROUX J. (1938) - Les Algues perforantes et Eponges perforantes actuelles et fossiles. Leur rôle en géologie. *Bull. Soc. géol. minér. Bretagne.* 1938, pp. 27-31.
- YONGE C.M. (1949) - The sea shore. Collins publishers. London.

Fig.

### Légende des photographies

33 - Vue du plateau calcaire au Sud de Martigues. On notera l'importance du réseau de diaclases, accentuées par la dissolution et soulignées par la végétation.

34 - La doline de la pointe de Bonnieu.

35 - Vue générale de la falaise du cap des Nautes. Exemple de l'érosion différentielle de la côte de la Nerthe, les bancs durs surplombant les bancs tendres.

36 - Vue de la plate-forme littorale à mares de dissolution (Sausset). La formation des mares est liée à l'hétérogénéité de la couche qu'elles affectent.

37 - Une mare de dissolution typique (Pointe de Bonnieu). Le reflet dans l'eau montre l'encrellement du bord de la mare.

38 - Vue de l'île Jarre. La dépression circulaire est une doline, située sur le trajet d'une faille.

39 - Le tombant du banc du Veyron, et le chenal sableux à l'entrée des galeries.

40 - Une grotte démantelée de la "falaise" du massif du Soubeyran. Les fontaines de calcite se trouvent à l'air libre.

41 - Vue des cheminées du Bec de l'Aigle (La Ciotat).

42 - Vue d'ensemble de la falaise fracturée sénonienne (cap Saint-Louis).

43 - Détail de la vue précédente : des grottes se sont creusées sur le trajet des fractures perpendiculaires à la côte.

44 - Le démantèlement de la partie immergée de la plate-forme rocheuse (cap Saint-Louis).

45 - Vue du dyke de basalte (plage de la Fosse-Massif de Sicié).

46 - Vue de la plate-forme rocheuse du Petit Gaou (Le Brusq). Les fractures accidentant les phyllades sont visibles sous l'eau.

47 - Vue d'ensemble du platier du Petit Gaou. A l'arrière-plan, le talus côtier du massif de Sicié.

48 - Alvéolisation et évidement des phyllades autour des filonnets de quartz.

49 - Injections de quartz interstratifiées, indurant les phyllades.

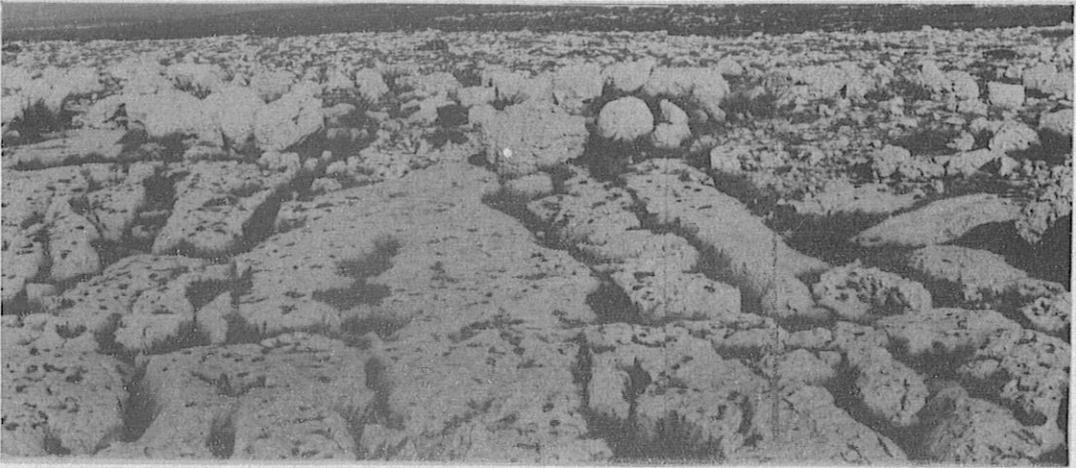
50 - Injections de quartz plissotées (plis pygmatiques).

51 - Démantèlement d'une dalle de grès permien suivant les diaclases (Saint-Mandrier).

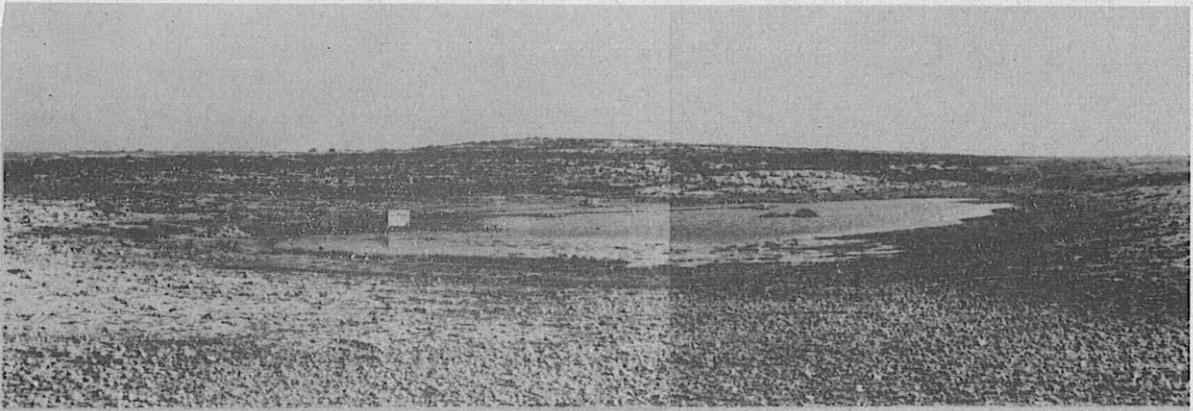
52 - Désagrégation en niche des grès permien (Saint-Mandrier).

53 - Alvéolisation sur la face tournée vers la mer d'un bloc de grès permien.

33



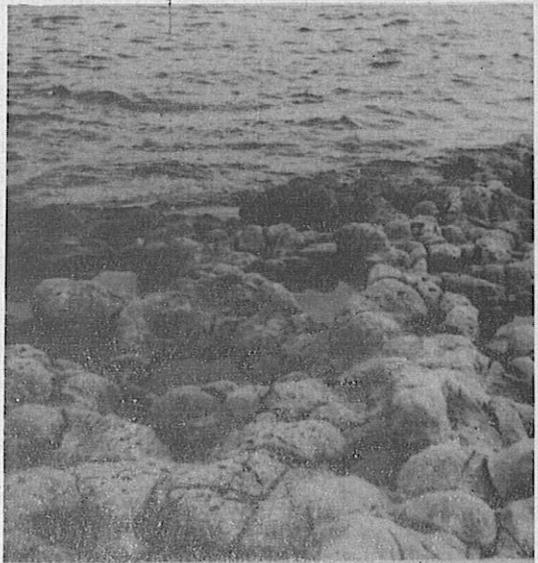
34



35



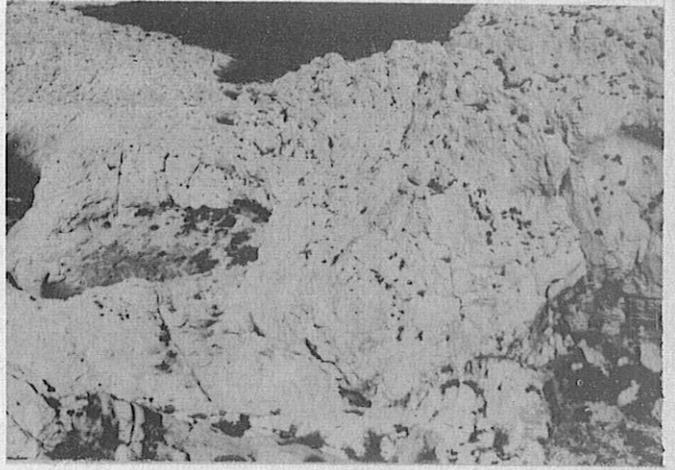
36



37



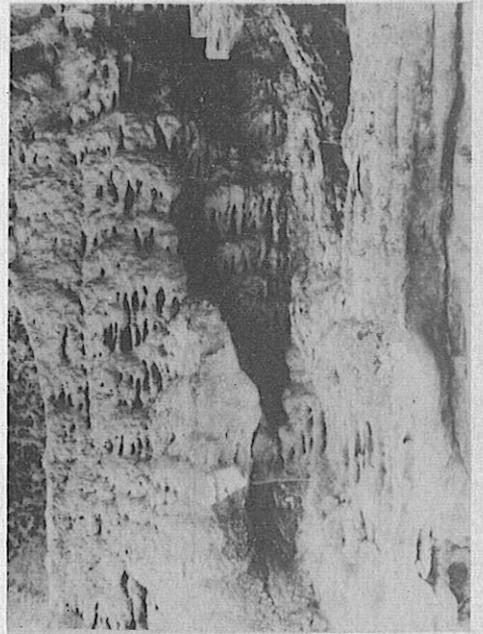
38



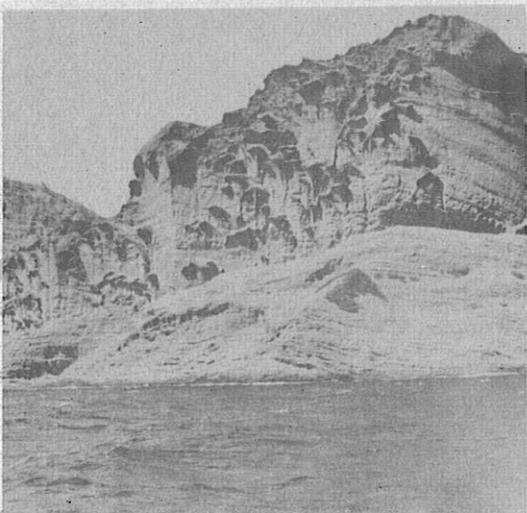
39



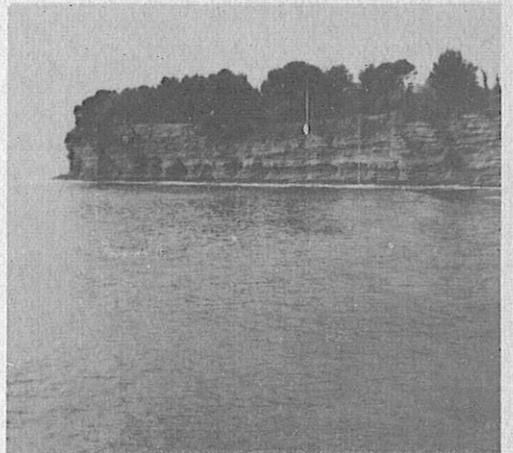
40

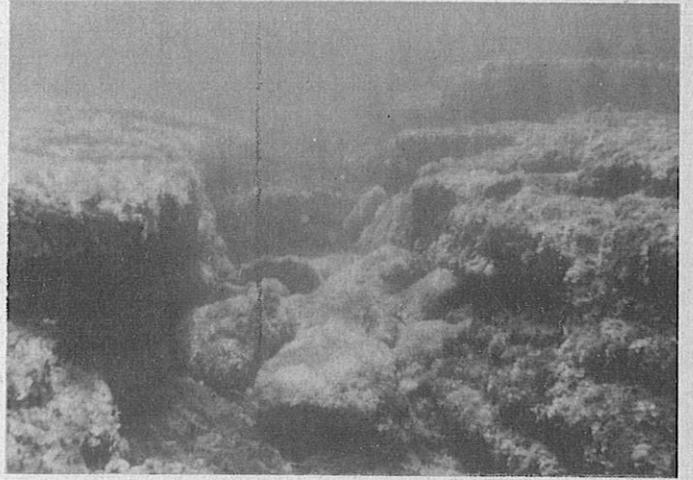
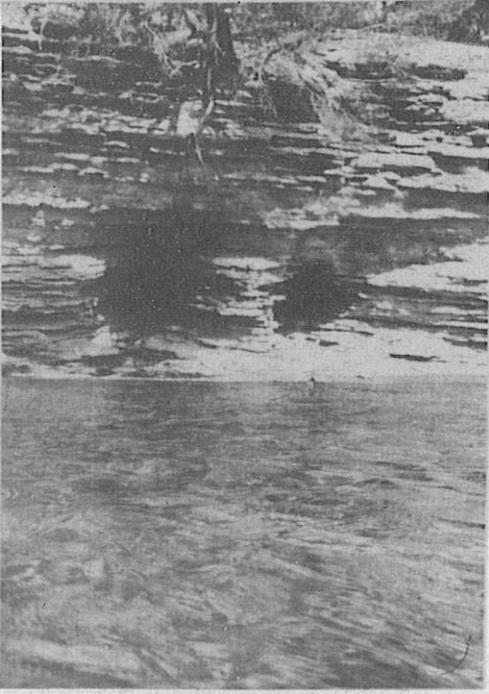


41

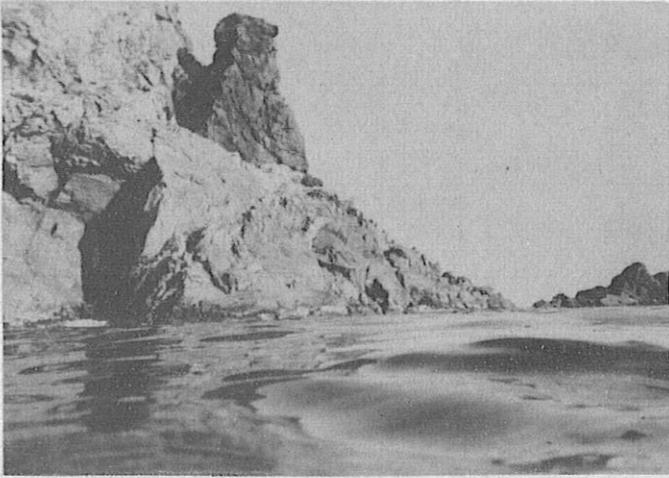


42

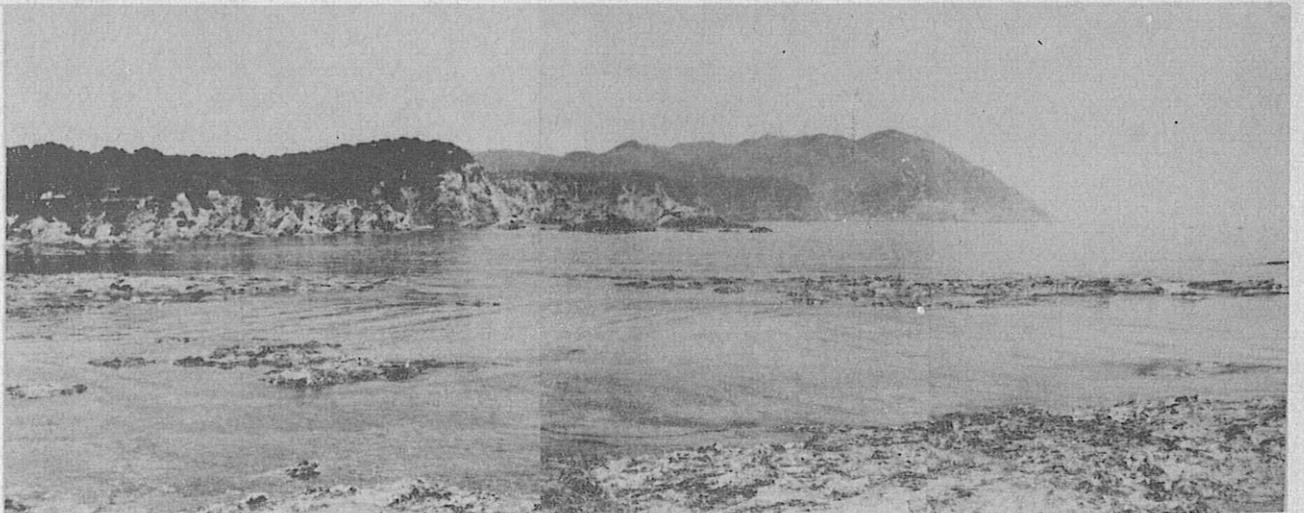




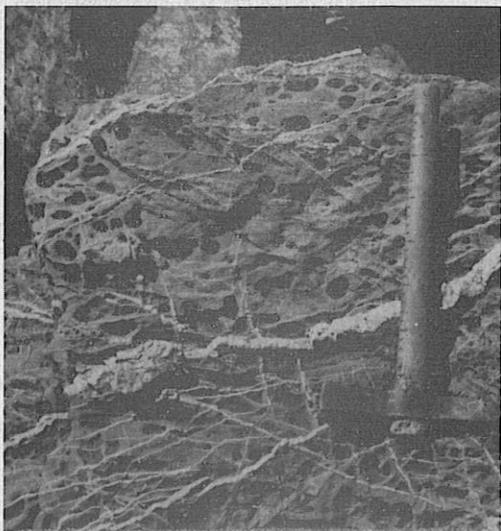
46



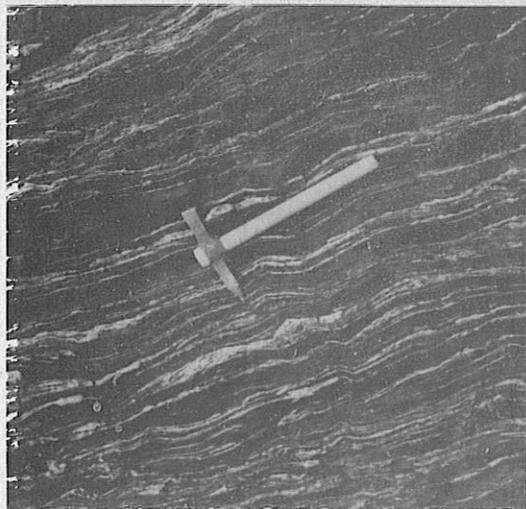
47



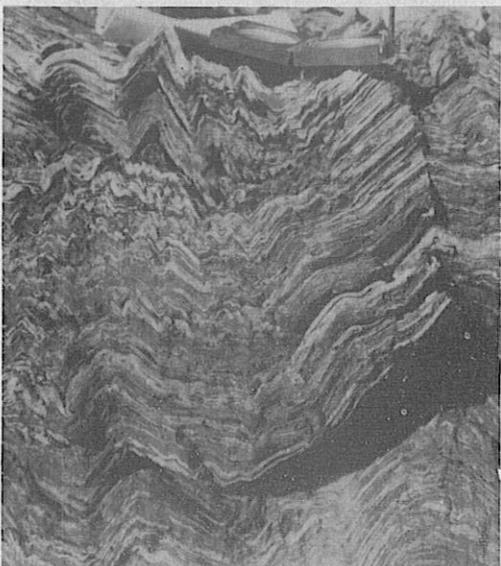
48



49



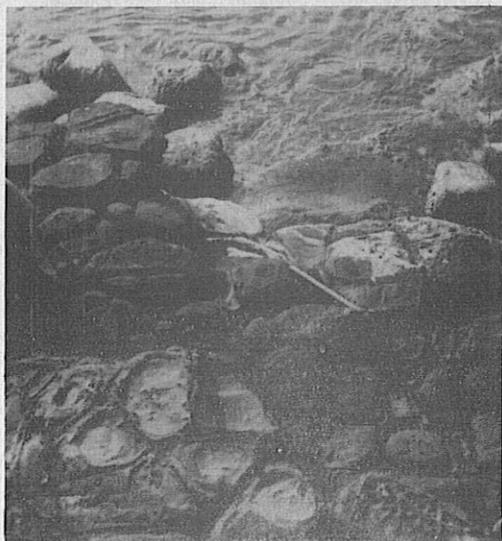
50



51



52



53

