

# SÉDIMENTATION PARALIQUE ET RÉCIFALE A TULÉAR

PAR

Jean J. BLANC, Hervé CHAMLEY et Claude FROGET \*

## Résumé

Description des principaux milieux sédimentaires étudiés dans la région de Tuléar (Tropique du Capricorne) : les récifs et leurs annexes : pente externe, platiers, herbiers, chenaux, mangroves, aires deltaïques, plages et estrans, argiles profondes du canyon de Saint-Augustin.

Etude des modalités de la sédimentation récifale.

Définition de la séquence actuelle bio-construite et bio-accumulée. Le rôle des courants de marées dans l'établissement des figures de sédimentation. Description d'un placer radio-actif et affleurements de « beach rocks ».

Sédimentation dans les aires de mangrove et pour le delta du Fiherenana. Sédimentation psammitique actuelle et les rythmes de dépôts. Importance des crues et des marées d'équinoxes dans la formation d'alternances : laminites, formations réduites, oxydations secondaires, stades dunaires ou à évaporites.

Importance des phénomènes karstiques et des affleurements quaternaires. Essai d'interprétation des formations détritiques de piedmont précédant les stades d'établissement du récif actuel et sub-actuel.

Nature minéralogique de la fraction argileuse des sédiments. Les proportions en montmorillonite, kaolinite, et illite varient en fonction des substrats, de l'hydrodynamisme et de la granulométrie des particules argileuses.

\* Du Centre Océanographique de la Faculté des Sciences de Marseille.

## PLAN

Chapitre 1 : Les milieux sédimentaires .....	p
Chapitre 2 : La sédimentation récifale .....	p
Chapitre 3 : Plages, Estrans, flèches et dunes hydrauliques .....	p
Chapitre 4 : Les mangroves de la région de Tuléar .....	p
Chapitre 5 : Le delta du Fiherenana .....	p
Chapitre 6 : Les formations karstiques de la pointe de Barn-Hill .....	p
Chapitre 7 : Les brèches de Sarodrano .....	p
Chapitre 8 : Nature minéralogique de la fraction argileuse dans les sédiments de la région de Tuléar .....	p
CONCLUSIONS PROVISOIRES .....	p
Bibliographie .....	p

\*  
\* \*

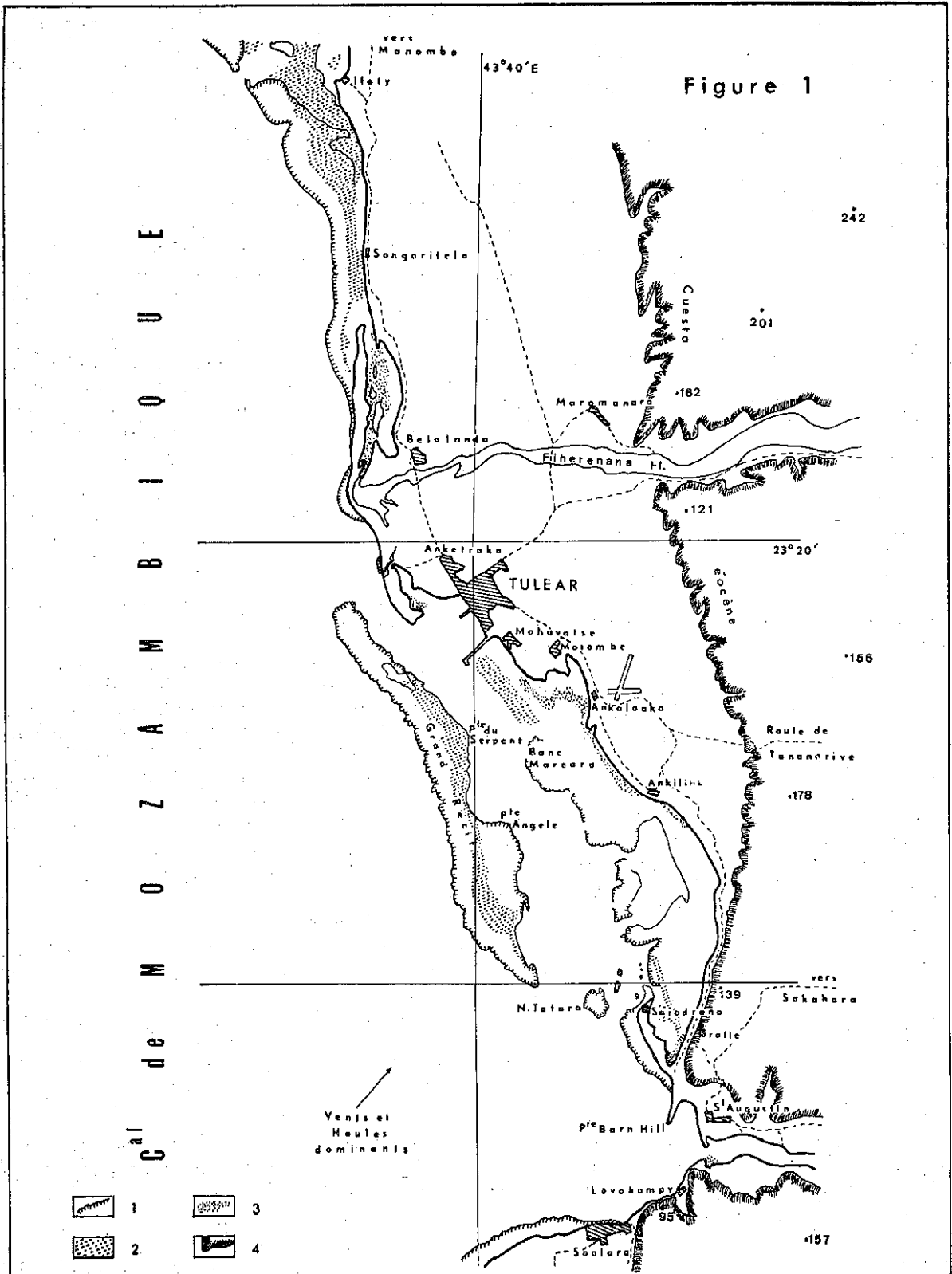
## CHAPITRE PREMIER

### LES MILIEUX SÉDIMENTAIRES

La région prospectée correspond au littoral nord-sud d'Ifaty à l'embouchure de l'Onilahy. Paysage classique de la mangrove plus ou moins dégradée par l'homme, au voisinage des villages, estrans sablo-vascux de Tuléar et de Mahavatsy, cuesta rocheuse de Barn-Hill, flèches sableuses de Sarodrano ou d'Anosy, dunes et zones deltaïques du Fiherenana, tels sont les aspects variés présentés par cette région formant un ensemble original (fig. 1).

Sur le front de mer, le grand récif de Tuléar et ses annexes constituent une unité apparemment indépendante mais qui conditionne en réalité, les dispositions de l'arrière-pays : présence d'un chenal post-récifal plus ou moins développé, figures d'érosion et extension des épandages deltaïques.

Il nous appartient de remercier les chercheurs des missions précédentes auxquels nous devons beaucoup. Citons MM. PICARD, R. DERIJARD, M. PICHON et P. VASSEUR. Les publications des auteurs précités apportent des renseignements d'un grand intérêt. Nous utiliserons ici les subdivisions distinguées par J. PICARD et M. PICHON (fig. 1).



Le  
A  
drag  
grise  
de la  
sable  
de g  
d'étu  
sont  
rema  
trace  
à un  
porte  
les l

La  
un g  
minif  
Mélo

Au  
du g  
conti  
du F  
cour  
vifs,  
(drag  
DER  
le pr  
turbie  
A-1  
grise  
pente

Un  
de S  
longe  
dépar  
conti  
se rad

La  
conti  
de E  
perpe  
à. —7  
bruta

Le  
pente  
à moi  
cette  
flexur  
longe  
la pla

La  
condi

1° *La pente externe du récif**Le précontinent et le canyon de Saint-Augustin.*

À l'extérieur du talus détritique bordant le récif on drague, vers —150 et —160 mètres, une vase gluante grise, très calcaire, réduite. Par ailleurs, au débouché de la passe sud du grand récif de Tuléar, un talus de sable bio-détritique roux, oxydé, à thanatocœnoses de grands Foraminifères remaniés, est en cours d'étude. Des débris plus ou moins fins de polypiers sont activement encroûtés par les Mélobésiées, remaniés et recouverts d'enduits ferrugineux avec traces de « wad ». Ce talus sous-marin a été dragué à une profondeur de —130 mètres (St.G 8); il importe d'en poursuivre l'examen et d'en reconnaître les limites.

La passe Sud du grand récif montre à —45 mètres, un gravier bio-détritique très mal classé, à Foraminifères, débris de Madréporaires et concrétions de Mélobésiées.

Au large de la pointe Anosy et de la passe Nord du grand récif de Tuléar, se développe un précontinent à faible pente colmaté par les sédiments du Fiharenana. La passe elle-même, balayée par les courants de marée montre, à —24 mètres, des fonds vifs, constitués par des dalles de corail déchiqueté (dragages et renseignements oraux : plongées DERIJARD et VASSEUR). Ensuite, vers la haute mer, le précontinent reçoit en abondance les apports turbides prolongeant le delta du Fiharenana. À —150 mètres, nous avons dragué une vase gluante grise, très réduite, voisine de la vase relevée à la pente externe du récif.

Un relevé sommaire a été entrepris dans la baie de Saint-Augustin. Un canyon sous-marin y prolonge l'importante vallée du fleuve Onilahy. Au départ du canyon, le profil sous-marin marque la continuation, sous la mer, de la crête de Barn-Hill se raccordant aux falaises éocènes de Soalara.

La large baie de Saint-Augustin montre un précontinent à —120 mètres, se rétrécissant au niveau de Barn-Hill et présentant même une dorsale perpendiculaire à l'axe du canyon et culminant à —7 mètres. Puis au large, un décrochement très brutal abouti à la tête du canyon.

Le canyon de Saint-Augustin montre une forte pente : la profondeur de 1 000 mètres est atteinte à moins de 4 milles de la dorsale. Il est possible que cette dénivellation corresponde au tracé d'une flexure normale au départ du canyon ou au prolongement de la faille littorale de Tuléar délimitant la plaine côtière.

La répartition des sédiments paraît refléter les conditions particulières à cet ensemble :

1° Le précontinent, à l'ouest de l'embouchure de l'Onilahy, est recouvert par un sable fluviatile isométrique, exempt de particules argileuses;

2° Six dragages effectués à la « tête » du canyon de Saint-Augustin montrent, jusqu'à —280 mètres, une vase jaune très fine, argileuse, à macrofaune appauvrie.

Les recherches dans les zones extra-récifales de Tuléar sont compliquées par la présence d'une forte houle océanique d'origine lointaine, se dirigeant du S.S.-W. au N.N.-E. Les auteurs signalent des longueurs d'onde approchant 100 mètres et des hauteurs de 3 mètres dans la zone du déferlement. En outre, dans le chenal d'arrière-récif, des vagues courtes liées au vent apparaissent dans l'après-midi (R. BATTISTINI 1960). Les marnages peuvent être assez importants (parfois 4,20 m); ils déterminent de forts courants de marées dans le chenal d'arrière-récif, aux passes et au niveau des platiers récifaux.

L'étude hydrodynamique du secteur de Tuléar reste à entreprendre.

2° *Le récif et ses annexes.***A. — Aperçu sommaire sur les conditions écologiques du milieu récifal.**

Au S.-W. de Madagascar, en descendant du plateau de l'Isalo au littoral Mahafaly, on passe insensiblement d'un climat sénégalien à un climat désertique océanique. Le tropique du Capricorne recoupe le littoral au sud de Tuléar, au voisinage des brèches quaternaires situées à 2 kilomètres au nord de l'exurgence de Bina. Les auteurs citent, pour Tuléar, les températures de :

- Moyenne de février : 27°5 ;
- Moyenne de juillet : 19°9 ;

Amplitude moyenne : 7°6

D'après M. PICHON, la température de l'eau, dans la crique externe du grand récif, est la suivante :

- Janvier 1962 : à 5 mètres de profondeur : 27° ;
- Janvier 1962 : à 15 mètres de profondeur : 26°5 ;
- Septembre 1961 : en surface : 23°.

L'amplitude moyenne de la température de l'air est de 7°6 tandis que celle de l'eau serait de 4 à 5° d'après PICHON.

De telles conditions ibermiques autorisent le développement des Madréporaires. En outre, le climat de Tuléar présente des conditions sub-désertiques : 348 millimètres de précipitations principalement réparties de novembre à mars.

Il en résulte, à l'intérieur des terres, de vastes plateaux monotones à couverture d'épineux : c'est le « bush » xérique, très difficilement pénétrable.

Si les conditions thermiques nécessaires au développement des récifs s'avèrent normales, il n'en est point de même en ce qui concerne la turbidité de l'eau. A Tuléar, les auteurs (P. VASSEUR et M. PICHON) mentionnent une eau toujours légèrement trouble. Durant la saison des pluies, des épandages boueux, plus ou moins formés de poussières latéritiques se développent aux débouchés deltaïques du Fiherenana et de l'Onilahy. Ces nuages turbides bordent le grand récif de Tuléar et remontent le long de la barrière construite jusqu'à Ifaty.

Enfin, J. PICARD a insisté sur le récif de Nosy Vato incliné aux débouchés du delta du Fiherenana et plus ou moins colmaté par les atterrissements. Il s'agit d'un édifice dégradé, en régression, mais encore en partie vivant sur sa frange externe. En outre, ce récif particulier de Nosy Vato est balayé par des courants de marées violents, le découpant continuellement des apports sédimentaires sableux. Ici la dessalure manifeste ralentit la croissance des Madrépores sans en interdire l'établissement. Des conditions extrêmes à la limite de possibilités écologiques ont quelquefois été observées dans les milieux anciens au Carbonifère et au Crétacé.

## B. — Description générale (fig. 2).

### 1° Organismes participant à la construction du récif.

Les Madréporaires forment l'ossature du bioherme, les Mélobésiées élaborent des cimentations et colmatages interstitiels secondaires. Au grand récif de Tuléar, les biologistes ont reconnu les genres : *Acropora*, *Porites*, *Favia*, *Fongia*, *Astroïdes*, *Pæcillopora*, *Goniastrea*, *Stylophora*, *Montipora*, *Galaxea*, *Mussa* etc...

### 2° La zonation du récif. A partir du large :

a. *Pente récifale externe et travées frontales* : il s'agit de la zone d'accroissement du bioherme. Cette dernière montre un tracé formant des « dents de peigne » particulièrement visible en photographies aériennes. Cette zone, étudiée par P. VASSEUR, se développe vers le front de mer et reçoit continuellement le déferlement de la grande houle océanique. Dans ce milieu extrêmement battu, les formes massives colonisent le fond tandis qu'un sable corallien d'origine bio-détritique colmate les sillons entre les travées d'accroissement.

Il faut noter à Tuléar, l'absence de crête algale à *Lithothamnium* et *Porolithon*. Les formes constructrices sont : *Montipora*, *Acropora*, *Stylophora*, *Pæcillopora*.

b. *La zone des travées frontales est suivie par une dalle construite formant le platier récifal externe.* Par tempêtes modérées s'y écrasent les gros rouleaux qui suivent les premiers déferlements. Largeur variant de 30 à 100 mètres. Couverte de quelques centimètres au B.M.V.E. cette dalle découvre aux G.B.M.V.E. Il s'agit d'une zone très compacte, particulièrement résistante à l'écrasement des masses d'eau. C'est la zone des algues concrétionnantes : *Turbinaria trialata*, Mélobésiées mamelonées. On y trouve des Zoanthaires coloniaux, des Madréporaires encroûtants : *Favites*, *Favia*. Pour M. PICHON, le replat à peuplement algal s'avère plus ou moins facultatif.

### c. *La levée de blocs.*

Elle est située au 1/6<sup>e</sup> environ de la largeur du récif exondable à partir du front (M. PICHON). Il s'agit d'un amoncellement de blocs de tailles diverses, fragments de colonies de Madréporaires ramifiés, travées issues du front récifal et arrachées par les tempêtes.

Cette levée détritique montre une largeur de 30 à 60 mètres. La crête est à la cote 1,5 mètre environ. Elle découvre en B.M.V.E. Sur les bordures internes de la levée de blocs se trouvent des amas noduleux intraformationnels.

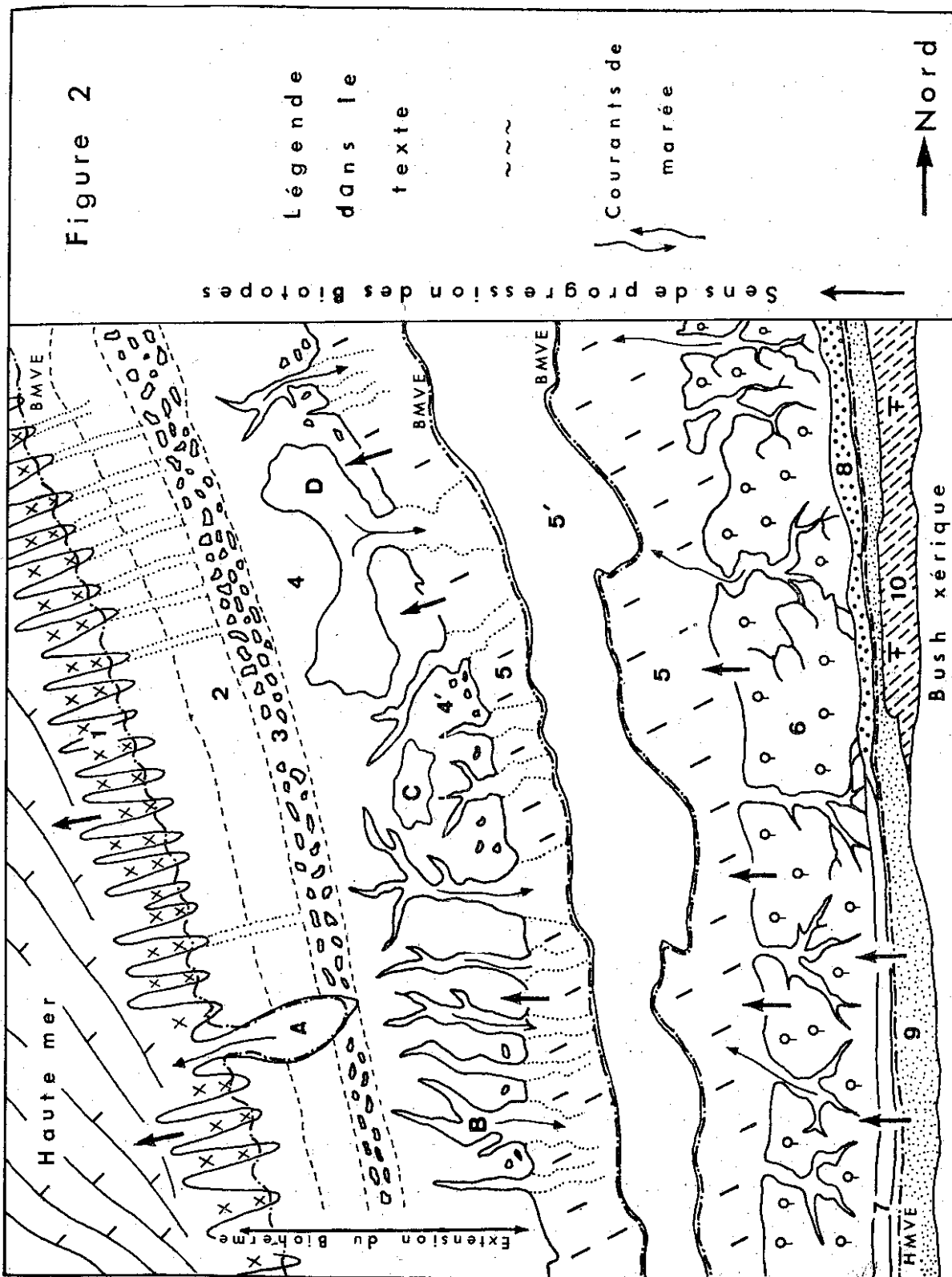
Disposés parfois en croissants (cusps), les gros débris sont répartis par la houle déferlant sur le platier externe.

Les débris sont représentés par les organismes constructeurs du récif : *Tubipora*, *Acropora*, *Meandrina*, *Stylophora* et concrétions de Mélobésiées.

A marée haute, le niveau de la levée de blocs correspond à la limite extrême du dernier déferlement, délimitant en arrière, vers le continent, un plan d'eau relativement abrité de la houle, mais encore parcouru par des courants de marées.

### d. *Le platier interne friable.*

En arrière de la levée de blocs se trouve une aire plate à colonies de Madréporaires. Les têtes de ces colonies y sont arasées aux environs de la côte 0,90 mètre. Il s'agit de constructions friables : les surplombs de Madrépores s'écroulent sous le poids d'un homme. L'ensemble est parcouru par un réseau de canaux ouverts, entre les zones laissées libres par les masses de Madrépores ; d'autres fois, les canaux sont souterrains par rapport à la surface



lgale à  
cons-  
phora,

par une  
externe.  
culeaux  
argeur  
quelques  
re aux  
compacte,  
masses  
antes :  
s. On y  
adrépo-  
CHON,  
moins

eur du  
CHON).  
tailles  
oraires  
rachées

de 30  
viron.  
internes  
doux

es gros  
sur le

anismes  
Mean-  
bésiées.

le blocs  
déferle-  
ent, un  
e, mais  
es.

me aire  
de ces  
la côte  
riables :  
sous le  
par un  
laissées  
es fois,  
surface

du platier. Le fond de ces canaux est recouvert par un sable corallien : ce sont les seuls cheminements possibles en direction de la levée de blocs. Les photographies aériennes montrent un réseau complexe de canaux disséquant le platier friable, sans hiérarchisation particulière. Il s'agit de figures d'érosion fort importantes sur lesquelles nous reviendrons.

La zone la plus interne du platier friable correspond à l'aire des micro-atolls (M. PICHON). Il s'agit de *Porites*, à surface parfois arasée, formant de petits « pâtés » circulaires de faible extension mais en voie de développement continu. Certains micro-atolls arrivent à peser plusieurs centaines de kilogrammes, leur position en porte-à-faux amène rapidement un cisaillement de l'anneau ou du platier lui-même. La cicatrice sera rapidement colmatée par la croissance du corail.

#### e. Anomalies dans la zonation du bioherme.

Relevées par J. PICARD, M. PICHON et P. VASSEUR, ce sont :

##### 1° Les criques externes du récif.

Criques plus ou moins étendues, elles ont été observées au grand récif de Tuléar et à la barrière de Songoritelo. Leur extension vers l'intérieur s'effectue aux dépens des travées frontales, du platier externe et même de la levée de blocs qui peut s'interrompre à leur niveau.

Ces zones ont été explorées en plongée. Vers l'extérieur, elles présentent, sur le fond, un véritable « cimetière » de Madréporaires brisés, souvent cimentés à nouveau par des concrétionnements actuels. Le sédiment sableux véritable y présente une répartition discontinue. Les auteurs précités considèrent ces criques comme des lacunes, des « manques » dans la croissance du récif, et non comme des figures d'érosion. Des raccords possibles, lors de l'extension des barrières récifales sub-actuelles, peuvent aussi être invoquées.

##### 2° Les vasques internes du récif.

Ce sont de profondes lacunes dans le platier interne friable (fig. 3). Certaines sont complètement fermées et se trouvent isolées aux B.M.V.E. La grande vasque de Tuléar demeure en communication avec le chenal d'arrière-récif par d'étroites passes balayées au jusant par de très violents courants de marées. La vidange de cette dernière, à marée basse, peut durer plusieurs heures et présente un décalage de quelques dizaines de minutes par rapport à la mer ouverte ; le phénomène demanderait à être étudié en détail. La grande vasque représente un

« volant d'eau » à une profondeur de 18 à 19 mètres, les parois sont abruptes, garnies d'*Acropora* formant des massifs en extension. Les *Montipora* se disposent en îlots sur un talus de brèches récifales. La progression et l'encroûtement des Madréporaires y paraissent continus. Les ombilics de la grande vasque montrent des pentes de sable corallien, parfois très fin, passant à une vase calcaire très réduite. Les talus sableux présentent des ripple-marks tandis que la vase corallienne réduite forme de petits « tumuli » au centre de la grande vasque. Il s'agit d'une vase assez hétérométrique où s'introduisent des débris récifaux. Nous n'y avons point trouvé d'oolithes mais les plongeurs y ont signalé à certaines époques, la présence de « lait de corail » formant une suspension blanchâtre contre le fond.

A la base des parois verticales, les pentes situées vers le large sont formées par des éboulis avec granoclassement latéral.

La formation des vasques pose un problème : « Il est à peu près certain que ces vasques ont été originellement des criques dans le front du récif.

Ces criques se seraient fermées et, du fait de la progression du récif, se seraient trouvées enclavées au sein du platier » (M. PICHON).

#### f. Les herbiers d'arrière-récif.

Des prairies de Cymodocées, *Thalassia*, etc... s'établissent sur le sable corallien et la vase sableuse, étalés par les courants de jusant à partir des zones du récif en voie d'érosion active : levée de blocs, platier interne friable.

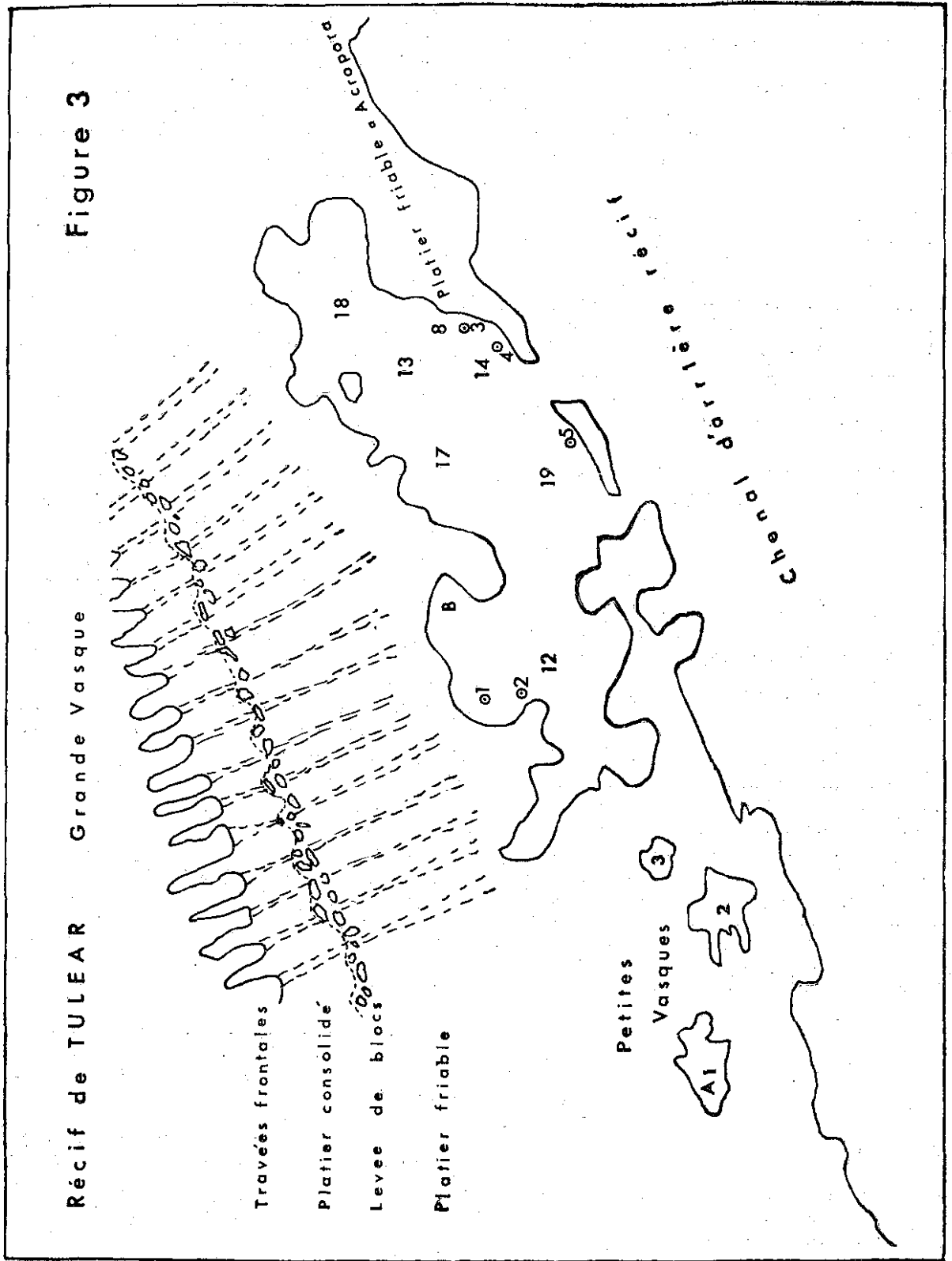
C'est le domaine des Echinodermes, et des gros Foraminifères : *Sorites* sessiles sur les feuilles de Cymodocées et *Cycloclypeus Carpenteri* libre sur fond sableux. S'y ajoutent des Mélobésiées isolées sur le fond sableux à Cymodocées et à Dasycladacées (*Acetabularia* et *Dasycladus*).

Cet herbier d'arrière-récif découvre en grande partie durant quelques heures, aux B.M.V.E., à l'exception de quelques trous où se réfugient les Echinodermes. Très sporadiquement, on pourra y relever encore de petits micro-atolls établis sur un substrat meuble de sable bio-détritique à gros débris.

Vers le platier friable érodé, l'herbier montre un front d'extension, la progression est favorisée par les chenaux d'érosion entre les frêles constructions en « champignons » des Madréporaires.

#### g. Le chenal d'arrière-récif.

La barrière récifale est séparée de la ligne de rivage par un chenal de profondeur variable garni de



tres, les  
ormant  
sposent  
La pro-  
aires y  
grande  
rallien,  
ire très  
e-marks  
e petits  
Il s'agit  
sent des  
trouvé  
gnalé à  
corail»  
le fond.

situées  
lis avec

blème :  
ont été  
u récif.

it de la  
enclavées

a, etc...  
ableuse,  
es zones  
le blocs,

des gros  
uilles de  
ibre sur  
s isolées  
eladacées

a grande  
V.E., à  
gient les  
pourra y  
is sur un  
à gros

ontre un  
risée par  
ctions en

ligne de  
e garni de

sédiments terrigènes. Ce chenal d'arrière-récif manque en de nombreux endroits : Sarodrano, Songoritelo, Ifaty. Il est très bien représenté à l'est du grand récif de Tuléar.

Il s'agit de petits fonds (quelques mètres à 12 m) parfois accidentés de « pâtés » coralliens, sub-actuels et morts (musoir de Mahavatsy). Ce sont des sables vaseux à débris de polypiers triturés et de mollusques. Essentiellement biogènes, ces formations détritiques hétérométriques montrent un ciment réduit dégageant une odeur fétide. Le chenal d'arrière-récif de Tuléar montre des zones de vase sableuse ou de vase gluante (de -8 à -10 m), de couleur grise, réduite, à débris ligneux provenant des mangroves, la fraction déritique minérale y est exceptionnelle, ou absente. Les recherches, aboutissant à une cartographie détaillée, seront poursuivies dans le chenal de Tuléar.

#### h. La mangrove.

Forêt de palétuviers (*Avicenia officinalis*, *Sonneratia alba*) ; la base des troncs est immergée durant les H.M.V.E. Balanes (*Chtamalus* sp.) et Huîtres (*Crassostrea cucullata*) vivent fixées sur les troncs tandis que de gros Gastéropodes (*Pyrazus palustris*) tracent des pistes dans la vase molle découvrant à marée basse. C'est le domaine des poissons amphibiens : Périophtalme.

Le sédiment est toujours réduit, parfois moucheté ou zoné. Il s'agit d'un sable vaseux, micacé, parfois d'une vase sableuse également micacée, plus rarement, d'une vase gluante noirâtre. L'ensemble présente souvent de grandes analogies avec le faciès « schlier » de l'Helvetien. J. PICARD et R. DERIJARD ont précisé les stades préliminaires d'installation de la mangrove. Sur des plates-formes à chenaux type « schorre » se fixent des *Vaucheria* filamenteuses préparant le substrat où s'établit ensuite la forêt de palétuviers (Songoritelo).

De petits sondages pratiqués dans les mangroves, entre les réseaux denses des troncs et pneumatophores, montrent une couche de sable coquillier, d'origine marine, sous la vase sableuse réduite. À une très faible profondeur : 0,50 mètre, on trouve la nappe phréatique d'eau douce.

Dans le cas d'une subsidence saccadée ou de variations latérales des chenaux deltaïques, les sondages montrent des alternances rythmiques :

1° Sablé marin, coquillier ;

2° Vase réduite, sableuse à débris de troncs plus ou moins incarbonisés.

Les recherches de R. DERIJARD (1962) ont précisé les conditions d'implantation des mangroves :

1° Situation exceptionnellement abritée des actions hydrodynamiques (vagues, houles, déferlements) ; la protection est réalisée par une barrière corallienne ou une jetée : ex. la construction du wharf de Tuléar a permis, en quelques années, l'établissement d'un embryon de mangrove sur l'estran sablo-vaseux.

2° Pente très faible ; zone intertidale étendue.

3° Milieu intertidal particulièrement dessalé du fait de la nappe phréatique d'eau douce à très faible profondeur. Ainsi, les mangroves se répartissent préférentiellement dans les estuaires, autour des chenaux deltaïques et au voisinage des exurgences karstiques (Sarodrano).

Dans la zone estuarienne actuelle du Fiherenana, la mangrove progresse vers le large et empiète sur l'herbier d'arrière-récif. En creusant sous la vase sableuse on retrouve les sables coquilliers détritiques de l'herbier.

Le drainage des eaux, à marée basse, s'effectue par un réseau sinueux et complexe de chenaux avec émissaires secondaires. Aux G.B.M.V.E. ces derniers sont enrichis par les eaux douces, notamment les eaux d'origine karstiques qui sourdent à la base des falaises éocènes de Sarodrano. Le raccord de la mangrove avec le domaine continental proprement dit se fait sensiblement au niveau des H.M.V.E. Deux modalités ont été observées :

1° *Sillon d'arrière-mangrove* : (J. PICARD et R. DERIJARD) dépression longitudinale où s'accumule une vase fluide à *Pyrazus palustris* et Périophtalmes, latéralement cette formation peut passer à un sable corallien grossier se rattachant aux formations de l'herbier. On peut y observer un granoclassement latéral de formation récente probablement lié à l'action des G.H.M.V.E. ;

2° *Formation de beach-rock sub-actuel* d'arrière-mangrove en milieu réducteur (Ankilibe, Sarodrano).

Ces *beach-rocks* sont parfois secondairement corrodés en lapiaz ou effondrés par cisaillement au débouché des exurgences karstiques (affouillement de Sarodrano).

Le matériel du *beach-rock* est essentiellement d'origine coralligène, parfois très bien trié. Il peut présenter des concrétionnements secondaires lui donnant l'aspect d'une calcarénite pseudoolithique.

Enfin, pour de nombreux cas, les dunes actuelles envahissent et débordent les formations de mangroves (Sarodrano, Saint-Augustin), colmatant les chenaux et tuant les palétuviers. Au cours de leur migration, les dunes peuvent modifier leur cheminement en laissant alors des étendues plates, sablo-vaseuses, absolument desséchées, envahies très temporairement au cours des grandes marées d'équinoxe.

## CHAPITRE II

## LA SÉDIMENTATION RÉCIFALE

1<sup>o</sup> La pente externe du récif. Zone des travées frontales. Maximum de la turbulence.

Les sédiments de la pente externe se déposent au pied des talus accores à *Montipora*, *Acropora* et *Pocillopora*. A la base, une brèche récifale, plus ou moins cimentée, fait place à un sable bio-détritique. Ce dernier colmate les chenaux situés entre les « dents de peigne ». A une profondeur de —12 m, dans les canaux, on relève un sable bio-détritique très isométrique. Les éléments de cette future calcarénite sont très bien classés par les courants de décharge et colorés par des oxydes de fer; le milieu est très battu, agité jusqu'à plusieurs mètres de profondeur et, lors des gros temps, balayé par les courants contre le fond, ces derniers étant particulièrement développés dans les chenaux.

Les Foraminifères remaniés dominent, en bon état de conservation : *Amphistegina*, *Heterostegina*, associés à des débris de tests de gastéropodes. Les fragments brisés et oxydés de bryozoaires et de polypiers occupent une proportion importante du sédiment.

Vers le large (ex. grande crique du récif de Tuléar), on observe des brèches à gros polypiers brisés à fraction sableuse importante. Cette dernière est représentée par un sable très grossier, équivalent aux débris inclus dans les calcirudites (Biosparite très grossière, in classification de FOLK). Le faciès est extrêmement hétérométrique; il caractérise un véritable « cimetière » à débris coralliens en mode battu : nombreux débris de polypiers et bryozoaires, concrétions algales et fragments de tests. On notera une absence totale de classement et d'usure, mais, tous les débris sont recouverts d'un voile d'oxydes de fer; la microfaune est abondante : *Sorites*, *Amphistegina*, *Cycloclypeus*, *Marginopora*, *Miliolidae* (*Quinqueloculina* et *Spiroloculina*).

Les « dents de peigne » formant les travées s'accroissent et donnent des surplombs se soudant les uns aux autres. Ainsi se développe le platier externe consolidé, parcouru en profondeur par un réseau de canaux en galeries. La croissance des Madréporcs et des Mélobésiées emprisonne un ensemble « souterrain » obscur : couloirs, grottes, débouchant sur le platier externe par des « regards ». Le déferlement des vagues se répercute par des « coups de bélier » ébranlant la masse du récif et formant des jaillissements d'écume au niveau des « regards ».

Le réseau souterrain se prolonge sous le platier externe et même sous la levée de blocs. Il canalise les courants de jusant et participe au drainage, à marée basse, des autres formations post-récifales; les plongées de P. VASSEUR (1962) font mention de fortes turbulences, arrachements de blocs et présence d'anti-dunes (fig. 3). P. VASSEUR a montré que les cavités du réseau-sous-récifal peuvent se trouver colmatées par la croissance des Mélobésiées ou d'autres remplissages plus ou moins cimentés : brèches récifales, calcirudites et calcarénites.

Sous certains surplombs des travées frontales, atteignant plusieurs mètres, on trouve des zones à nodules intraformationnels. Ici encore, les constructeurs du récif sont les Madréporaires. Ils forment l'ossature du bioherme, les Mélobésiées colmatent les interstices.

Les figures en « dents de peigne » des travées frontales sont connues depuis longtemps : EMERY, TRACEY et LADD (1954), GUILCHER (1954, 1956, 1958), GOREAU (1959), CLOUD (1959), BATTISTINI (1958, 1959, 1960), SHINN (1963).

Plusieurs théories rendent compte de cette disposition particulière :

1<sup>o</sup> Effet de l'érosion découpant le front récifal (CLOUD 1959);

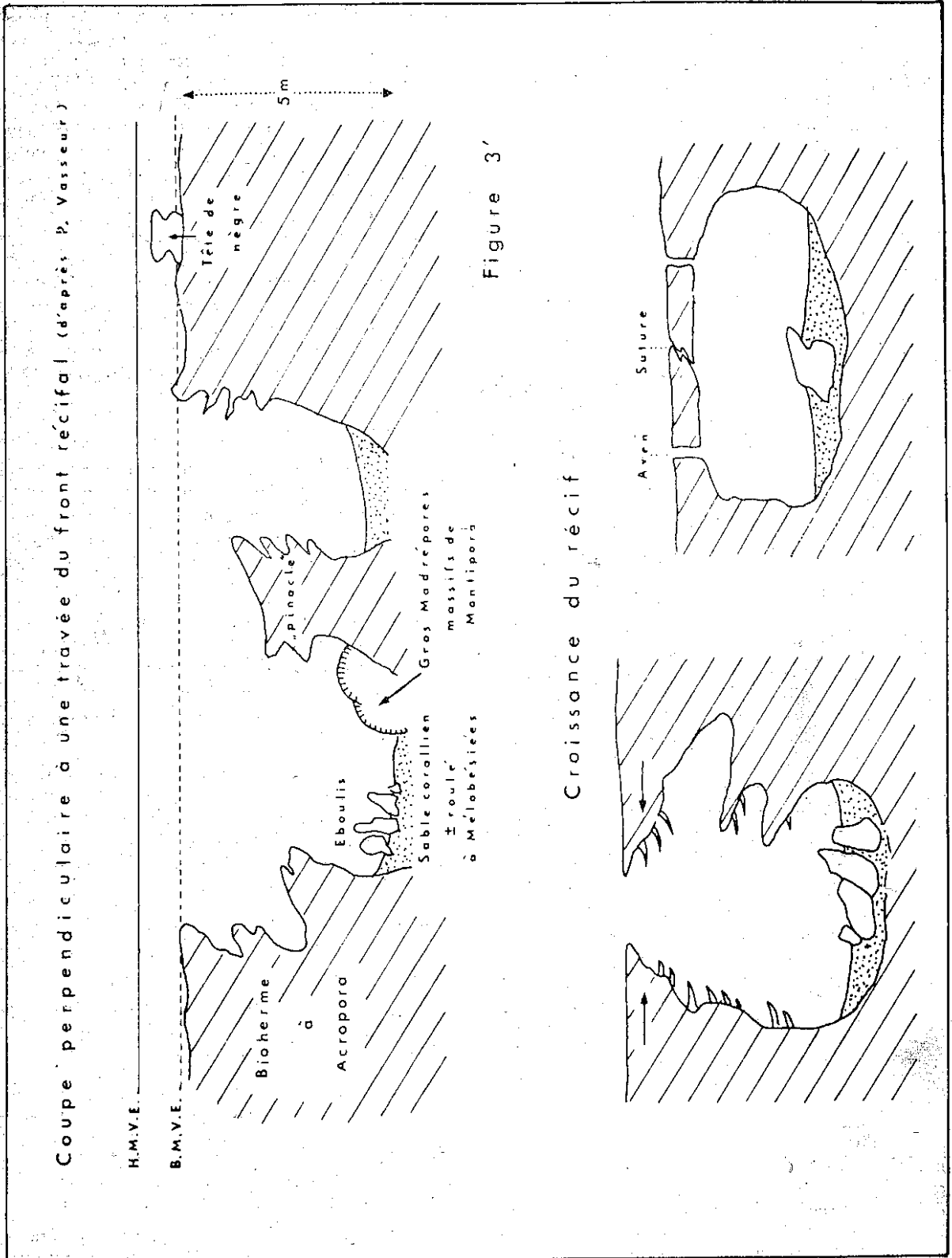
2<sup>o</sup> Croissance différentielle du corail (GOREAU, 1959);

3<sup>o</sup> Effets combinés de l'érosion et de la croissance du récif vers le large. Cette dernière hypothèse formulée par GUILCHER et ses collaborateurs, lors de recherches effectuées à Madagascar, paraît la plus adéquate pour le grand récif de Tuléar.

Ces travées concernent principalement les biohermes où dominent les *Acropora*. La morphologie de ces derniers s'orienterait en fonction de la direction du déferlement et de son intensité. L'aspect des colonies et le sens de leur extension varient du mode abrité aux fronts de déferlements.

Aux Bahamas, la croissance des *Acropora* demeure maximum dans la zone des « brisants » (STORR, 1955). E. SHINN et son équipe dynamitèrent une travée afin d'en préciser la structure interne. Sous un recouvrement de *Millepora* et de *Lithothamnium* la masse construite, sur 3 mètres d'épaisseur, est représentée par un réseau de lacunes et canalicules. Les cavités du bioherme sont souvent remplies par des débris cimentés issus de l'érosion du récif.

La croissance toujours plus rapide du corail à l'extrémité des « dents de peigne », accentue l'importance des sillons qui fonctionnent alors comme « pièges » à sédiments.



I  
ten  
der  
« fa  
ont  
col  
dét  
réc  
  
U  
bés  
ent  
Il s  
à fr  
  
A  
la l  
zon  
S'y  
par  
abo  
usé  
mo  
test  
ici u  
nifé  
  
I  
disp  
man  
sho  
à co  
vue  
(Mis  
sant  
elle  
palé  
maj  
  
II.  
  
A. I  
A  
de l  
sous  
prog  
bloc  
nem  
levé  
d'ar  
  
L  
frag  
les  
surf  
man

Il convient enfin de signaler l'importance des tempêtes fortuites liées aux cyclones. Lors de ces dernières, seules les colonies parfaitement orientées « face à la houle », c'est-à-dire les « dents de peigne », ont bien résisté aux coups de vagues. Les autres colonies, disposées de façon quelconque, sont brisées, détruites, alimentant de leurs débris les brèches récifales de talus ou la levée de blocs.

Une calcirudite oxydée, cimentée par les Mélobésiées, s'individualise dans les petites dépressions, entre les buissons de coraux du platier externe. Il s'agit d'un sable bio-détritique hétérométrique, à fragments de Bryozoaires et Hétérostégines.

A Songoritelo, des petits chenaux sont creusés dans la levée de blocs et débouchent, au jusant, dans la zone des travées frontales ou vers le platier friable. S'y consolide une calcirudite bio-détritique (Biosparite), moyennement classée, avec une grande abondance d'algues et de bryozoaires parfois assez usés (nombreux tubes d'Algues calcaires). En de moindres proportions : débris de Madréporaires et tests brisés de Gastéropodes et Lamellibranches, tests et piquants d'Echinides, la microfaune occupe ici une place très restreinte : Amphistégines, Foraminifères encroûtants (*Homotremidea*).

Les auteurs américains ont retrouvé de telles dispositions en travées frontales, dans les zones marginales des anciens récifs (principalement aux *shore-reef platform*). Certains récifs d'âge cambrien, à construction à gale dominante ont été étudiés en vue de l'exploitation de dépôts plombifères associés (Missouri), (SNYDER et EMERY, 1956). Il est intéressant de retrouver ces figures dans les anciens récifs ; elles permettent alors d'en préciser les conditions paléocéologiques : vagues et houles, directions majeures des courants et des vents.

## II. — Le platier interne et l'herbier d'arrière-récif Zone des courants de marées

### A. Platier interne friable, zone des microatolls.

Au cours des tempêtes, le remaniement de la levée de blocs se traduit par une abrasion du bioherme sous-jacent. Suivant la croissance du récif, la levée progresse vers le large en laissant à l'arrière des blocs plus ou moins soudés par les concrétionnements et immobilisés. Ainsi, la migration de la levée de blocs prépare l'extension du platier friable d'arrière-récif.

Les Madrépores y sont développés en édifices fragiles, en forme de champignons surplombants, les « chapeaux » juxtaposés et contigus forment la surface du platier. Entre les massifs friables se manifestent les drainages d'aires importantes au

moment du jusant. Il en résulte la formation et l'agrandissement de chenaux colmatés de sables bio-détritiques issus de l'érosion du platier interne, les massifs construits friables peuvent parfois disparaître complètement. Les chenaux s'étendent alors ; leur coalescence donne de vastes épandages de sable corallien préparant, à son tour, l'extension des herbiers d'arrière-récif ; les courants de décharge y développent localement des réseaux d'antidunes.

Le sable des chenaux est une gravelle corallienne hétérométrique. La fraction sableuse présente le matériel d'une calcirudite mal classée (type biosparite de Folk), les débris sont usés : Polypiers, Algues, Foraminifères (Amphistégines, Miliolidae), ostracodes, nombreux tests de Gastéropodes. Notons l'oxydation des fragments bio-détritiques.

### B. L'herbier d'arrière-récif :

L'extension des herbiers, en mode abrité, amène la rétention de sédiments particuliers, les herbiers sont représentés par des *Thalassia* (*T. Hemprichii*), Cymodocées, etc... établies sur le sable corallien transporté et lessivé par les courants de marées, depuis les zones externes du récif.

C'est le domaine des gros Foraminifères : *Sorites* sessiles sur les feuilles de Cymodocées, *Marginopora*, *Cycloclypeus*, etc... Des Mélobésiées libres forment de petits nodules concrétionnés sur le sable de l'herbier à Cymodocées, ne découvrant que quelques heures aux B.M.V.E.

Enfin les herbiers d'arrière-récif correspondent à la zone où pullulent les Echinodermes : *Diadema*. Leurs débris forment alors une importante fraction du sédiment. Vers le littoral, on observe le développement de « pelouses » à Cymodocées et Dasycladacées (*Acetabularia* et *Dasycladus*).

L'aire des herbiers se caractérise :

1. Par la rétention des sédiments bio-détritiques d'arrière-récif ;
2. Par la décantation, en zones relativement calmes, des éléments terrigènes absents sur le récif proprement dit.

Le drainage des courants de marées ne cesse point pour autant et des canaux prolongent le réseau du platier friable. Ainsi, l'on conçoit que ces grandes étendues plates, correspondant aux herbiers d'arrière-récif, soient le siège d'une importante sédimentation, très variée dans le détail. On observe les types suivants :

1. *Sables coralliens bio-détritiques*, parfois secondairement concrétionnés, pseudo-oolithiques : chenaux à courants de jusant, herbiers enrichis en

débris de Dasycladacées, lessivés par la marée. Les grains de sable s'y déplaçant par saltation et traction ;

2. *Sables bio-détritiques coquilliers et à débris d'Echinides*, très grossiers parfois, avec enduits ferrugineux et matrice vaseuse très réduite ;

3. *Vases sableuses grises*, fétides, à débris coquilliers et coraux remaniés dans les dépressions de l'herbier où s'accumulent les Echinodermes. La fraction biogène de ces vases provient de l'herbier lui-même et non plus du récif ; la fraction fine, décantée après lévigation, peut être d'origine mixte :

- à partir du drainage des chenaux de la Mangrove ;
- à partir des estuaires (Fiherenana) ;

4. *Calcirudites en formation*, blocs de Madréporaires concassés au voisinage du platier friable ou dans les « marmites » d'érosion de l'herbier.

Parfois, comme à Ifaty, un ancien *beach-rock*, à éléments coralliens, pseudoolithique sert de substratum aux formations meubles de l'herbier.

*Les sables à Peneroplidae* constituent le matériel de base des herbiers de Tuléar. Il s'agit d'un sable bio-détritique hétérométrique très riche en Foraminifères. Dominent les genres *Sorites* et *Marginopora*, quelques Miliolidae interviennent dans de moindres proportions, semble-t-il, de petits Gastéropodes, débris d'Echinides et de Coraux. Ces débris sont peu roulés, le plus souvent brisés *sur place*, ou presque, sans usure notable. On observe, dans ce sédiment, la formation de boulettes ou « pellets », d'une manière systématique. Les formations riches en « pellets » sont hétérométriques et sans usure. Bien que les débris de Madréporaires dominent alors, une riche microfaune s'y adjoint : *Sorites*, *Marginopora*, *Cycloclypeus*, *Textularidae*, *Amphis-tergina*, *Quinqueloculina*, *Elphidium*.

Au voisinage des mangroves et des estuaires, le matériel est beaucoup plus fin tout en restant très mal classé, le milieu devient réducteur et terrigène. Il s'enrichit de minéraux allochtones d'origine fluviale : quartz, ilménite, micas, les débris de Madrépores y sont très usés, la proportion des Foraminifères diminue tandis que celle des Ostracodes augmente. Localement les « pellets » constituent une importante fraction du sédiment.

### III. La séquence récifale actuelle

Le bioherme à Madréporaires progresse vers le large, prolongeant les travées frontales. Il ne nous a point été possible d'en déterminer la profondeur correspondant à sa limite inférieure. De —18 mètres au niveau zéro, M. PICHON (1962) a reconnu, sur le front récifal, la zonation suivante, à partir du bas :

1° Horizon des formes massives : —15, —10 mètres ;

2° Horizon des formes en consoles et encroûtantes (—5, —10 mètres) ;

3° Horizon à *Acropora* et *Seriatoporidae*.

L'extension des travées frontales en « dents de peigne » est accompagnée du colmatage des chenaux et galeries du système sous récifal. Il s'agit d'un concrétionnement secondaire constituant une calcirudite à Mélobésiées et Polypiers remaniés.

Ainsi, le stade « pionnier » du récif se traduit par un noyau construit (biolithite) accompagné de cavités colmatées par des calcirudites du type biosparite et intrasparite.

Le platier consolidé, compact, résiste assez bien à l'écrasement des rouleaux de déferlement. Une levée détritique se forme cependant et, l'agitation des blocs amène une abrasion notable du platier induré. Se forment ainsi des nodules et brèches cimentés accompagnés encore de calcirudites moyennement classées en voie de consolidation.

Le platier externe construit est parcouru dans sa masse par le système « sous récifal », les recherches de P. VASSEUR, effectuées dans ce réseau, montrent encore une tendance aux colmatages en milieu sciaphile, soit par l'extension du bioherme lui-même — en accroissement continu, soit par la cimentation secondaire des biocalcarénites.

En arrière de la levée de blocs qui constitue la partie sommitale de l'appareil récifal, s'étend le platier friable. Ce dernier empiète sur la levée de blocs et le bioherme massif. S'élaborent ainsi de minces strates de calcaires construits se ravinant et se détruisant continuellement. L'extension d'un labyrinthe de chenaux anastomosés, balayés par les courants de marées, amène la formation généralisée de calcarénites et calcirudites hétérométriques, sans évolution particulière des débris (biosparite, intrasparite).

Des accumulations d'aspect deltaïque, effectuées aux dépens du bioherme, montrant parfois des *antidunes*, préparent l'extension de l'herbier d'arrière-récif.

Nous avons insisté sur l'importance sédimentologique des herbiers d'arrière-récif. Ils s'étendent sur des surfaces arasées, issues de la régression des platiers friables par érosion mécanique due aux courants de marées. Ces herbiers constituent un réservoir de vie alimentant en débris biogènes les aires voisines ; y contribuent des organismes les plus variés : Dasycladacées, Echinides, gros Foraminifères, Polypiers isolés, etc.

S'ac  
variés  
classer  
De tel  
futu. e  
et pel  
c'assé  
et loca  
ment  
mentai  
apport  
ou pa  
dessalé  
alors p  
(quartz

Préc  
(PICAR  
à son t  
de sab  
latéral  
Se for  
« slika  
crabes  
réduct  
souven  
aux fac

La g  
pélique  
l'intér  
« pellet

Enfin  
situées  
dunaire  
(Cl Na  
constit  
lithofa  
subsidi  
actuell

Pour  
ou aut

Front
(-

S'accumulent ainsi des sables bio-détritiques très variés de par leurs caractères granulométriques, leur classement et la nature dominante des « allochems ». De tels sédiments, encore meubles, préfigurent de futures calcarénites péri-récifales, du type biosparite et pelsparite, le matériel, en son ensemble, est mal classé et ne présente qu'une évolution très restreinte et localisée malgré la présence de chenaux d'écoulement dus aux courants de marées. Le milieu sédimentaire peut être fortement influencé par les apports turbides d'origine fluviale (estuariens) ou par la proximité d'une mangrove à substrat dessalé; le sédiment toujours hétérométrique, devient alors plus fin, enrichi en grains minéraux détritiques (quartz, ilménite) ou particules argileuses.

Précédée par les stades de fixation à *Vaucheria* (PICARD, DERIJARD), la mangrove va « transgresser » à son tour l'herbier d'arrière-récif. Une sédimentation de sable vaseux se traduira par un granoclassement latéral au voisinage des estuaires, en milieu dessalé. Se formeront des chenaux d'écoulement de type « slikke ». C'est le domaine des palétuviers et des crabes de mangrove, le sédiment est franchement réducteur; parfois colloïdal, il correspond le plus souvent à des marnes sableuses micacées analogues aux faciès des marnes du « schlier ».

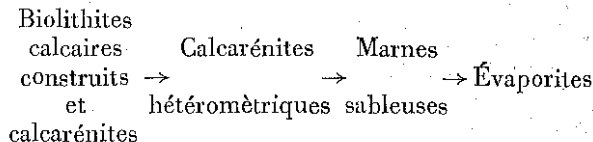
La géochimie de ce sédiment réducteur, sapropélique, exigerait une campagne de recherches dont l'intérêt demeure évident. Des « galets mous » et des « pellets » se forment sur les « laisses » à marée basse.

Enfin, latéralement, dans les zones deltaïques situées en arrière des mangroves et des systèmes dunaires, se développent des aires à évaporites (Cl Na, gypse, couches bigarrées). Ces évaporites constituent la limite naturelle de l'évolution des lithofaciès en arrière de l'appareil récifal. Si la subsidence est nulle ou insignifiante, la série locale actuelle aboutit à une impasse.

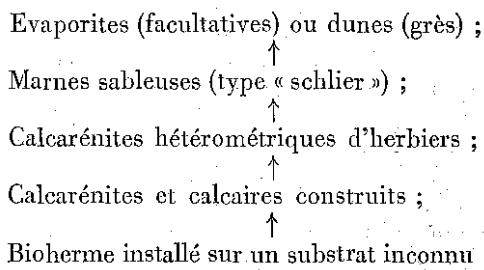
Pour une zone à subsidence continue, saccadée ou auto-entretenu, l'approfondissement est plus

ou moins compensé par une extension des biohermes et de leurs annexes, le phénomène demeure toujours limité par la profondeur et l'épandage des aires deltaïques quelles que soient par ailleurs les modalités de la subsidence locale.

Pour tous les cas, le déplacement vers le large des biotopes amène la variation latérale des faciès suivants, à partir du front de mer (*fore-reef platform*):



Verticalement, favorisée par la subsidence, se développera la zonation, de bas en haut :



Calcarénites et calcirudites du front récifal, remplissage du système « sous récifal » et passées noduleuses détritiques.

Ce schéma correspond à une séquence de comblement dont le déroulement ralenti est *actuellement* visible dans la région de Tuléar. Il postule la stabilité relative des conditions eustatiques en ébauchant une série à tendance négative.

Le tableau suivant essaie de résumer la répartition latérale des différents faciès lithologiques en fonction de la bathymétrie et des conditions hydrodynamiques :

Situation ou Biotope	Type de sédiment équivalant aux formations consolidées	Conditions océanographiques
Talus au large du récif (— 45 à — 130 m)	Vases calcaires très réduites (Micrites). Gravelle biodétritique oxydée à biocénoses remaniées. Classement variable.	Inconnues. Forte houle de surface.
Passes du récif N. et S. (— 45 à — 25 m)	Fonds durs ( <i>hard-grounds</i> ) sans sédimentation. Calcarénite oxydée, hétérométrique, à débris récifaux. Grès sub-actuel.	Courants de marées importants.
Front du récif : zone des travées d'accroissement (— 18 m, O.B.M.V.E.)	Bioherme : calcaire construit. Calcarénite isométrique oxydée. Brèches de talus et calcirudites.	Violents déferlements presque continus. Courants de décharge.

Situation ou Biotope	Type de sédiment équivalant aux formations consolidés	Conditions océanographiques
Platier externe consolidé (O. B.M.V.E.)	Bioherme : calcaire construit. Dépressions : calcirudites oxydées.	Violents déferlements.
Levée de blocs (B.M.)	Passées noduleuses, calcirudites et brèches récifales sur le bioherme.	Violents déferlements par tempête.
Criques du récif (— 14 m à OBM)	Brèches à Polypiers. Calcirudites hétérométriques très grossières oxydées.	Forte houle. Déferlements, courants de décharge.
Vasques du récif (— 19 m à OBM)	Brèches récifales. Calcarénites grano-classées en fonction de la profondeur, à passées réduites, très riches en Foraminifères. Calcarénites très hétérométriques ; parfois : « lait de corail ».	Courants de marées violents amenant une vidange périodique partielle de la vasque. Turbidité relative dans les ombilics.
Platier interne friable (— 1 m à OBM)	Bioherme et calcarénites pseudoolithiques. Micro-atolls. Gravelle corallienne hétérométrique et calcarénites de chenaux oxydées. Nombreux Foraminifères.	Mode abrité. Courants de marées. Antidunes.
Herbiers d'arrière-récif (0,60 à OBM) (0,60 à OBM)	Calcarénites à gros Foraminifères. Sables à <i>Peneroplidae</i> . (Biosparite hétérométriques). Calcarénites à pellets parfois réduites. Fines calcarénites hétérométriques à éléments terrigènes, réduites.	Mode abrité. Courants de marées.
Chenal d'arrière récif-(facultatif) (— 5 m à — 13 m)	Vase calcaire fine, très réduite, à débris (biomicrite). Sable vaseux réduit à Foraminifères. Vases gluantes grises, réduites, à polychètes (pelmicrite). Calcarénites (biosparite).	Mode moyennement abrité. Vagues à courtes crêtes (faible <i>fetch</i> ). Courants de marés. Milieu parfois turbide.
Mangroves (— 1 m à C. H.M.V.E.)	Vases sableuses micacées très réduites (marnes noires ou bleues, sableuses, type « schlier »). Fragments de bois incarbonisés, crabes, etc... Vases gluantes (marnes).	Mode très abrité. Milieu dessalé. Courants de marées. Milieu très turbide.
Milieux facultatifs : littoral, en arrière du récif 1. <i>Beach rock</i> ; 2. Dunes ; 3. Evaporites.	Calcarénite pseudoolithique. Grès très isométrique. Evaporites.	

On remarquera, pour la séquence récifale actuelle de Tuléar, l'extension relativement modérée des biohermes proprement dits. L'importance « quantitative » de ces derniers peut apparaître encore notable à la lumière des observations actuelles, *statiques*. Mais, tout démontré que si la progression vers le large s'accroît, elle demeure limitée par le facteur profondeur, en l'absence de subsidence ou de mouvements épirogéniques. Par ailleurs, l'érosion des formations calcaires construites demeure intense de par sa continuité et les aires concernées : érosion au niveau de la surface des platiers et de la levée de blocs, dissection du platier friable, épandages des sables bio-détritiques dans les zones arrières du récif. Détruit par tous les côtés, le bioherme montrera une extension limitée dans le temps et dans l'espace.

Terme initial, *fondamental*, de la séquence, il conditionnera par sa présence, et sa destruction, l'évolution des autres faciès et leur répartition.

Seule une subsidence active peut assurer la conservation de grands massifs construits, soit par enfouissement rapide après une large extension verticale, soit par arrêt des facteurs mêmes de l'érosion du fait de l'accroissement de la profondeur.

Ici encore, la séquence récifale pourra montrer des oscillations saccadées dont la signification générale paraît difficile à établir à partir des données actuelles.

Ces remarques peuvent éclairer certains problèmes de sédimentation ancienne, les calcaires « récifaux »

du Jun  
monte  
propre  
sont  
pratiq  
urgon  
1903).  
(calca  
ou du  
s'obse  
(Urgon  
tres, U  
tres).  
corres  
diffère  
nous  
compa  
séquer  
des m

## I. Pla

Les  
grande  
Cette  
débou  
l'estran

Au l  
du réci  
vestige  
des séc  
forts c  
latéral  
saltati

Dur  
poraire  
de *rip*  
minéra  
Au me  
contre  
figures

1<sup>o</sup> *F*  
*matéri*

a. G  
à débr  
actives

du Jurassique et du Crétacé, dans le S.E. de la France montrent une réduction des formations construites proprement dites (Biolithites). Ailleurs, les biohermes sont très localisés (Portlandien du Verdon) ou pratiquement *absents* (Barrémien, Aptien : faciès urgonien) (P. RAT 1960, J.J. BLANC et C. TEMPIER, 1963). En revanche, les formations bio-détritiques (calcarénites) issues de la destruction des biohermes ou du remaniement de biocoenoses « coralligènes », s'observent sur des centaines de mètres de puissance (Urgonien de la chaîne de La Fare-Lançon : 350 mètres, Urgo-Aptien des Monts de Vaucluse : 450 mètres). Cependant, les édifices récifaux précités correspondent à des ensembles océanographiques différents de ceux analysés ici ; bien trop de facteurs nous échappent encore pour nous permettre des comparaisons précises. Néanmoins, l'étude de la séquence de Tuléar peut renseigner sur la localisation des massifs calcaires construits.

### CHAPITRE III

## PLAGES. ESTRANS. FLÈCHES ET DUNES HYDRAULIQUES

### A. — PLAGES ET ESTRANS

#### 1. Plage de la Batterie.

Les observations portent principalement sur la grande plage de la Batterie, au nord de Tuléar. Cette dernière s'étend de la pointe Anosy jusqu'au débouché actif du Fiherenana (fig. 6). A marée basse, l'estran consolidé peut être parcouru en Land Rover.

Au large de la plage et au niveau de l'estran, près du récif de Nosy-Vato, on observe un radier corallien, vestige d'un ancien platier envahi par l'extension des sédiments deltaïques. Ce radier est balayé par de forts courants de marées se traduisant par une dérive latérale avec transfert de sable par traction et saltation.

Durant le *flot* et l'étalement P.M., l'immersion temporaire des estrans est accompagnée de la formation de *ripple-marks* parallèles montrant des franges de minéraux et matières organiques triés par lévigation. Au moment du *jusant*, les courants de décharge contre le fond sont responsables d'une série de figures où l'on peut reconnaître les types suivants :

1° *Figures de drainage et de transport des matériaux* :

a. *Galets de mangroves* : limon argileux noirâtre à débris coquilliers, provenant des embouchures actives ou temporaires du Fiherenana. Ces galets

« mous » sont déportés tout au long de l'estran par la dérive latérale due aux courants de marées. Ils ne sont point sans analogies avec les « grumeaux » noirs observés dans le Portlandien. A Tuléar, ils se rencontrent en milieu deltaïque franc et non dans les séquences coralligènes comme cela est le cas pour le Jurassique supérieur.

b. *Flute-casts* : localisés aux chenaux de retrait sur l'estran, ils se surimposent au réseau initial de *ripple-marks* qu'ils découvrent ou ravinent.

c. *Groove-casts* : associés aux *flute-casts* et liés aux courants de décharge du jusant.

d. *Rill-marks* : micro-figures de drainages sur l'estran, formant un réseau hiérarchisé se terminant, lors des B.M.V.E., par une micro-falaise.

#### 2° *Figures d'érosion liées aux drainages* :

L'accentuation de la pente ou du courant de décharge se traduit par une érosion à petite échelle du radier sableux. Deux stades ont été observés :

1<sup>er</sup> *stade* : approfondissement du réseau de *rill-marks* ; les collecteurs secondaires sont délaissés tandis que se creusent les bras principaux.

2<sup>e</sup> *stade* : formation de sillons de ravinement de type *drag-casts*. Ces derniers fonctionnent durant quelques heures en régularisant leur profil. Cela suffit pour entailler la micro-falaise, le sédiment se déverse, par de petits cônes deltaïques sur le platier récifal à « têtes de nègres » ou sur l'herbier à Cymodocées et Dasycladacées. La rupture de pente se traduit par un drainage des matériaux sous la forme de *flute-casts*.

Ces figures correspondent donc à un déplacement vers le large des sédiments. Ce dernier demeure localisé dans l'espace et dans le temps. L'alimentation est mixte, imputable :

1° Au sable dunaire.

2° Aux mangroves : déplacement des galets mous.

3° A l'apport deltaïque issu des bras actifs ou épisodiques du Fiherenana. Certains galets de basalte et labradorite participent à cette troisième source de matériel.

Les sédiments mis en place, à la suite des modalités précitées sont ordonnés en cordons qui « *transgressent* » sans ravinement le banc récifal de Nosy-Vato et le récif situé près de l'embouchure actuelle du Fiherenana ; les sables recouvrent alors le platier à « têtes de nègres », marquant ainsi la progression du delta vers le large.

Les phénomènes du « *swash* » aboutissent à un rapide triage du matériel durant le jusant, le radier sableux présente toujours une pente *très régulière*,

condition indispensable au triage par lévigation. A chaque « *uprush* » : étalement du matériel ; au « *backswash* », triage du matériel.

Au bout d'un certain temps, après plusieurs « *swashes* », le sédiment étalé se trouvera « équilibré » entre ses caractères mécaniques propres (granulométrie, forme, densité) et les actions hydrodynamiques moyennes. Il s'étale sur le fond en petits cordons échelonnés au fur et à mesure que le niveau de base s'abaisse lors du jusant.

Ainsi, par marée descendante, on observe un dépôt sédimentaire régulier, homogène, remarquablement uniforme quant à son classement, tout au long du profil de l'estran.

A chaque mouvement de l'« *uprush* », les débris de coquilles et de polypiers sont remaniés, tournent sur eux-mêmes. Au « *back-swash* », ils se déposent à la crête de *ripple-marks* fugaces immédiatement détruites à l'« *uprush* » suivant. Lorsque le courant de jusant s'accélère, les structures temporaires de *ripple-marks* sont remplacées par de petits ravinelements du type *rill-marks* ou *drag-casts*. En certaines conditions de forte turbulence, non étudiées ici, des croissants de plage peuvent alors se former.

Tout au long de l'estran, des transferts accentués par le jusant peuvent atteindre la vitesse considérable de 45 m/mn. pour les petits fonds, le sédiment sableux se déplace très rapidement en balayant les platiers immergés d'anciens récifs.

Ainsi sont arrachés des débris organiques déposés ensuite, par excès de charge, dans les cavités du récif et les ombilics du platier. S'accumule alors un sédiment très particulier à débris de Corallinacées et de Dasycladacées.

## 2. Plage de Sarodrano.

Une dune importante envahit la mangrove abondamment alimentée par les exurgences du karst creusé dans l'Éocène.

A B.M. on note de larges surfaces exondées entièrement recouvertes de « pellets » (action d'un crabe fouisseur, déblais boudinés de terriers).

## 3. Plage de Saint-Augustin.

Ici encore, la dune envahit la mangrove. Sur une large plage se forment des croissants sableux. Sur l'estran on observe une zonation par *laminæ* de sable micacé à minéraux. Ce milieu est caractérisé par un peuplement d'Echinodermes : Scutelles (*Echino-discus biperforatus*).

La région de l'estuaire de l'Onilahy exige une étude détaillée. Les observations très sommaires montrent, au Nord, un crochon de réfraction où l'ensablement demeure intense.

De bas en haut, on observe la séquence suivante :

1° Mangrove ancienne, sub-fossile, montrant quelques témoins érodés par les vagues et les courants de décharge (A) ;

2° Estran sableux de formation actuelle (B) ;

3° Dune actuelle (C), surélevée par rapport à la mangrove sub-fossile.

On a donc, pour une durée probablement assez courte, en une zone d'enfoncement rapide, la séquence suivante, de la forme : A-B-C et la suite naturelle : x-C-A-B-C.

Cette suite implique un affaissement assez récent de 1,5 mètre environ. Ce dernier peut être attribué à une flexure au voisinage du canyon de Saint-Augustin.

## B. LA FLÈCHE DE SARODRANO (fig. 12)

Une flèche de 5 kilomètres s'infléchit en un crochon de réfraction en liaison avec la grande houle de S.-E. L'alimentation en sédiment est largement assurée par un important transfert du Sud vers le Nord, déportant les sables issus de l'Onilahy.

Ce sable de transfert montre, sur la partie haute des estrans et à la base des dunes, des concentrations minéralogiques exceptionnelles. L'ensemble est presque entièrement formé de minéraux lourds, montrant une couleur rose et mauve. Cette accumulation se prolonge en profondeur sous la basse plage.

### *Concentration de minéraux lourds au niveau des Pleines Mers de Vives Eaux*

Les hauts niveaux de la plage de Sarodrano, du côté exposé aux vents du large, montrent une accumulation importante de minéraux de couleur noire et rose mauve. Ces minéraux sont les plus abondants du côté proche de l'embouchure de l'Onilahy. Ils se déposent sur une épaisseur assez grande.

## I. Analyse minéralogique.

Un prélèvement a été effectué à 500 mètres au N.-W. du contact de la flèche sableuse de Sarodrano et de la falaise éocène de Barn-Hill, dans la zone de concentration maximum des minéraux colorés.

Un co  
une en  
a don

Imé  
Gron  
Zirc  
Gren  
Mon  
Sphe  
Rutil  
Epid  
Horn  
Augi  
Dial  
Hype  
Oliv  
Tour  
Diop  
Dist  
Miné  
Miné

Des  
l'ense  
forte  
champ

La f  
essent  
sembl  
d'orig

## II. An

Le f  
effectu  
par u  
pondé  
gramm  
courbe  
courbe

1°

Ce  
avec  
0,110  
obten  
fonds

2°

Les  
de la  
l'allur

Un comptage de 473 minéraux lourds, admettant une erreur statistique moyenne de  $\pm$  ou  $-3,1$  p. 100 a donné les résultats suivants :

Minéral ( $d > 2,9$ )	Pourcentage en nombre de minéraux
Ilménite.....	67,0
Grenat rose.....	8,4
Zircon.....	6,6
Grenat incolore ou rosé.....	5,5
Monazite.....	2,5
Sphène.....	2,1
Rutile.....	1,7
Epidote.....	0,9
Hornblende verte.....	0,6
Augite.....	0,4
Diallage.....	0,4
Hypersthène.....	0,4
Olivine.....	0,4
Tourmaline.....	0,4
Diopside.....	0,2
Disthène.....	0,2
Minéraux altérés.....	1,5
Minéraux non déterminés.....	0,6

Des mesures de magnétisme ont montré que l'ensemble du stock opaque (ilménite) ainsi qu'une forte proportion des grenats étaient attirés par un champ de 5.000 à 7.000 gauss.

La fraction légère du sédiment ( $d < 2,9$ ) comporte essentiellement du quartz (environ 50 % de l'ensemble du sédiment) et quelques débris calcaires d'origine organique.

## II. Analyse granulométrique

Le fractionnement granulométrique du sable a été effectué au moyen d'une colonne de tamis vibrant par ultras-sons (marque Rhewum). Les résultats pondéraux ont permis la construction d'un diagramme polaire (méthode de A. RIVIÈRE), et d'une courbe cumulative en échelle  $\alpha'$  précisée par une courbe en ordonnée de probabilité (fig. 4).

### 1° Diagramme polaire :

Ce diagramme présente un aspect « en flamme » avec un seul maximum pour la dimension de 0,110 millimètre. Il est très semblable aux diagrammes obtenus pour le sable des plages et des petits fonds de Provence occidentale.

### 2° Courbe cumulative :

Les paramètres calculés graphiquement au moyen de la courbe cumulative permettent de préciser l'allure de la distribution.

La valeur de la médiane est  $Md\alpha = 8,50$  soit en millimètres  $Q_2 = 0,141$ . La moyenne logarithmique est très peu différente de la médiane :  $\bar{x}\alpha = 8,475$  ; cela dénote une très légère asymétrie de la distribution.

La valeur de l'écart type étant  $\sqrt{\alpha} = 1,575$ , l'effectif compris entre l'axe des  $x$ , la courbe de fréquence et les deux droites d'abscisse 11,625 et 5,325 représente 95 p. 100 de la distribution. En revenant aux valeurs arithmétiques, 95 p. 100 de l'effectif sont compris entre 0,29 millimètre et 0,06 millimètre.

Le premier coefficient d'asymétrie est  $A_1 = -0,01$ . La partie centrale de la distribution est donc faiblement asymétrique, les grains fins étant mieux triés que les grains grossiers ( $A < 0$ ).

Le deuxième coefficient d'asymétrie  $A_2$  fait intervenir les parties extrêmes de la distribution. Sa valeur de  $-0,04$  indique une asymétrie totale plus importante que pour la partie centrale, avec toujours un meilleur triage pour les grains fins ( $A\alpha_2 < 0$ ).

Le rapport  $R\alpha = \frac{A\alpha_2}{A\alpha} = 4$  confirme d'ailleurs cette asymétrie ( $R\alpha_1 = 1$  pour une distribution symétrique).

Le paramètre d'acuité  $B\alpha = 0,41 \frac{2}{3}$  montre que le sommet de la courbe de fréquence est plus éloigné de l'axe des abscisses que celui de la courbe standard.

Enfin, le classement de l'ensemble du sable est excellent, l'indice de P.D. Trask  $\sqrt{Q_3/Q_2}$  étant égal à 1,30.

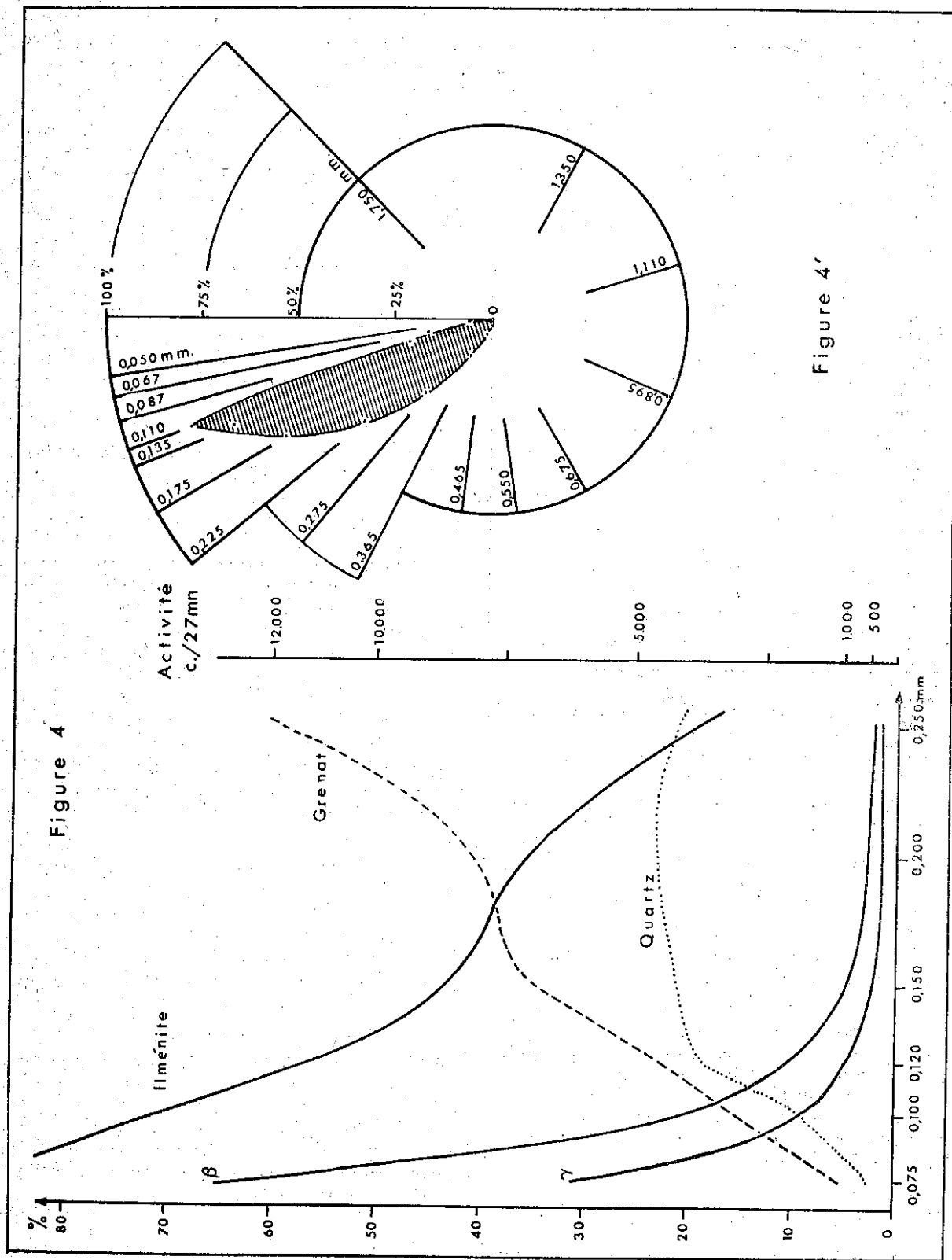
## III. Radioactivité.

Étant donné la teneur de ce sable en minéraux lourds, il nous a paru intéressant d'en évaluer la radioactivité globale ; de plus, le fractionnement granulométrique a montré une augmentation progressive du nombre des opaques (ilménite) en rapport avec la diminution de la taille des grains. Nous avons étudié les variations de la radioactivité en fonction du triage granulométrique.

Les radioactivités ont été mesurées au moyen d'une échelle de comptage Saphymo. Pour chaque échantillon, six mesures de 27 mn chacune permettent d'évaluer l'activité moyenne, déduction faite du mouvement propre.

### 1° Activité globale :

Les activités moyennes, pour 100 grammes de sable, sont les suivantes.



Ces v  
pour la  
rayonne  
plage ;  
(près de

2<sup>o</sup> V  
granulo

Le sa  
100 gran  
fraction  
indiqué

N <sup>o</sup> tamis
24
30
40
50
60
80

Des c  
et de qu  
ont per  
proxima  
Les cour  
de ces p  
Sur un m  
ordonné  
des activ

Il ap  
a. Qu  
deux foi  
b. Qu  
ilménite  
grenat e  
de la rac

On sé  
activités  
curies p

— po  
— po  
Cette  
du sable  
s'appare

Activité  $\gamma$  :  $1398 \pm 53$  c/27 mn

Activité  $\beta$  :  $2691 \pm 73$  c/27 mn

Ces valeurs, correspondant à 0,23 picocurie/g pour la radioactivité  $\gamma$  et 0,45 picocurie/g pour le rayonnement  $\beta$ , sont très élevées pour un sable de plage ; elles sont dues à la teneur élevée en ilménite (près de 70% de la fraction lourde) ;

2° Variations de la radioactivité en fonction de la granulométrie :

Le sable a été tamisé jusqu'à obtenir au moins 100 grammes de chaque refus. Les radioactivités des fractions granulométriques ainsi constituées, sont indiquées dans le tableau suivant :

N° tamis	Maille mm	Activité $\gamma$ c/27 mn	Activité $\beta$ c/27 mn
24	0,25	$301 \pm 24$	$420 \pm 29$
30	0,20	$340 \pm 26$	$538 \pm 33$
40	0,15	$445 \pm 30$	$985 \pm 45$
50	0,12	$1035 \pm 45$	$1952 \pm 63$
60	0,10	$1932 \pm 62$	$4192 \pm 91$
80	0,075	$6225 \pm 112$	$12922 \pm 160$

Des comptages des grains d'ilménite, de grenat et de quartz (minéraux les plus fréquents du sable) ont permis de déterminer leurs pourcentages approximatifs dans chaque lot granulométrique. Les courbes de la figure 5 traduisent les variations de ces pourcentages en fonction de la taille des grains. Sur un même graphique, mais avec une échelle des ordonnées différente, nous avons porté les variations des activités  $\beta$  et  $\gamma$  ;

Il apparaît nettement :

a. Que les activités  $\beta$  sont toujours sensiblement deux fois plus élevées que les activités  $\gamma$  ;

b. Que la radioactivité croît avec la teneur en ilménite tandis que décroissent les pourcentages en grenat et en quartz. L'ilménite est donc responsable de la radioactivité du sable de Sarodrano.

On sélectionne des prélèvements montrant des activités très élevées ; ainsi les valeurs en picocuries pour le refus du tamis 80 sont :

- pour le rayonnement  $\gamma$  : 1 pc/g ;
- pour le rayonnement  $\beta$  : 2,1 pc/g.

Cette fraction représentant environ 15 p. 100 du sable, on aboutit à une importante concentration s'apparentant aux placers de type littoral.

En résumé, ces résultats mettent en évidence un tri poussé des différents minéraux, aboutissant à la formation d'un placer par concentration des minéraux lourds. Ceux-ci paraissent d'origine fluviale car leur abondance est maximum au voisinage de l'Onilahy. Ils cheminent le long de la côte du Sud vers le Nord, probablement grâce à un transport littoral lié aux vagues obliques de S.-W. (vent dominant) ; la plus grande partie se dépose sur la plage de Sarodrano, à l'endroit où le récif crée une zone calme s'opposant au transfert. Les minéraux les plus fins sont ensuite transportés par le vent : on les retrouve en notable proportion dans la grande dune de Sarodrano, en arrière de la plage. Enfin, une faible partie est reprise par les vagues qui la dissémine le long de la côte, jusqu'à Tuléar (un tel dépôt a été observé notamment au Kill des Ancêtres\*).

Une accumulation analogue a été observée dans la région de l'embouchure actuelle du Fihierenana ; l'étude minéralogique des sables des deux fleuves permettra ultérieurement de préciser l'origine des espèces caractéristiques.

On assiste à un remarquable triage par le vent amenant des concentrations de minéraux lourds (grenats principalement), au sommet des dunes et à leur versant sous le vent. Le sommet de ces dunes peut atteindre 6 à 12 mètres ; elles envahissent la mangrove et les marécages à évaporites.

Sur la grève, au jusant des B.M.V.E., on observe de belles figures de *cusps* et de *rill-marks*. Au moment du flot, ces structures disparaissent remplacées par de larges *ripple-marks*. De petits sondages effectués sur la plage montrent les alternances :

1° Sable fin, assez bien classé, à microstratification soulignée par des pellicules à minéraux sombres (étalés et triés au moment du *swash*). L'aspect de cette microstratification rappelle des « varves » où alternent les éléments clairs (quartz, débris organiques) et sombres (grenats, ilménite). Ce dépôt correspond au régime normal du balancement des marées sur la plage.

2° Sable grossier, hétérométrique ; gravelle à débris de Polypiers branchus, brèches à Madrépores et petits galets. Ces passées alternent sans transition avec les formations en *laminae* du premier type. Elles ne correspondent plus à un transfert régulier étalé par le *swash*, mais à une érosion brutale, probablement occasionnelle, du platier friable (tempêtes et marées d'équinoxe.)

\* Le Kill des Ancêtres désigne le lieu dit BELOZA situé quelques kilomètres au Sud d'Ankilibe.

La zone située « sous le vent » de la flèche de Sarodrano, à l'est du crochon de réfraction, montre un tracé complexe :

1° Larges mangroves empiètent sur des slikkes à *Vaucheria*, avec chenaux d'écoulement de jusant. Des dunes hydrauliques prolongent le crochon.

2° Les dunes mobiles de Sarodrano envahissent la mangrove et la débordent même parfois sur les estrans. Leur développement rapide demeure lié à l'intense sédimentation due au transport en provenance de l'Onilahy. Ce dernier « double » la pointe rocheuse de Barn-Hill en laissant dans les criques intermédiaires de nombreux colmatages de sables à minéraux.

3° Les zones basses et plates, situées entre les lignes de dunes en progression vers l'est, correspondent à des maais desséchés, envahis par la mer lors des marées d'équinoxé. Sur ces plates-formes s'élaborent des efflorescences d'évaporites, comme au Fiherenana ou à Mahavatsy.

Il est nécessaire d'entreprendre une étude sédimentologique détaillée de cette zone et d'y effectuer plusieurs sondages profonds.

### C. — LES DUNES HYDRAULIQUES

Des systèmes complexes de dunes hydrauliques ont été observés entre Tuléar et Mahavatsy. Situées sur l'estran ou en-deçà des B.M.V.E., elles montrent une disposition allongée du Sud vers le Nord, dans le sens des courants de marées parcourant le chenal de Tuléar.

Formées généralement de matériel sableux fin, isométrique, elles recouvrent épisodiquement les herbiers d'arrière-récif ou les slikkes à *Uca*. Ces dunes hydrauliques peuvent se rapprocher de la mangrove. Elles présentent, en outre, des crochons de réfractions secondaires ; liées à des déplacements périodiques du sédiment, elles s'accumulent et se coincent contre les obstacles (muisoir de la jetée de Mahavatsy) ou obstruent les chenaux. Vers le delta du Fiherenana, les dunes hydrauliques sont en relation avec des courants turbides. Ici encore s'imposent des recherches approfondies.

### D. — OBSERVATIONS SUR LES GRÈS LITTORAUX SUB-ACTUELS DE LA RÉGION DE TULÉAR

Le littoral de la région de Tuléar est bordé par des grès récents s'étendant dans la zone prospectée d'Ifaty au Nord, jusqu'à Sarodrano au Sud. Cette bordure n'est cependant pas continue : en bien des points elle n'existe pas.

Les affleurements les plus étendus s'observent à Ifaty, au Kill des Ancêtres et à Sarodrano. C'est à Ifaty que l'étude a été menée, la série présentant à cet endroit une extension verticale maximum, entre les niveaux de H.M.V.E. et de B.M.V.E. On y relève la coupe suivante, de haut en bas (fig. 5) :

1° *Dune actuelle*, sur laquelle se développent les arbres du bush xérique. Le sable est isométrique, bien classé. La fraction minérale comporte surtout des grains de quartz, en majorité RM, et quelques grains de grenat, ilménite et rutile. L'influence du récif se traduit par la présence d'une importante fraction bioclastique (74 % de  $CO_2Ca$ , débris de Madréporaires Foraminifères). A Songoritelo, la dune équivalente renferme des fragments d'œufs d'*Aepyornis*.

2° *Grès dunaire*, intercalé de sols à croûtes fossiles, il est peu consolidé et bien classé. C'est l'équivalent plus ancien de la dune actuelle, car de nombreux « fantômes » de troncs le traversent verticalement : il ne reste de ces arbres et racines du bush que le moule interne en calcite blanchâtre. Les minéraux constituants sont le quartz, le grenat et l'ilménite (ces deux dernières espèces accessoirement). Les grains de quartz sont des RM et NU. *La fraction bioclastique est pratiquement nulle.* Le ciment calcitique est bien développé.

Les croûtes contiennent les mêmes éléments, mais plus dispersés dans le ciment calcitique qui offre une structure travertineuse. Des auréoles de calcite entourent les minéraux, amorçant une structure pisolithique.

Un niveau noduleux à grosses coquilles marines est visible à la base de cette dune fossile. L'ensemble a une puissance de 0,80 à 1 mètre ;

3° *Ensemble de beach-rocks*, déposés en couches minces à très faible pendage vers la mer. On distingue :

3<sub>1</sub> *Beach-rock hétérométrique*, les éléments en sont : fragments grossiers de coquilles (Pélécy-podes-Gastéropodes), de Madréporaires, tests de Foraminifères. Ces éléments bio-détritiques forment la majeure partie de la roche. Les grains de quartz sont peu abondants ; l'ilménite est très rare. Le ciment est en calcite interstitielle peu développée : les éléments sont pratiquement jointifs. Le dépôt de calcite autour des fragments roulés confère à la roche une structure pseudo-oolithique. La partie supérieure du *beach-rock* est arasée ou un platier légèrement discordant par rapport à l'inclinaison des *beach-rocks*, et découpé en mares et lapiaz ;

3<sub>2</sub> *Beach-rock*, très voisin du précédent, dont il a la composition. Cependant le ciment, au lieu de se déposer en auréoles autour des éléments

observent  
ano. C'est  
présentant  
maximum,  
V.E. On y  
(fig. 5) :  
oppent les  
ométrique,  
te surtout  
quelques  
fluence du  
importante  
débris de  
oritelo, la  
ts d'œufs

à croûtes  
assé. C'est  
lle, car de  
traversent  
racines du  
lançâtre.  
e grenat et  
accessoire-  
M et NU.  
ent nulle.

éléments,  
tique qui  
aréoles de  
çant une

s marines  
ensemble

n couches  
mer. On

éléments  
s (Pélécy-  
tests de  
s forment  
de quartz  
rare. Le  
veloppée :  
e dépôt de  
fère à la  
La partie  
un platier  
nclinaison  
et lapiaz ;

ent, dont  
t, au lieu  
éléments

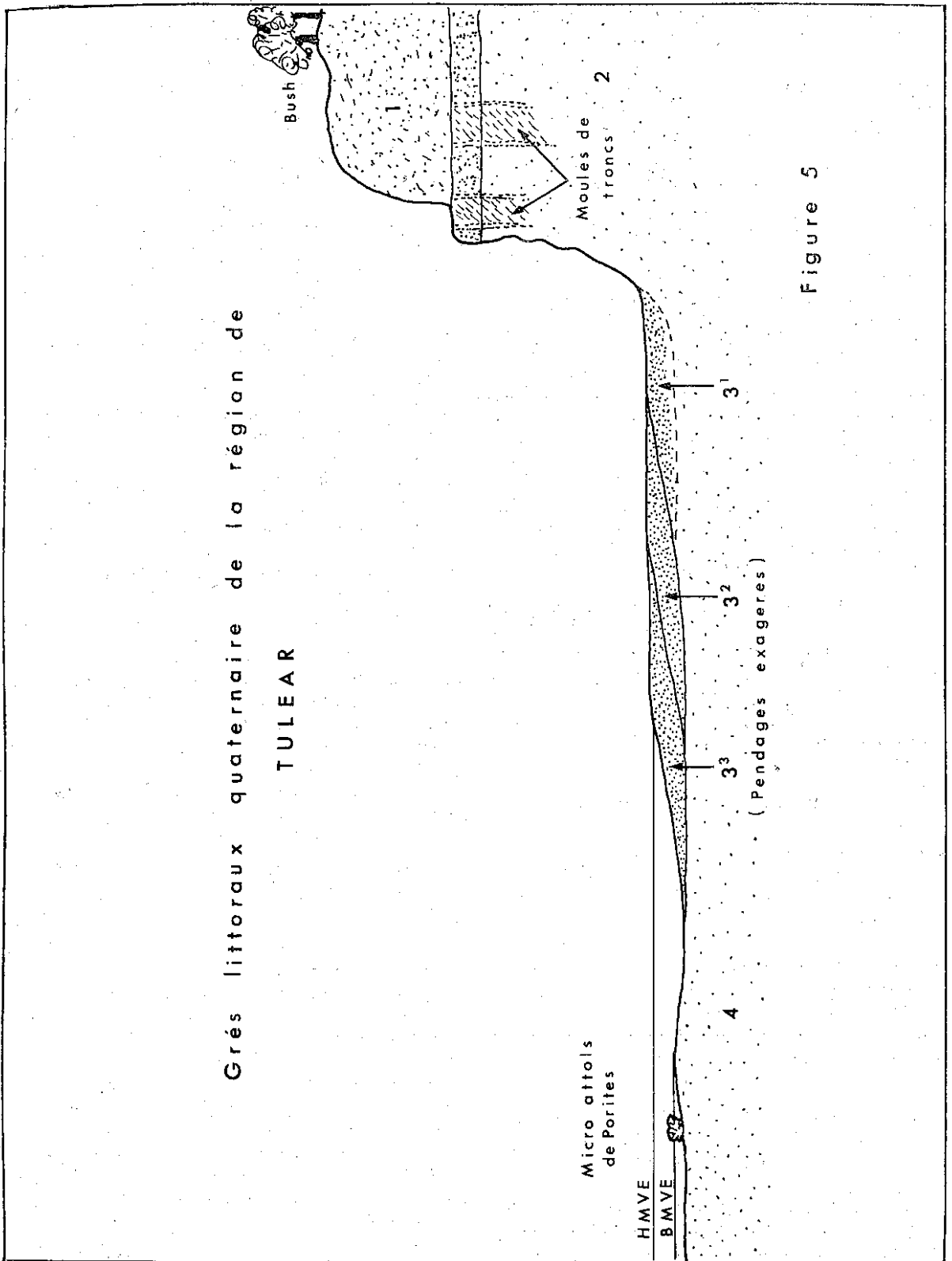


Figure 5

figurés, prend un aspect micro-brèche dû à la présence de très petits grains de quartz ; la calcite cristallise en fines aiguilles perpendiculaires à la surface des éléments qu'elle unit ; elle remplit également de façon radiée les cavités des tests de la microfaune (structure visible en lame mince) ;

3° *Beach-rock*, présentant toujours le même aspect, mais avec un enrichissement en quartz qui accuse encore l'aspect micro-brèche du ciment. Découvert à marée basse, il est découpé en mares et cupules de dissolution.

Ces trois *beach-rocks* ont en commun une fraction bio-détritique dominante. La présence de débris de *Madrépores* indique qu'ils se sont déposés après l'installation du récif. Leur matériel, faiblement cimenté est d'ailleurs identique à celui du sable de la plage actuelle, dans la zone de lévigation.

4° Grès, très différent des *beach-rocks* précédents. Très isométrique, il renferme surtout du quartz (NU) accompagné d'un peu d'ilménite et de grenats ; le ciment calcitique est bien développé. La fraction bioclastique est nulle.

Sur ce grès commencent à croître les herbiers d'arrière-récif et des micro-atolls de *Porites*.

Ces observations permettent de formuler quelques conclusions quant à l'âge relatif des divers grès (fig. 6). En effet, les grès (2) et (4), dépourvus de tous débris coralliens, n'ont pu se former qu'en l'absence du récif, à partir d'un matériel d'origine essentiellement fluviale (quartz, grenat, ilménite).

Les *beach-rocks* (3<sub>1</sub>), (3<sub>2</sub>), (3<sub>3</sub>) se sont déposés postérieurement à l'installation du récif (présence de fragments de *Madrépores*), sur le grès (4) arasé en un platier traduisant une érosion poussée du littoral gréseux quarternaire. L'érosion actuelle se réduit à des formes mineures : « mares », cupules, lapiaz. L'élaboration du platier suppose des actions hydrodynamiques relativement anciennes, antérieures à l'établissement de la barrière récifale Songoritelo-Ifaty.

L'implantation du récif serait donc récente et peut-être préparée par le platier d'abrasion du grès (4). D'ailleurs, des « pâtés » construits d'arrière-récif (micro-atolls à *Porites*) s'édifient actuellement sur le grès (4).

En l'état actuel, il serait prématuré d'exposer une théorie sur la formation des *beach-rocks* dans la région de Tuléar. Il est nécessaire de poursuivre les sondages et observations.

## CHAPITRE IV

### LES MANGROVES DE LA RÉGION DE TULÉAR

La mangrove, élément important du paysage littoral des environs de Tuléar, présente un grand intérêt du point de vue sédimentaire. Il convient donc d'en rappeler ici ses principaux caractères, étudiés en détail par R. DERJARD (1963 a et b).

Le terme de mangrove désigne la forêt de palétuviers qui s'établit d'une façon générale dans les régions littorales peu profondes où se déposent des sédiments le plus souvent vaseux, mais parfois sableux. Cet établissement suppose un régime hydrodynamique protégé et la présence d'une nappe phréatique d'eau douce à faible profondeur.

Dans la région de Tuléar, on distingue deux types de mangroves :

1° La mangrove d'estuaire (bras nord du Fihrenana), composée presque exclusivement de palétuviers de la famille des Rhizophoracées ;

2° Les mangroves littorales, où les arbres dominants sont *Sonneratia alba* et *Avicennia officinalis* ; ces espèces peuvent être relayées par les Rhizophoracées, selon l'importance des arrivées d'eau douce. La mangrove littorale peut être très développée, comme dans la baie abritée de Sarodrano ; elle est le plus souvent représentée par une mince frange côtière.

Nous examinerons tout d'abord la répartition des sédiments de la mangrove dans l'espace, avant d'étudier succinctement leur évolution dans le temps.

#### I. — Aspect statique.

##### 1° Zonation horizontale de la mangrove :

En allant de la mer vers la côte, on trouve successivement en arrière des herbiers infralittoraux :

a. Des banquettes vaseuses parcourues par un système de chenaux méandriformes ; la vase est retenue par les filaments d'algues particulières, notamment du genre *Vaucheria*. La hauteur des banquettes s'accroît peu à peu, jusqu'au niveau où les *Vaucheria* ne peuvent plus vivre (40 - 50 cm) ;

b. Les arbres de la mangrove, installés sur les banquettes de vase, précédemment accumulée par les *Vaucheria* ;

c. Un chenal d'arrière-mangrove drainant les arrivées d'eau douce ; ce chenal est parfois envahi par le sable de la plage ;

d. Une haute plage sableuse, le plus fréquemment (Songoritelo, Ankilibé) ; à Sarodrano cependant, la mangrove se raccorde directement à la falaise éocène ;

## 2° Répartition verticale des sédiments :

Depuis les banquettes à *Vaucheria* jusqu'au chenal d'arrière-mangrove, les sédiments sont généralement très vaseux en surface. Il n'en est pas de même au niveau des racines de palétuviers ; deux puisards creusés dans les banquettes de vase, au sein de la mangrove, permettent de préciser la répartition verticale des sédiments, dont la texture évolue de façon continue jusqu'au niveau inférieur.

### a. Mangrove de Songoritelo.

Le puisard a été creusé dans une banquette dominant de 40 centimètres le lit des chenaux, au milieu d'une zone à *Sonneratia*.

En surface, sur une épaisseur de 5 centimètres, on trouve une vase très argileuse, oxydée.

A 40 centimètres de profondeur, la vase est un peu sableuse et légèrement réduite. A cette profondeur se situe la nappe phréatique dans laquelle baignent les racines de palétuviers.

Enfin, à 80 - 90 centimètres de profondeur, le sédiment est franchement sableux ; c'est le même sable que celui de l'herbier situé en avant des banquettes à *Vaucheria*, légèrement contaminé par les vases de la mangrove. Ce sédiment est par ailleurs très réduit ;

### b. Mangrove de Sarodrano.

Le sondage, effectué dans une zone à *Rhizophora*, au bord d'un chenal inter-mangrove, a donné des résultats très semblables au précédent :

— 5 centimètres superficiels : vase brune très argileuse ;

— A 30 centimètres de profondeur, la vase renferme quelques débris de coquilles de *Macomia dubia* ;

— Enfin, à 60 centimètres de profondeur, on trouve le sable infra-littoral vaseux à *Macomia dubia*, substratum sur lequel s'est déposé la vase de mangrove.

Il semble donc que, dans les deux cas, le dépôt de la vase sur le sable de l'herbier ne se soit pas effectué par simple recouvrement, mais qu'il y ait eu remaniement du sédiment inférieur, qui a été mélangé à la vase. Celle-ci devient de plus en plus homogène vers le sommet des banquettes. Une étude sédimentologique ultérieure permettra de préciser ce point.

## II. Aspect dynamique

### 1° Etablissement de la mangrove :

Nous avons résumé plus haut les conditions nécessaires à l'établissement des palétuviers. Cet établissement est indépendant de celui des banquettes vaseuses ou sablo-vaseuses, qui ne nécessite qu'un substrat en pente douce et protégé des fortes houles. L'installation des palétuviers est une conséquence habituelle, mais non nécessaire de l'installation des banquettes. Celles-ci forment du reste un milieu biologique original en soi que la surimposition par les arbres modifie peu ; notons cependant que les arbres permettent l'existence d'espèces épibiotiques et que leur fossilisation pourra permettre de caractériser le sédiment.

Une fois implantée, la mangrove progresse vers le large, en empiétant sur les sables infra-littoraux, généralement les sables d'herbier. Cette progression est nette dans le cas des mangroves littorales (Songoritelo) : en avant du front de la mangrove, les banquettes à *Vaucheria* sont peu à peu colonisées par les palétuviers, et empiètent elles-mêmes de plus en plus sur l'herbier. Cependant, la progression vers le large ne peut pas être indéfinie ; elle s'effectuera tant que l'influence de la nappe phréatique sera assez nette en profondeur pour permettre aux arbres de prospérer.

L'établissement de la mangrove est favorisé par les conditions topographiques (côte basse et rectiligne), et par la présence quasi-continue du récif depuis Ifaty jusqu'à Sarodrano, déterminant un mode abrité sur le littoral proprement dit. Dans la zonation côtière des sédiments, la mangrove occupe une place sinon obligatoire, du moins très fréquente en arrière de l'herbier.

### 2° Destruction de la mangrove :

#### a. Facteur humain.

L'utilisation des palétuviers par l'homme n'est pas le moindre facteur de destruction de la mangrove. En effet, les arbres du bush sont de très mauvaise qualité et ne peuvent servir à la construction des habitations, alors que les palétuviers sont beaucoup plus robustes. C'est ce qui explique que la mangrove est interrompue presque toujours au voisinage des villages de pêcheurs, comme à Songoritelo par exemple.

#### b. Facteurs naturels.

— *Avancement du front de la mangrove.* Dans la région de la pointe Anosy, la mangrove a progressé du Nord vers le Sud, laissant derrière elle une sorte de lagune qui n'est plus recouverte par la mer que

lors des fortes marées d'équinoxe. Les arbres du front actuel sont florissants, mais plus on va vers le Nord et plus les palétuviers sont chétifs ; on ne trouve plus, finalement, que des restes de troncs fichés dans la vase argileuse durcie, et qui s'arrachent très facilement. En creusant, on trouve également les racines incarbonisées des palétuviers ; çà et là, quelques individus ont résisté à l'ensablement. Des sondages, décrits par ailleurs dans la zone des évaporites, ont permis de préciser la répartition verticale des sédiments dans cette zone.

— *Modifications de la salinité.* Si la salinité devient trop forte, les arbres dépérissent et meurent. C'est le cas à Mahavatsy, où cette variation de salinité résulte d'ailleurs de l'avancement du front de la mangrove. Les arbres les plus éloignés de la terre sont extrêmement rabougris.

— *Facteurs hydrodynamiques.* Il n'est pas rare que les conditions sédimentaires soient radicalement changées au cours d'une seule marée. Au voisinage de la grande jetée de Tuléar, par exemple, des bancs de sable (dunes hydrauliques) sont sans cesse mis en mouvement. Leur déplacement peut gêner le développement de la mangrove.

— *Affaissement du secteur littoral.* Dans la baie de Saint-Augustin, on observe à marée basse, au voisinage de l'embouchure de l'Onilahy, une banquette de vase de mangrove, ensablée et en voie d'érosion. Cette vase se trouve à une cote très inférieure à celle où elle devrait normalement se trouver ; étant donnée d'autre part la proximité du canyon sous-marin de Saint-Augustin il est permis de supposer que l'érosion et la destruction de la mangrove sont dues à un affaissement du secteur littoral.

*Conclusion :* provenance et évolution des sédiments de la mangrove.

Les sédiments de la mangrove sont toujours très fins, le plus souvent vaseux, plus rarement sableux. Au niveau des banquettes, les algues du type *Lyngbya* et *Vaucheria* retiennent, par leur lacis de filaments, les éléments les plus fins des sédiments arrachés par les cours d'eau à l'arrière-pays. Le rôle des palétuviers est le plus souvent limité au maintien des banquettes de vase, grâce au réseau, parfois très dense, formé par les racines et les pneumatophores.

Ces sédiments, une fois la mangrove disparue, deviendront des argiles et marnes côtières, réduites, à empreintes de racines. Cela s'observe sans ambiguïté en arrière de la mangrove de la Pointe-Anosy, dans la lagune à évaporites (voir sondages Batterie). On peut également attribuer certains niveaux argileux à huîtres de l'Eocène de la région de Tuléar (série de la Table et de Saint-Augustin), à une ancienne mangrove, des huîtres très voisines étant

encore actuellement des espèces très courantes sur le tronc des palétuviers. Enfin, dans une note récente (1962) M. RIOULT considère le calcaire bathonien de Caen comme un dépôt de marécage côtier, voisin de la mangrove tropicale actuelle. Ce sont là quelques exemples qui démontrent l'importance de la mangrove en tant que milieu sédimentaire.

## CHAPITRE V

### LE DELTA DU FIHERENANA

Le récif de Nosy-Vato et le sud de la barrière corallienne de Songoritelo bordent vers le large la zone deltaïque du Fiherenana. Il s'agit d'un delta du type GILBERT (delta homopycnal de Bates, 1953) à bras divagants et pente extrêmement faible, les atterrissements bordent les platiers récifaux balayés par les courants de marées.

Une étude océanographique détaillée serait nécessaire afin de préciser les conditions du front deltaïque. Les courants de marées, très violents en ce secteur, et la direction générale de la grande houle, déportent les sédiments et les troubles vers le Nord. Il s'ensuit une migration des bras du Fiherenana, de la Pointe-Anosy vers Belalanda et Songoritelo. Les anciens cours demeurent particulièrement visibles sur les photographies aériennes (fig. 6).

L'aire deltaïque du Fiherenana présente trois types de phénomènes.

1° Par fortes crues : fonctionnement épisodique des anciens bras, notamment du bras n° 3 du Fiherenana au front du récif de Nosy-Vato, la barrière dunaire est localement rompue pour se réformer peu après ;

2° Par marées d'équinoxes (G.H.M.V.E.), la majeure partie de l'aire deltaïque est temporairement recouverte, sur d'importantes étendues, en arrière du front dunaire. Cette transgression affecte encore l'arrière-mangrove et les marais à Joncacées halophiles. L'immersion temporaire de ces vastes secteurs conditionne les processus de la sédimentation ;

3° Les apports turbides s'étendent largement sur les platiers coralliens et les herbiers d'arrière-récif, les troubles sont déportés sur de grandes distances et colmatent une importante partie du précontinent. En ces aires terrigènes, balayées par les courants de marées et régulièrement battues par de forts déferlements, les Madrépores subsistent, la frange récifale actuelle ne présente qu'une interruption au débouché *actif quasi permanent* où la dessalure paraît importante. Les récifs continuent à s'accroître modestement il est vrai, aux débouchés *temporaires* du delta.

arantes sur  
une note  
le calcaire  
marécage  
c actuelle.  
émontrent  
que milieu

ANA

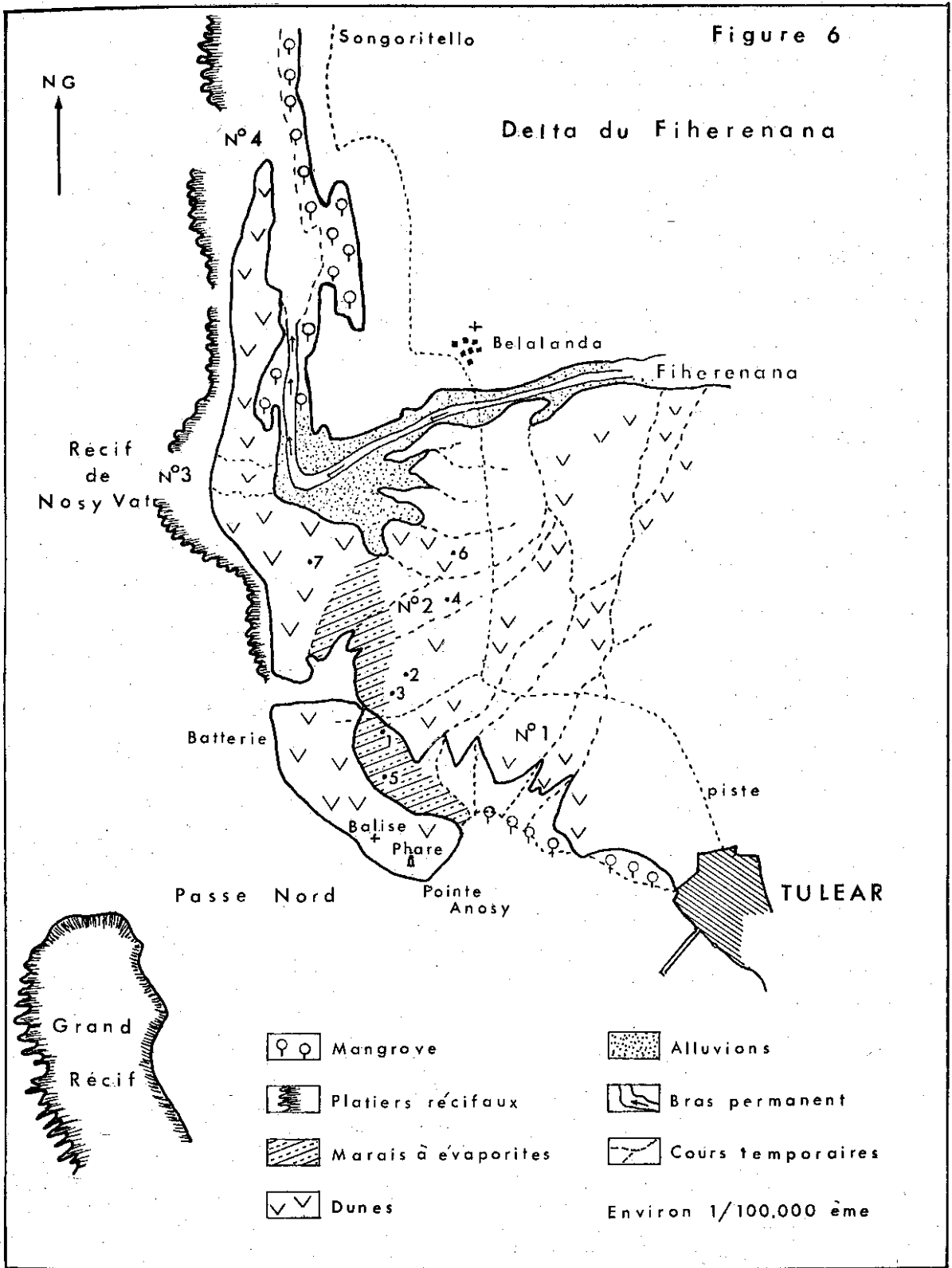
la barrière  
s le large  
d'un delta  
(ates, 1953)  
faible, les  
aux balayés

erait néces-  
front del-  
lent en ce  
nde houle,  
rs le Nord.  
Fiherenana,  
ongoritelo.  
ulièrement  
es (fig. 6).  
sente trois

épisode  
n° 3 du  
y-Vato, la  
e pour se

(L.V.E.), la  
temporai-  
étendues,  
ansgression  
marais à  
poraire de  
dessus de la

largement  
s d'arrière-  
de grandes  
partie du  
alayées par  
ent battues  
pores sub-  
ente qu'une  
permanent  
écifs conti-  
t vrai, aux



Il est probable, mais non prouvé, que l'extension deltaïque a fait reculer les platiers vers le large, à moins que ces derniers ne représentent seulement la frange visible (et non encore enfouie) d'appareils plus importants.

En l'état présent, les seules zones actives où se manifeste une « hypersédimentation » correspondent au débouché actuel du Fiherenana (bras n° 4) et au débouché temporaire majeur (bras n° 3 figure).

#### A. Le Bas-Fiherenana.

Un échantillonnage a été effectué dans la vallée du Fiherenana depuis Beantsy jusqu'à l'embouchure, dans le but d'étudier l'incidence des caractéristiques fluviales sur la sédimentation littorale et océanique. La région basse de cette vallée, s'étendant sur 2 kilomètres, du gué de Belanda jusqu'au récif de Nosy-Vato, a été plus particulièrement prospectée.

Durant la saison sèche, le lit actuel du fleuve est un chenal sableux de 200 à 300 mètres de large, dont le tracé vers l'embouchure est peu sinueux. Les berges sont formées de sable fluviale parfois argileux et de sable dunaire, sont peu élevées. Cette observation est particulièrement manifeste pour les berges du cours inférieur, aux environs duquel, divers sondages décrits par ailleurs, permettent de mettre en évidence les divagations actuelles du fleuve. Le lit, à la fin de l'hiver (septembre 1963), est complètement à sec, sauf bien en amont de Miary, où l'eau apparaît en plusieurs endroits, courant parfois sur des distances de plus d'un kilomètre, et creusant un chenal dans le sable. La nappe d'eau, à Belanda, se trouve vers 2,5 mètres de profondeur, et elle ne réapparaît que tout à fait à l'embouchure du fleuve, contribuant au remplissage d'une « lagune » résiduelle, séparée de l'océan par un cordon de sable. Cette « lagune » est également alimentée en eau de mer, comme nous le verrons plus loin.

Le dépôt du sable s'effectue par des lits entrecroisés, notamment à Belanda (parois d'un puisard d'eau douce). On trouve en intercalation, des lits plus grossiers contenant des galets, pouvant atteindre 5 centimètres de grand diamètre ; ce sont des galets de basalte, de calcaire éocène, de tuf calcaire, et également des galets durcis de sable vaseux et de boue, gris et feuilletés. A la surface du lit, en de nombreux endroits du cours inférieur, on remarque une croûte argilo-sableuse grise, morcelée en plaquettes et feuilletée par l'action du soleil. Ces plaquettes sont accumulées par le vent dans les dépressions et derrière les rides de sable, en même temps que des galets de roches effusives et calcaires.

On peut faire quelques observations sur la dynamique de domaine du Bas-Fiherenana. Considérons la portion tout à fait terminale du fleuve, au niveau de la « lagune » subsistant en arrière de la plage après la saison des pluies.

L'étude des photographies aériennes, prises durant la saison humide, comparée à la morphologie observée en pleine saison sèche, permet de reconstituer l'histoire périodique de ce bras actif du Fiherenana. Durant l'été, le fleuve qui, après les premières pluies a percé le cordon de sable obstruant l'embouchure, déverse dans l'océan ses eaux riches en suspensions. La percée s'élargit ; et l'on peut observer sur les photographies prises durant la saison humide, une embouchure bien dégagée.

A la fin de la saison des pluies, le débit du fleuve diminuant, du sable vient s'accumuler, par perte de charge, de part et d'autre de l'embouchure, au niveau de la haute plage. Les deux cordons ainsi individualisés se rapprochent jusqu'à fermer le passage, par une digue de sable continue, celle-ci montre en section de belles alternances de niveaux brun-pourpre et clairs ce qui témoigne de l'origine fluviale du matériel accumulé. Cependant, les eaux du fleuve qui ne transportent plus guère que des troubles fins par diminution de leur compétence, continuent à se déverser dans la mer en filtrant à travers la barrière sableuse de la haute plage. Les modalités de dépôt sont alors entièrement modifiées, car ce sont surtout des particules fines qui se sédimentent avec plus ou moins de sable selon l'importance du courant dans les diverses portions du fleuve. Enfin le lit s'assèche, les eaux disparaissent dans la profondeur du sable fluviale, laissant à la surface, en maints endroits, une croûte de sédiment fin, souvent feuilleté, qui sera dispersé par la suite. Il subsiste alors, en période sèche, une « lagune » d'eau saumâtre, dont le fond est tapissé de vase gluante. Cette vase résulte du dépôt par décantation, des troubles contenus dans les dernières eaux courantes du fleuve, lors du début des sécheresses. Le niveau de ce plan d'eau est surélevé par rapport à celui de l'océan. Il varie avec les marées, et l'on observe, pendant le jusant, du côté interne de la digue naturelle, des rigoles creusées dans le sable, analogues à celles apparaissant du côté de la pleine mer, sur la basse plage.

On peut noter deux manifestations des divagations actuelles du fleuve dans son cours inférieur. On constate en premier lieu les déplacements de la « lagune » terminale : celle-ci a progressé cette année vers le Nord, recouvrant de boue d'anciens dépôts exondés (boue craquelée) et attaquant une dune

littorale. Vers le sud au contraire, la lagune a délaissé une aire assez vaste, et c'est de ce côté plus calme que se sont déposés les vases les plus fines et les bois flottés par le fleuve.

En second lieu, on remarque la présence de galets mous (boue grise ou brune), fichés dans la vase en arrière de la digue de l'embouchure, ou retenus en avant de celle-ci parmi les coraux du récif de Nosy-Vato ; dans ce dernier cas, les galets ont amalgamé à leur surface divers débris solides. Ces galets mous semblent provenir des berges argileuses du fleuve, attaquées actuellement par les eaux. Des recherches minéralogiques et sédimentologiques, actuellement en cours, permettront de préciser cette hypothèse, ainsi que de s'intéresser à d'autres questions, tels la nature des galets plats interstratifiés dans le lit du fleuve, l'importance des dépôts sableux et sablo-vaseux et, d'une façon générale, l'origine et l'évolution du matériel charrié par le Bas-Fiherenana.

### B. La zone des évaporites (fig. 7).

En arrière du front dunaire montrant une hauteur de plusieurs mètres, s'étend la zone plate à évaporites du delta du Fiherenana. Au moment de son immersion temporaire, lors des marées exceptionnelles d'équinoxes, la majeure partie du delta est recouverte par 0,20 mètre d'eau salée.

Le reste de l'année, ces étendues plates, délaissées par la mer, se dessèchent lentement. Une intense évaporation sur cette très faible couche d'eau se traduit par des efflorescences de  $\text{CaNa}$  et de gypse. Il s'agit de petits cristaux et de mâcles ; leur dimension atteint quelques millimètres.

De petits sondages effectués systématiquement à travers ces étendues montrent que les efflorescences se forment aux interfaces de *laminac* d'argiles micacées, psammiques. Les cristallisations d'évaporites progressent encore dans le sédiment à la faveur de fissures de retrait ou d'anciens terriers. Postérieurement, le sable dunaire actuel tend à recouvrir ces formations, parfois temporairement.

Les surfaces sablo-argileuses d'évaporation, souvent enfouies, constituent un véritable « musée » de figures sédimentaires : *ripple-marks*, *sole-marks*, traces (chondrites), terriers *mud-cracks*, *load-cast*, etc. Le sédiment actuel de type pélitique ou marno-sableux, à joints micacés (psammites) est très réduit malgré quelques passées rubéfiées issues d'oxydations secondaires ou de « vase » latéritique remaniée, produits de la destruction des anciennes « cuirasses » formant des courants turbides.

Les fronts de taille des tranchées montrent les mouchetures bigarrées, résultats de la progression capricieuse d'oxydations secondaires au sein des

sédiments. Le milieu généralement réducteur montre des fragments de palétuviers incarbonisés et des restes de petits crabes, vestiges d'anciennes mangroves.

Les sondages montrent des alternances de sédiments sablo-vaseux, micacés, réduits, appartenant à d'anciens sols de mangroves avec des sables fluviaux issus du Fiherenana. Des passées de sable marin littoral, à débris coralliens, s'y intercalent irrégulièrement, traduisant les stades de progression (ou de régression) du delta.

Ces alternances paraissent étendus à l'ensemble deltaïque du Fiherenana. Elles traduisent une sédimentation rythmique où se succèdent :

1° Les sables et argiles micacées d'origine fluviale, souvent intensément rubéfiés, relativement bien classés ;

2° Les argiles sableuses réduites d'anciennes mangroves détruites par l'extension et la migration des bras du Fiherenana.

Les évaporites sont localisées aux « joints » supérieurs de la séquence deltaïque actuelle.

Il est possible de préciser les modalités de la sédimentation actuelle. Plusieurs stades sont à distinguer :

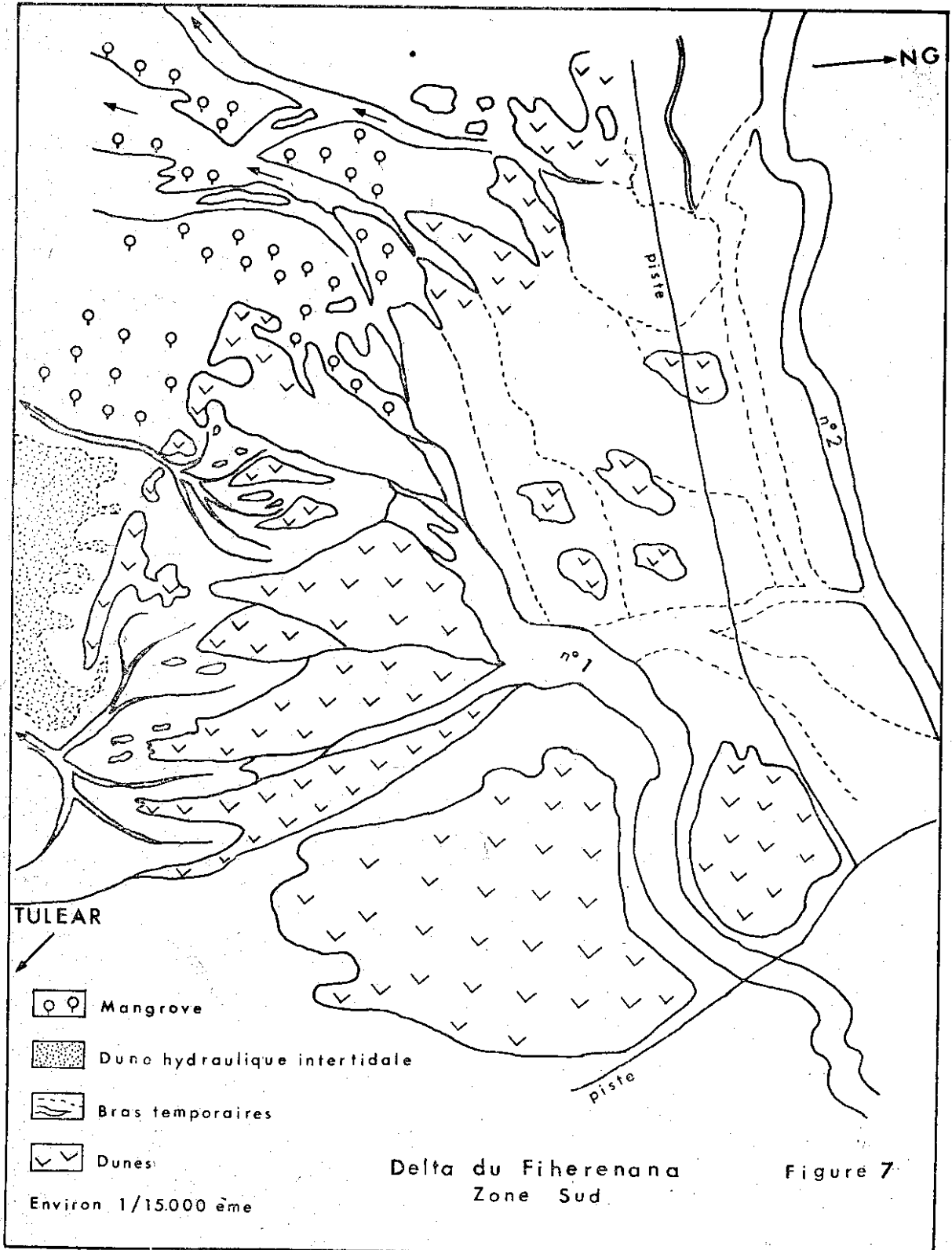
1° *Exceptionnellement* : crues du Fiherenana : épandages de sables et argiles micacées, au voisinage des bras actifs ou temporaires ;

2° *Marées d'équinoxes* : « transgressions » périodiques et de brève durée pour les zones basses du delta ;

3° *Evaporation et dessiccation* : stade d'assez longue durée. Formation d'efflorescences souvent liées à des encroûtements de Cyanophycées fixant la pellicule superficielle des sédiments. Ultérieurement se formeront les étendues à *mud-cracks* ;

4° *Déflation* : extension temporaire ou durable des témoins dunaires issus du front de mer. Cheminement très rapide de langues sableuses dans le sens du vent formant de petites strates de sédiment très bien classé, les dunes peuvent localement progresser sur les anciennes mangroves et les « plaines » à évaporites.

La déflation peut arracher la pellicule superficielle des *mud-cracks* encroûtée par les Cyanophycées. Se forment alors des étuis allongés issus des polygones de dessiccations rétractés et repliés. Des figures analogues ont été citées par A.W. PRICE (1963) en Californie (Clark Dry Lake) : « curled sun-crack polygons of crust » et R. SHROCK (1948). On retrouve ces dernières dans les horizons pélitiques permien du Dôme de Barrot.



Une telle suite correspond généralement à un cycle annuel. De nouvelles inondations et marées exceptionnelles effaceront ou recouvriront les structures précédentes.

### C. Modalités de la séquence deltaïque.

Une série de petits sondages a été effectuée dans le delta du Fiherenana (fig. 7). A partir de la dune du front de mer jusqu'au lit actuel du fleuve, en passant par les zones plates à évaporites, on observe l'interaction des facteurs marins, fluviaux, éoliens.

1° *Actions marines* : le bas delta actuel, à une profondeur de 1,30 mètre, est représenté par des sables grossiers, assez hétérométriques, à débris coralliens. Ces derniers montrent une usure modérée et correspondent à des sédiments d'herbiers issus de la destruction des platiers friables. Ils occupent, semble-t-il, la majeure partie du bas delta et disparaissent vers le lit actuel du Fiherenana et le bras temporaire n° 3.

En tous les points étudiés, le sable marin est surmonté par une ancienne mangrove « transgressive », empiétant vers le large, formant l'ossature de la plate-forme deltaïque.

Localement, la partie supérieure de cette mangrove « transgressive » a subi l'influence des conditions deltaïques :

1° Rubéfactions importantes, souvent progressives. L'oxydation du sédiment réduit peut être totale ou partielle (formation d'îlots sombres, « mouchetures » et couleur bigarrée) ;

2° Erosions et remaniements dus aux crues et migrations des bras du Fiherenana ;

2° *Actions fluviales* : ce sont des sables roux, oxydés, riches en quartz, grenat, ilménite. Parfois bien classés, ils sont associés à des limons argileux très rubéfiés. Les petits sondages nous ont montré que l'extension du matériel fluvial demeure sporadique, localisé aux anciens cours, à l'exception de « pellicules » d'inondations de très faible épaisseur. Dans le domaine actuel (et sub-actuel) du Fiherenana on prélève un épandage homogène sableux, de couleur rousse, hétérométrique.

En fait, les microfaciès sont très variés :

a. *Laminae sablo-argileuses*, le plus souvent rubéfiées, correspondent à des aires de décantation : bras-morts. Les joints situés au « toit » montrent :

a<sub>1</sub> Concrétionnements ferrugineux : lames oxydées, « films » de limonite, goëthite, parfois mouchetures d'oxydes de manganèse. Ces joints particuliers soulignent les phases « passives » du delta où se développent les phénomènes d'oxydation ;

a<sub>2</sub> Formation d'évaporites : petits cristaux de gypse et sel gemme ;

b. *Passées réduites* : bras-morts, mangroves remaniées. Les bras-morts ou mares montrent des dispositions en *laminae* ;

c. *Figures de charge, glissements, fluages* : affectent la microstratification en « laminae ». On observera des structures en *flow-cast*, *load-cast*, etc.

3° *Actions éoliennes* : irrégulières, elles se manifestent sur tout le delta, à partir du front de mer, la migration des dunes est marquée par des passées sableuses, très isométriques, interstratifiées dans les sables argileux et *laminae* d'origine fluviale. Leur importance, dans le temps, est toujours restreinte.

La phase actuelle montre la migration réduite et l'évolution d'appareils dunaires importants, sur le front de mer. Face au récif de Nosy-Vato, les dunes oblitérent très rapidement les débouchés temporaires du Fiherenana. Les « coulées » de sable dunaire, déplacées par grands vents à la surface du delta, constituent un apport notable, très mobile, se mêlant aux autres sédiments sous la forme de très minces passées.

### D. — Comparaison avec les zones à évaporites du Fiherenana de la zone à évaporites de Mahavatsy : régions des salines de Morombe.

En arrière de la mangrove de Mahavatsy s'étend jusqu'à la Nationale 7, une vaste aire dénudée, abandonnée par les palétuviers. Cette aire serait encore actuellement soumise en entier aux incursions marines, durant les pleines mers d'équinoxe, si des barrières artificielles n'avaient été établies. La barrière la plus ancienne est un chenal d'écoulement qui protège la Nationale 7, et qui sépare une frange Nord, contre la route, de marais stagnants d'eau douce à *Acrostichum aureum*, d'une région Sud plus développée, formée d'une ancienne vase de mangrove durcie. Cette seconde zone a elle-même été coupée récemment de l'influence de la mer par des digues, établies en arrière de la mangrove actuelle ; ces talus ont été érigés afin de permettre l'installation de salines, alimentées en eau de mer par des canaux artificiels. C'est ce qui a permis l'établissement naturel de maigres pâturages à herbes halophiles dans la plupart des portions de cette zone non dévolues aux salines.

Les formations à gypse ont été recherchées dans tout le domaine compris entre les digues et la Nationale 7. Les résultats n'ont été positifs que dans le voisinage immédiat des salines. Le gypse est compris dans les 5 à 10 centimètres superficiels



du sédiment, qui est une ancienne vase de mangrove brune et grasse, sous laquelle se trouve, vers 40 centimètres de profondeur, du sable vraisemblablement marin. Le gypse est particulièrement abondant et bien cristallisé le long des canaux d'amenée de l'eau de mer, où il peut former de petits « fers de lance » très bien définis. Ailleurs, entre les bassins d'évaporation, il se présente en petits cristaux analogues à ceux de la région à évaporites de la Batterie, au nord de Tuléar.

La formation actuelle du gypse semble donc être liée étroitement à la pénétration périodique des eaux marines. En effet, il n'est conservé que dans les zones encore soumises aux eaux salées, soit périodiquement et de façon naturelle (Batterie), soit artificiellement (Morombe). L'aire située juste au nord-est des salines, soustraite depuis quelques années seulement aux eaux marines, n'a livré de cristaux dans aucun de nombreux « bêchages » effectués. La formation du gypse dans les régions prospectées paraît donc éphémère, et les dépôts non fossilisables actuellement. La cause en est probablement chimique, et concerne les précipitations abondantes durant la saison humide, ainsi que l'action des végétaux. Une telle fossilisation serait possible, apparemment, dans l'éventualité d'un très rapide recouvrement sédimentaire.

## CHAPITRE VI.

### LES FORMATIONS KARSTIQUES DE LA FALAISE DE BARN-HILL

La cuesta éocène (calcaires lutétiens à Nummulites) dominant Sarodrano et Bina, se prolonge en mer par l'étroite crête de Barn-Hill, vers le S.S.-W., dans la baie de Saint-Augustin.

A la base de ces falaises, découvrant en grande partie aux B.M.V.E., on relève :

1° Petites grottes, surplombs, excavations, creusées par les vagues et les galets lors des tempêtes. Elles se rattachent à des ensembles de petites marmites d'érosion sur la zone intertidale ;

2° Grottes importantes, grands porches : anciennes sorties karstiques, actuellement non fonctionnelles. Ce système fossile comprend un réseau étagé dans les calcaires éocènes. Le réseau karstique non actif traverse même la Pointe de Barn-Hill ;

3° Exurgences sous pression, artésiennes, sortant au travers de l'estran, près des *beach-rocks* ou platiers d'abrasion. Ces exurgences se manifestent par des griffons ou des jaillissements dans les galeries karstiques.

L'évolution du karst, lors d'une phase régressive, n'amène point la formation de « reculées », mais l'altération rapide d'un banc gréseux à la base de la falaise. Ainsi se forment des surplombs instables. Ces derniers s'écroulent et laissent des discontinuités en forme de cirques découpant les parois rocheuses de Barn-Hill.

L'érosion marine paraît intense en ce secteur :

1° Déchaussement du *beach-rock* et des dalles de grès éocènes ;

2° Formation d'une plate-forme d'abrasion aux dépens des grès tertiaires ou des brèches quaternaires.

L'activité hydrodynamique est à rapporter aux mouvements du *swash* et aux courants (transfert littoral, courants de marées). Le sable à minéraux de l'Onilahy, déporté vers le Nord et formant la flèche de Sarodrano, emprunte un étroit platier au pied de la falaise.

Les exurgences posent un problème, à Barn-Hill comme pour les falaises de Saint-Augustin. Une partie des eaux est représentée en réalité, par la vidange régulière des cavités karstiques au moment du jusant. Il en est de même pour le balancement de la zone phréatique dans les estrans. Enfin, certains blocs poreux de grès lutétiens ou de calcaire détritique, exsudent l'eau d'imbibition stockée dans leur masse à marée haute. Cette exsudation peut s'avérer importante, spectaculaire et durer plusieurs heures. Ainsi, des gros blocs isolés sur l'estran « perdent » leur eau assez curieusement.

Le balancement du « toit » de la nappe phréatique d'eau de mer, est particulièrement manifeste au jusant des marées de V.E.

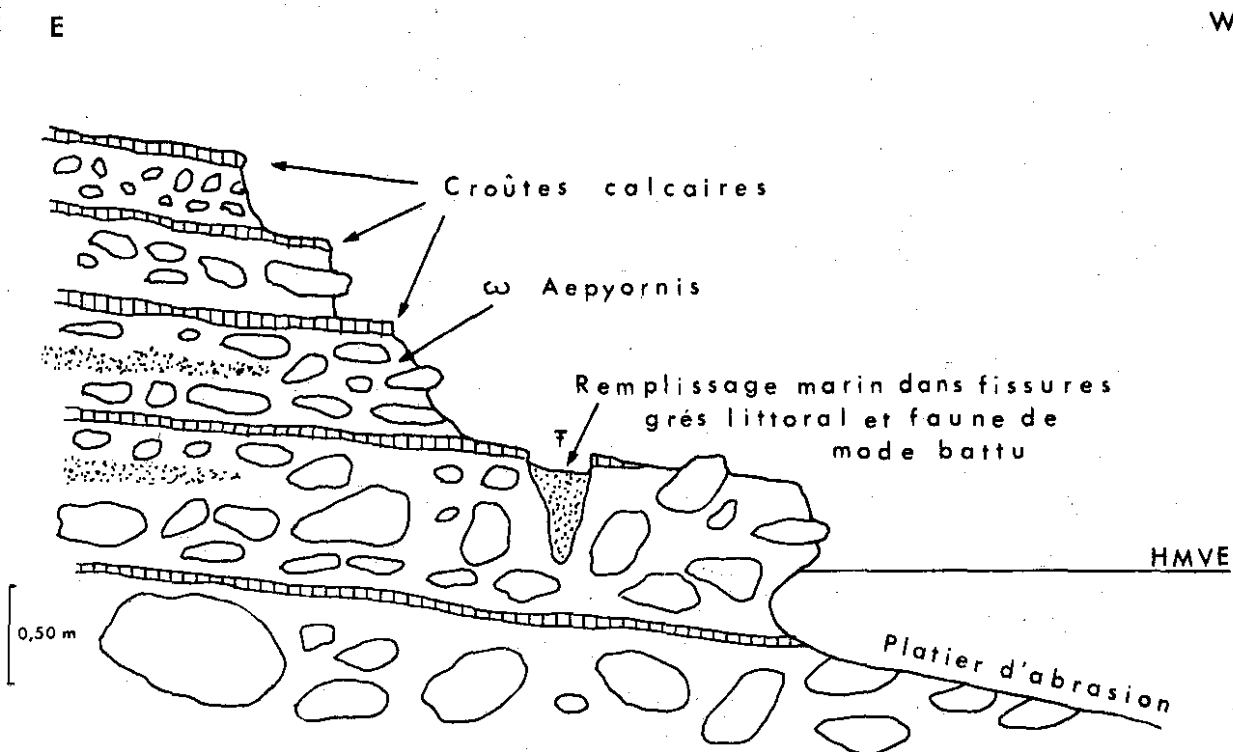
Une durée de 3 heures, au moins, paraît nécessaire pour équilibrer ce balancement (Saint-Augustin) les cavités du karst creusé dans l'éocène sont vidées au bout de 2 à 3 heures.

Cependant, la totalité de l'eau exsudée n'est point imputable au seul jusant. Il existe un certain apport d'eau douce, modéré, issu directement des réseaux du paléo-karst éocène. Une importante dessalure se manifeste au niveau des exurgences où abondent les *Ostrea*.

Le *karst actif*, très modeste à Barn-Hill, se développe vers le Nord, à Sarodrano et Bina. La source de Bina (grottes de Sarodrano) est une exurgence importante, rigoureusement douce, présentant trois émissaires principaux. En amont d'une doline d'effondrement se trouve une amorce de galerie aboutissant rapidement à un siphon. Le karst de Bina est creusé dans les brèches quaternaires dures de Sarodrano, remontant à l'Aépyornien ancien (fig. 8 et 12).

Figure 8

## Brèches de Sarodrano - Source Bina



Sous la route en corniche de Sarodrano, la falaise éocène domine une importante mangrove. Cette dernière est directement alimentée en eau douce par une série d'exurgences qui sourdent à la base de la falaise (deux exurgences importantes dont une amorce de galerie). Au pied de la falaise éocène, bordant la mangrove et sous cette dernière, se développe un *beach-rock*, avec traces d'anciennes érosions et enduits de Cyanophycées. Les sorties d'eaux karstiques affouillent les dalles du *beach-rock* ; ces dernières se brisent sur place au niveau des exurgences.

Plusieurs résultats peuvent être dégagés de ces observations :

1° Présence d'un important réseau karstique en grande partie actif, issu de drainages dans la série éocène le long des plans de stratification. L'alimentation pose un problème non encore résolu (plateaux calcaires éocènes et néogènes au-dessus du basalte sénonien). Ce réseau est *postérieur* aux brèches dures de Sarodrano, d'âge Aepyornien ancien, qu'il traverse (Bina). Son activité a été modifiée au moment de la transgression Karimbolienne (témoins sur le littoral, tropique du Capricorne). Son maximum paraît remonter au pluvial post-Karimbolien où des grandes coulées « solifluées » ont détruit certaines parois de la cuesta de Barn-Hill ;

2° Le réseau karstique recoupe la Pointe de Barn-Hill, *indépendamment* de la topographie actuelle et de la baie de Saint-Augustin. Il est antérieur au modelé littoral actuel, au « découpage » de la cuesta tertiaire formant la Pointe de Barn-Hill et à l'érosion importante des platiers. Il est possible, par ailleurs que l'origine du réseau doive être rattachée, en partie, à d'anciens drainages antérieurs au Quaternaire.

## CHAPITRE VII

### LES BRÈCHES DE SARODRANO

Le long de la piste de Tuléar à Sarodrano, à environ 1 kilomètre au nord de cette dernière localité, on observe une unité bréchoïde au nord de la cuesta éocène. Ces brèches bordent le littoral sur plusieurs centaines de mètres ; elles sont creusées par un réseau karstique, dont on observe de nombreuses exurgences au niveau de la mer. La plus importante est la source de Bina, doline d'effondrement creusée dans les brèches, emplies en permanence d'eau douce provenant d'une galerie siphonante.

#### 1° Description.

Les brèches sont très consolidées et stratifiées en bancs d'une épaisseur moyenne de 50 centimètres. Les éléments sont de tailles diverses, allant de quelques centimètres cubes au mètre cube ; ils sont très peu usés et leur répartition n'indique aucun classement. Ils proviennent sans aucun doute de la cuesta éocène à laquelle s'appuient les brèches ; la plus grande partie est constituée en effet de calcarénites et calcirudites à Nummulididae et de grès à minéraux. On y trouve également quelques blocs ferrugineux. Dans certains bancs, s'individualise un dépôt de calcite secondaire autour des éléments anguleux, ce qui leur donne une structure pisolithique. Ces auréoles de recristallisation se forment surtout autour des petits éléments ; elles sont souvent colorées en rouge par des oxydes de fer, ce qui rend leur structure très visible. Le ciment de la brèche calcaire est très compact.

Chaque strate comprend, à la base, une unité bréchoïde, surmontée par une croûte calcaire d'origine climatique. Les croûtes formant le « toit » de chaque strate ont un aspect lisse couleur blanchâtre et structure travertineuse, le ciment calcaire est compact, plus ou moins ferrugineux, entrecoupé de stylolites.

Ainsi, chaque banc forme une petite séquence détritico-couronnée par une croûte climatique

postérieure à la période d'éboulement. Parfois, le ravinement du banc supérieur vient à supprimer la croûte calcaire précédente.

Ces formations bréchoïdes renferment des débris d'œufs d'*Aepyornis* et montrent un pendage de quelques degrés en direction de la mer (E.S.-W.).

#### 2° Origine et âge.

La situation de la brèche et la composition de ses éléments indiquent clairement qu'elle provient de l'érosion de la cuesta éocène. Il s'agit d'un éboulis de pied de falaise cimenté sur place ; en effet, l'usure très faible et le classement médiocre ne peuvent faire admettre un long transport. D'autre part, la stratification en bancs réguliers séparés par des croûtes climatiques montre que l'érosion de la cuesta ne devait pas être continue, mais plutôt saccadée. L'éboulis de gravité alimentant la brèche était peut-être lié au fonctionnement de la faille de Tuléar : les périodes de jeu de la faille correspondraient à une érosion intense, alternant avec des périodes stables au cours desquelles se seraient formées les croûtes travertineuses.

Dans cet ensemble d'éboulis climatiques quaternaires formant une série indurée, s'est creusé le réseau karstique de Sarodrano alimenté, semble-t-il par les drainages dans l'Eocène.

Cette formation est entièrement continentale ; on n'y trouve en effet aucune faune marine ; elle renferme au contraire quelques fragments d'œufs d'*Aepyornis*, ce qui permet de lui attribuer un âge quaternaire probable. D'autre part, on trouve dans les fissures de la roche, le long de la mer, un grès récent contenant une faune caractérisant un mode battu. Ce grès correspond à un niveau voisin du niveau actuel. Or, cette partie du littoral est abritée des vents et des houles de Sud-Est par la flèche sableuse de Sarodrano ; il faut en conclure que la formation de cette flèche est très récente, postérieure en tout cas à l'édification des brèches ;

#### 3° Rapports entre les brèches de Sarodrano et la formation du Kill des Ancêtres (Au sud d'Ankilibe).

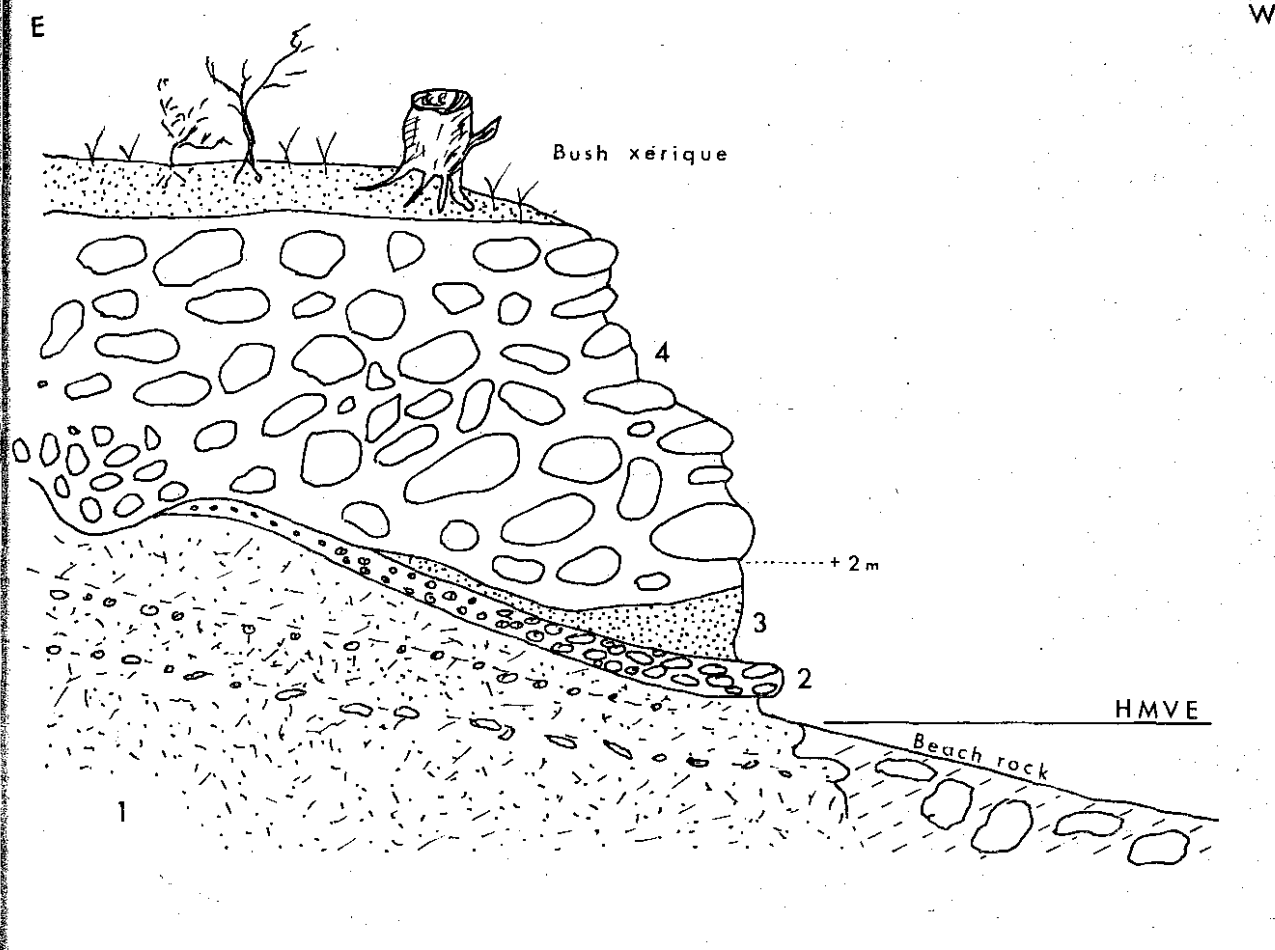
A partir de la source Bina, vers le tropique du Capricorne, les brèches de Sarodrano se poursuivent vers le Nord sur environ 2 kilomètres.

A 1,5 kilomètre au sud du Kill des Ancêtres, on relève la coupe suivante (fig. 9) :

1. *A partir de la base* : limon argileux jaune, à passées caillouteuses, « chenaux » de ravinement, huitres tertiaires remaniées (puissance reconnue : 1,5 m) ;

Figure 9

TULEAR Coupe a 1,5 km. au S. du kill des Ancêtres



2. Petit cordon littoral à galets marins, aplatis ou perforés de Cliones et Lithophages (épaisseur : 0,30 m s'amincissant vers le haut et ne dépassant guère le niveau + 2 m).

Il s'agit d'un ancien niveau, probablement régressif. Il n'érode point la formation 1 très tendre. Le cordon épouse plutôt la surface topographique ancienne, sans ravinement ;

3. Il est surmonté de poches irrégulières et lenticulaires, sable plus ou moins consolidé en grès, assimilable à une haute plage ou une dune ancienne. Ce témoin, très localisé, peut montrer 0,80 mètre de puissance ;

4. Une « coulée » de blocs « ravine » tous les horizons précédents. Des « chenaux » visibles traduisent d'anciens thalwegs colmatés par l'érosion de la *cuesta* tertiaire. Il s'agit d'un amas de blocs de grès, calcaires détritiques et calcarénites relativement émoussés. Certains blocs arrondis constituent de véritables galets. Une matrice sableuse cimentée ce matériel très hétérométrique.

Le recul de la falaise représentée par l'éboulis 4 donne un amas de blocs actuels ou sub-actuels cimentés dans un *beach-rock* au voisinage de la mangrove et du niveau des H.M.V.E. Certaines surfaces

des hauts *beach-rocks* sont recouvertes par un enduit calcaire concrétionné, ébauche possible d'une « croûte » dans la zone d'évaporation.

Enfin, on note une surface d'abrasion au niveau de la mer formant un platier au-dessus des brèches.

Vers Ankilibe, à 300 mètres au sud du Kill des Ancêtres, le bush xérique borde une mangrove littorale dominée par un talus de sédiments meubles.

A partir de la base, nous relevons :

1. Limon argileux jaune à « blocaille » sub-anguleuse et débris d'huîtres tertiaires remaniés. Ce sédiment compact forme une banquette. On y trouve des débris d'œufs d'*Æpyornis*. Puissance

reconnue sur 1,5 mètre. Au sommet (1') on observe des ravinelements locaux sous une « blocaille » hétérométrique. Certains grains de quartz présentent des traces d'usure éolienne ;

2. Limon plus ou moins rubéfié, parfois panaché avec traces de racines et quelques blocs isolés ; œufs d'*Æpyornis*, quartz éolisés (épaisseur : 1,5 m environ). Il s'agit probablement d'un ancien sol d'altération ;

3. Sable et limon sableux (p = 2 à 3 m) passant à la dune située sous le bush.

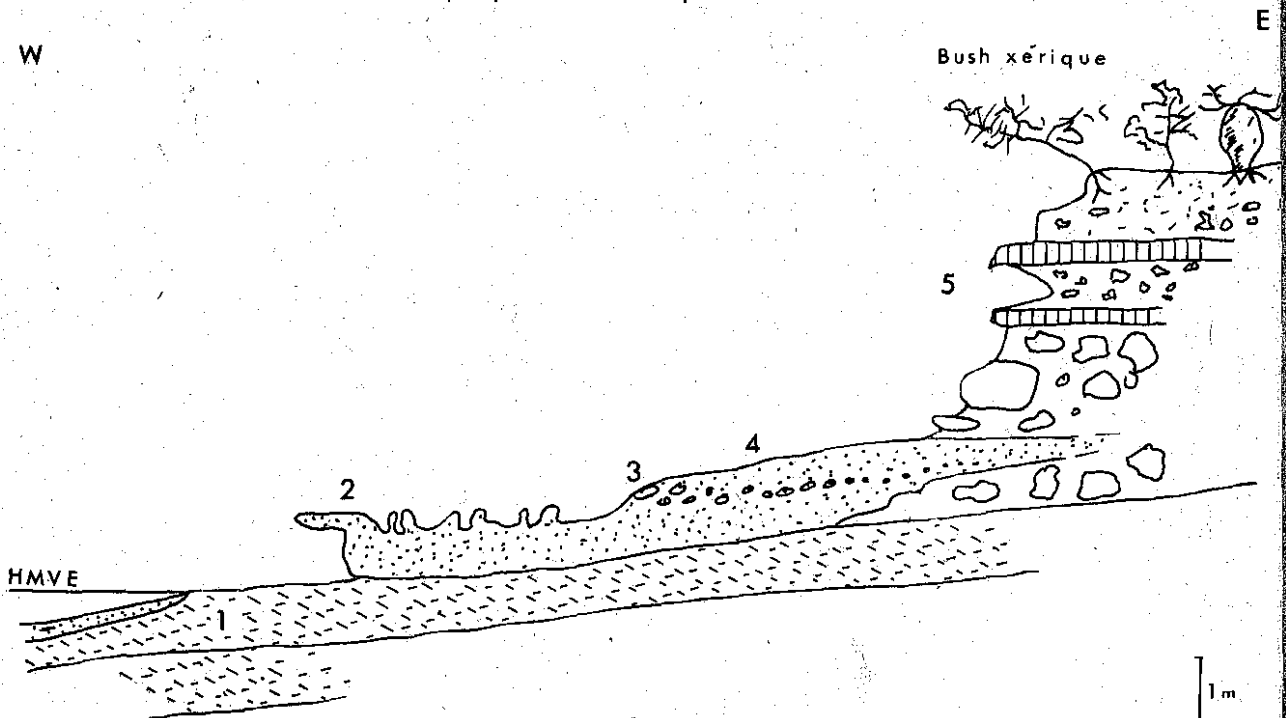
*Conclusion :*

1° L'examen latéral des brèches dures constituant les éboulis de gravité de Sarodrano-Bina montre

Figure 10

Brèches du piedmont de Sarodrano

Tropique du Capricorne



que ces dernières forment le soubassement des piedmonts quaternaires du Tropique du Capricorne et du Kill des Ancêtres. On peut penser que ces brèches datent de l'Æpyornien ancien ;

2° Ces brèches sont surmontées, vers le nord, par un piedmont argileux et limoneux intercalé localement de sols d'altération rubéfiés. En se rapprochant du Tropique du Capricorne et la *cuesta* éocène, cette formation fait place à une « blocaille » très hétérométrique, à éléments arrondis formant une importante coulée ravinant le piedmont sous-jacent.

Très localement, subsiste un témoin marin quaternaire ne dépassant jamais la côte + 2 mètres et surmonté par un vestige d'ancienne dune. Ce témoin, à notre avis, paraît intercalé (et non plaqué) entre le piedmont argileux-limoneux et la « blocaille » supérieure. Entre Bina et le Tropique, l'observation montre que le cordon littoral et le grès de plage correspondant surmontent la nappe des brèches dures de Sarodrano tout en demeurant antérieur à la blocaille précitée.

A titre provisoire, il paraît possible d'établir les correspondances suivantes : (cf. R. BATTISTINI, 1958) ;

Climat, d'après Battistini	Formations	Division chronologique
Chaud et sec	Erosion du piedmont (Lavanonien ?), dunes récentes.	Actuel. Æpyornien sup.
Plus humide que climat actuel	« Coulées » de la blocaille supérieure et ravinelements, limons sableux ; sols rubéfiés Kill des Ancêtres.	Æpyornien sup. (Lavanonien : pluvial post-Karimbolien).
Chaud et sec	Cordon littoral à + 1, 5 et 2 m et grès dunaires.	Transgression Karimbolienne, Æpyornien moyen.
Plus humide que climat actuel	Base du pluvial pré-Karimbolien, limons argileux.	Æpyornien moyen.
?	Brèches de Sarodrano Bina intercalées de sols à croûtes durant les phases passives de la sédimentation détritique et saccadée.	Æpyornien ancien.

3° La grève actuelle est bordée par un *beach-rock* cimentant un ancien platier creusé dans les brèches de Sarodrano ou le piedmont post-Karimbolien.

Les placages de grès, à faune littorale de mode battu, garnissant les fissures de la brèche ancienne, sensiblement au niveau actuel jusqu'à + 0,50 mètre, peuvent être assimilés à une formation récente, sub-actuelle, antérieure à l'édification de la barrière récifale et de la flèche sableuse de Sarodrano ;

4° Le climat xérique, sub-désertique actuel, n'autorise plus qu'une érosion relativement réduite, sans formation de piedmont ou de « coulées » boueuses à blocaille.

Dans le S.-W. de Madagascar, BATTISTINI (1958) a relevé des entailles de thalwegs sub-actuelles, très vives, nommées « *Hobaba* » ; la tête du *hobaba* est souvent un cirque d'érosion à parois verticales. Entre Ankilife et Bina, le littoral montre le piedmont argilo-sableux (Lavanonien probable), entaillé d'un certain nombre d'*hobaba* accidentant curieusement la piste de Sarodrano.

## CHAPITRE VIII

### NATURE MINÉRALOGIQUE DE LA FRACTION ARGILEUSE DANS LES SÉDIMENTS DE LA RÉGION DE TULÉAR

Des prélèvements de sédiments, en vue de l'étude de la phase argileuse, ont été effectués dans des milieux variés :

- Milieu marin franc : en avant et en arrière du grand récif et dans les passes de celui-ci ;
- Formations littorales à palétuviers, au nord et au sud de Tuléar : Songoritelo et Sarodrano ;
- Zones à évaporites actuelles de la Batterie et de Mahavatsy ;
- Cours, berges et delta des fleuves Onilahy et Fiherenana.

Les échantillons ont été séchés, sitôt après leur prélèvement, à une température comprise entre 40° et 60°C. L'étude minéralogique, effectuée au centre de géochimie de la Surface à Strasbourg, avec l'aide bienveillante de G. MILLOT, J. LUCAS et

on observe  
« hétéro-  
ésentent des

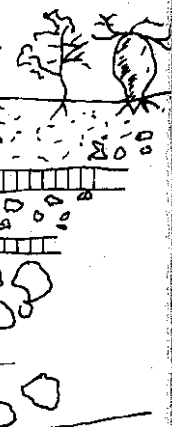
fois panaché  
blocc isolés ;  
seur : 1,5 m  
ancien sol

3 m) passant

s constituant  
Bina montre

Figure 10

E



1 m

H. PAQUET, a principalement porté sur la fraction de sédiment inférieure à deux microns. L'analyse aux rayons X, pratiquée sur une soixantaine d'échantillons, a permis d'obtenir divers renseignements sur la sédimentation littorale actuelle. Cette étude, en voie d'achèvement, permet dès à présent de présenter quelques aspects généraux de la question.

Les minéraux argileux déterminés sont la *montmorillonite*, la *kaolinite* et l'*illite*. Les deux premiers minéraux sont les plus abondants et sont présents dans tous les sédiments. Leur importance relative varie en fonction du lieu de prélèvement. Leur cristallinité est très bonne, dans tous les milieux. Les minéraux micacés, par contre, sont toujours présents en faible quantité ; parfois, ils sont absents. Leur cristallinité est mauvaise, les figures qu'ils présentent aux rayons X sont floues et étalées. Il n'y a pas de minéraux intermédiaires entre des minéraux simples.

L'origine de ces minéraux des milieux littoraux est purement détritique. En effet, un échantillonnage le long des fleuves Fiherenana et Onilahy, respectivement à cinquante et deux cent cinquante kilomètres en amont de leur embouchure, a montré que la nature et le degré de cristallinité des minéraux argileux étaient les mêmes dans les sédiments fluviaux que dans les sédiments marins.

Il n'existe aucun autre minéral dans les milieux côtiers que ceux rencontrés dans les sédiments continentaux ou ceux charriés par les fleuves. En particulier les banquettes sablo-vaseuses à palétuiviers, ainsi que les aires où se forme périodiquement du gypse (zone en arrière de la plage de la Batterie, delta du Fiherenana, région des salines de Morombé à Mahavatsy), n'ont aucun caractère propre du point de vue des minéraux argileux. Cela paraît normal, du fait de la jeunesse et de l'instabilité périodique de ces dépôts. Notons aussi que les minéraux, parfaitement définis, ne manifestent aucune évolution. Issus de régions soumises à des climats tranchés, ils ne sont plus influencés par le milieu marin, du moins lorsqu'ils font partie d'un dépôt récent et superficiel (sondages effectués jusque vers 1,50 mètre de profondeur).

L'Onilahy et le Fiherenana sont les deux principaux agents de déversement de troubles dans l'océan. Il faut tenir compte également, mais pour une petite part, des torrents drainant les collines tertiaires qui bordent la région côtière. Le transport des matériaux solides par ces cours d'eau a lieu durant la saison humide, de durée relativement courte. Seul l'Onilahy, de plus grande importance, charrie tout au long de l'année des eaux de surface ; ces eaux arrachent des limons et argiles aux berges, et sont très souvent troubles.

Tous les sédiments étudiés au nord de Tuléar, ainsi que immédiatement au large du grand récif et dans le chenal de ce dernier, montrent la *prédominance de la montmorillonite sur la kaolinite*. Au contraire les sédiments dragués en face de l'Onilahy, dans le canyon de Saint-Augustin ou dans la région de Sarodrano (passe sud du grand récif, mangrove de Sarodrano), contiennent davantage de kaolinite que de montmorillonite. Les sédiments fluviaux, au Nord et au Sud, sont caractérisés par la même différence : le Fiherenana est plus riche en montmorillonite, l'Onilahy plus riche en kaolinite. L'illite varie peu.

Cette différence entre le nord et le sud de la région étudiée s'explique par la nature et l'importance des régions de l'arrière-pays drainées par les deux fleuves. Le Fiherenana traverse, sur des distances équivalentes, deux types d'affleurements : séries gondwaniennes de l'Isalo, recouvertes de sols rouges sablo-argileux plus ou moins cuirassés, et éocène marin calcaire. L'Onilahy, beaucoup plus long, recoupe sur plus des trois-quarts de son cours, les complexes métamorphiques des systèmes Androyen, du Graphite et du Vohibory, ainsi que les séries de l'Isalo ; ces formations sont toutes plus ou moins latéritisées en surface. Ce n'est qu'à la fin de son parcours que l'Onilahy chemine entre les calcaires, les marnes tertiaires et les injections basiques.

Les analyses effectuées par différents auteurs montrent que les régions rouges de l'arrière-pays malgache abondent en kaolinite, même dans les zones plus sèches du sud-ouest. Les études poursuivies à Strasbourg par J.L. PELLIER, sur les sols reposant sur les séries recoupées par l'Onilahy, vers son haut cours, sont très riches en kaolinite. *Par contre, les collines côtières éocènes abondent en montmorillonite* : les quelques analyses que nous avons effectuées dans la région de la Table, en arrière de Tuléar, montrent la présence quasiment exclusive de ce minéral.

L'opposition observée dans les régions marines littorales et côtières dépendant des deux fleuves peut donc s'expliquer de façon simple, dès à présent, par l'opposition qui existe entre l'arrière-pays drainé par le Fiherenana, et celui drainé par le réseau de l'Onilahy : comparativement aux aires à montmorillonite, le premier est constitué d'aires à kaolinite beaucoup moins importantes que le second.

En ce qui concerne le sort des minéraux argileux déversés dans la mer, plusieurs points sont à noter. Les échantillons dragués le plus au large du récif montrent une proportion de montmorillonite supérieure à celle des échantillons dragués près de la côte. Le même phénomène s'observe dans les mangroves : les banquettes vaseuses sont plus riches en

minéraux à 14 angströms que les sables d'herbiers infralittoraux en avant des palétuviers et que les sables de la basse plage en arrière de ces formations. Cela a été observé à Songoritelo et à Sarodrano. D'autre part, en étudiant le substratum des banquettes, on retrouve le sable vaseux d'herbier, avec moins de montmorillonite que dans les niveaux supérieurs (Songoritelo). Ce tri semble être d'origine granulométrique : ainsi que l'a montré l'analyse aux rayons X, à propos d'échantillons de tailles variées, la montmorillonite est constituée de particules plus petites que la kaolinite ; cela est du reste le cas de la plupart des argiles naturelles. La montmorillonite se déposerait donc dans les eaux plus propices à la décantation : soit au large des zones littorales agitées, soit dans les banquettes vaseuses à palétuviers, dont le lacis radulaire retient les particules fines, et dont les troncs et pneumatophores diminuent l'agitation.

Les proportions des minéraux argileux, tout le long du chenal du grand récif de Tuléar, sont voisines de celles rencontrées au nord et au large du Fiherenana : les minéraux à 14 angströms sont nettement dominants. Cela signifie que les sédiments fins du chenal sont tributaires du Fiherenana et non de l'Onilahy, pourtant plus important. Cette conclusion confirme les observations de J. PICARD. Elle s'explique par le fait que dans le sud les courants peuvent difficilement remonter l'abrupt du canyon de Saint-Augustin, pour pénétrer dans le chenal ; les déplacements d'eaux par réfraction contre la flèche sableuse de Sarodrano ont seuls une certaine importance.

Signalons enfin que les sédiments de la baie de Saint-Augustin sont riches en montmorillonite, alors que les sédiments de l'Onilahy, en amont, et ceux du canyon de Saint-Augustin, en aval, sont riches en kaolinite. Cette particularité paraît être due à des apports importants de troubles à montmorillonite dans la baie, par les torrents issus des collines éocènes littorales. Il semble que, grâce au seuil sous-marin peu profond (—7m) prolongeant la falaise de Barn-Hill, les argiles arrachées aux reliefs proches puissent être retenues partiellement dans la baie surtout en fin de la saison des pluies, déterminant une augmentation localisée de la montmorillonite.

La sédimentation argileuse actuelle, littorale et marine, de la région de Tuléar, est donc remarquable par son caractère détritique et par sa stabilité. Les modifications minéralogiques observées sont d'ordre quantitatif. Les facteurs prédominants, susceptibles de provoquer ces modifications, semblent être la taille des particules argileuses et l'hydrodynamisme.

## CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Il est possible de mettre en évidence les faits suivants :

### 1<sup>o</sup> Description des principaux milieux sédimentaires de la région de Tuléar.

Pour un secteur compris entre Ifaty et l'embouchure de l'Onilahy, on distinguera la pente externe du récif et le canyon de Saint-Augustin. La première zone, encore très mal connue, a montré une vase gluante grise, très calcaire, réduite, jusque à —150 mètres. Près de la passe sud du grand récif, a été observé un talus de sable bio-détritique oxydé, à Foraminifères et algues remaniés. Les débris sont encroûtés par les Mélobésiées. Ce talus a été reconnu jusqu'à —130 mètres.

Le canyon de Saint-Augustin demanderait une étude poussée. Sa pente est très abrupte. Elle montre jusqu'à —280 mètres (profondeur draguée) un recouvrement de vase jaune très argileuse, à macrofaune appauvrie.

La zonation du grand récif et de ses annexes a été définie dans la thèse de M. PICHON (1962). Les Madréporaires forment l'ossature du bioherme ; un rôle constructeur secondaire est dévolu aux Mélobésiées. Les formations post-récifales, complexes, présentent l'extension d'herbiers à Cymodocées, *Thalassia*, Dasycladacées... En outre, le grand récif de Tuléar montre un important chenal, profond de quelques mètres à —12 mètres, garni de sédiments vaseux bio-détritique, réduit, parfois accidenté de pâtés coralliens.

### 2<sup>o</sup> Sédimentation récifale.

Très complexe dans le détail, elle se subdivise en milieux subordonnés à la zonation du récif, à la profondeur, à l'hydrodynamisme. Le talus détritique frontal, dans la zone des travées d'accroissement, siège de violents déferlements, correspond à des brèches de talus, calcirudites, parfois calcarénites isométriques oxydées, contre le bioherme. Sur l'ensemble construit, à la limite extrême des déferlements de grandes tempêtes, s'établit la levée de blocs : passées noduleuses et brèches récifales.

A l'abri des vagues, le platier interne friable traduit la dissection du bioherme = chenaux, colmatés par des calcarénites oxydées, hétérométriques, gravelles coralliennes, concrétions algales et Foraminifères remaniés.

Il faut noter dans ces formations post-récifales la présence de micro-atolls.

La sédimentation dans les herbiers d'arrière-récif est extrêmement variée dans le détail = sables à gros Foraminifères (*Peneropliidae*), calcarénites à « pellets », parfois réduites, fines calcarénites hétérométriques à éléments terrigènes. Nous avons affaire ici à un milieu abrité, parcouru par les courants de marée.

Le chenal d'arrière-récif correspond à des milieux divers : vases calcaires fines, très réduites, bio-détritiques, vases gluantes grises à Polychètes, calcarénites hétérométriques. On notera des zones facultatives ou accidentelles : criques externes du récif à brèches et sédiment bio-détritique grossier, vasques du récif se vidant partiellement à chaque marée, etc.

Les formations de mangroves bordant le littoral correspondent à des milieux très abrités, dessalés, turbides. S'y déposent des vases sableuses micacées très réduites, à fragments de bois incarbonisés, des vases grises gluantes fétides. Enfin, les milieux littoraux en arrière du récif montrent des formations de *beach-rocks*, témoins dunaires, marais temporaires à évaporites. Il en résulte une sédimentation variée : calcarénites pseudo-oolithiques dans les *beach-rocks*, grès isométriques pour les dunes, évaporites donnant des dépôts temporaires dans les marais côtiers.

La région de Tuléar présente donc la séquence *actuelle* suivante, à partir du front de mer : calcaires bioconstruits et bioaccumulés, calcarénites d'herbiers et de chenaux, marnes noires sableuses de type « *schlier* », parfois évaporites. Ce schéma correspond à une séquence de comblement, susceptible d'être remise en question à la suite de variations eustatiques ou épirogéniques.

### 3° Plages, estrans.

Les estrans de l'aire deltaïque du Fiherenana sont le siège d'actions hydro-dynamique variées : mouvements du *wash*, courants de flot et de jusant, transfert latéral et courants de passe en rapport avec la marée. On note une dérive de galets mous issus des mangroves. En outre, l'estran montre des figures de *sole-marks*, *flute-cast* localisés aux chenaux de retrait sur l'estran, surimposés au réseau initial de *ripple-marks* lié au flot *groove-cast*, *rill-marks* et autres figures de drainage. Ces figures correspondent à un déplacement vers le large des sédiments (pour une phase initiale des observations ; leur circuit réel sous-marin étant inconnu). L'alimentation est mixte :

- a. Sables dunaires, à éléments bioclastiques et minéraux allochtones ;
- b. Erosion des mangroves (galets mous) ;
- c. Apports deltaïques, généralement épisodiques.

Cette sédimentation active peut « transgresser » sans ravinement quelques formations récifales restreintes.

À Sarodrano, les actions de transport à partir de l'Onilahy, les phénomènes de lévigation par voie hydraulique ou éolienne aboutissent à la formation d'un placier littoral où se concentrent grenat et ilménite-radioactifs.

On observe la formation de grès de plage consolidés ou *beach-rocks*. Ces derniers se sont formés postérieurement à l'installation de la barrière récifale ; ils ont été précédés par un grès quaternaire compact à minéraux, secondairement abrasé en platier. Le *beach-rock* correspond à une calcarénite bioclastique hétérométrique, à structure pseudo-oolithique.

### 4° Le delta du Fiherenana.

Il s'agit d'une aire partiellement inondée lors des fortes crues du Fiherenana et par les marées d'équinoxes. L'immersion temporaire de ces vastes secteurs s'étend jusqu'aux mangroves et aux marais à Juncacées halophiles ; elles conditionnent les processus de la sédimentation. Ce sont des apports turbides s'étendant sur les platiers coralliens et les herbiers d'arrière-récif, des sables et argiles micacées d'origine fluviale, souvent intensément rubéfiées, des argiles sableuses réduites appartenant à d'anciennes mangroves détruites par l'extension des bras du Fiherenana. De minces « films » d'évaporites temporaires sont localisés au joint supérieur de la séquence deltaïque actuelle. A une faible profondeur dans le delta apparaissent d'anciens sols de mangroves entrecoupés de sable marin littoral à débris coralliens. Des alternances rythmiques, à l'échelle du centimètre, secondairement oxydées, d'aspect psammitique montrent d'anciennes surfaces d'évaporation à *mud-cracks*, chondrites, terriers, *sole-marks*.

### 5° Formations karstiques.

On observe une série d'exurgences littorales à la base de la cuesta de Sarodrano et de Barn-Hill. Ces réseaux actifs, souvent en charge, s'équilibrent avec la marée et sourdent à travers l'estran. On note des grottes assez importantes actuellement non fonctionnelles à l'exception de la source Bina. Un ancien réseau karstique traverse même la Pointe de Barn-Hill. Une partie des réseaux fossiles peut être remplie et vidée à chaque marée, avec un certain décalage. Cependant, la totalité de l'eau exsudée n'est pas attribuable au seul jusant. Il existe un apport d'eau douce modéré, issu des réseaux du paléo-karst. Les circulations actives se développent à la grotte de Sarodrano (source de Bina). Il s'agit

d'une exsurgence importante, creusée dans les brèches quaternaires anciennes et probablement issue de la cuesta lutétienne.

Les anciens réseaux karstiques recoupent la Pointe de Barn-Hill indépendamment de la topographie actuelle des falaises et de la baie de Saint-Augustin.

#### 6° Les brèches de Sarodrano.

Les formations les plus anciennes sont représentées par des brèches dures entrecoupées de sols à croûte ferrugineuse dans la région de Sarodrano-Bina. Ces assises stratifiées montrent un léger pendage vers le front de mer ; elles sont karstifiables (galeries, dolines) et paraissent se rattacher à un stade d'érosion important de l'Æpyornien ancien.

Ces brèches sont surmontées, vers le Nord, par un piedmont argileux intercalé de sols d'altération rubéfiés. En se rapprochant de la cuesta éocène, cette formation fait place à des coulées de blocailles à éléments arrondis. On observe localement un témoin marin ne dépassant jamais la cote +2 mètres, intercalé entre la brèche ancienne et la blocaille supérieure.

Un lapiaz littoral dans la brèche ancienne montre des placages gréseux à faune superficielle de mode

battu (niveau +0,50 m). Cette formation récente postérieure à une plate-forme d'abrasion et à un lapiaz demeure antérieure à l'édification de la barrière récifale et de la flèche de Sarodrano.

#### 7° Nature minéralogique de la fraction argileuse.

Les minéraux argileux dominants bien cristallisés sont la montmorillonite et la kaolinite. L'illite, d'importance secondaire, présente des figures de diffraction floues et étalées. Il n'y a pas de minéraux interstratifiés.

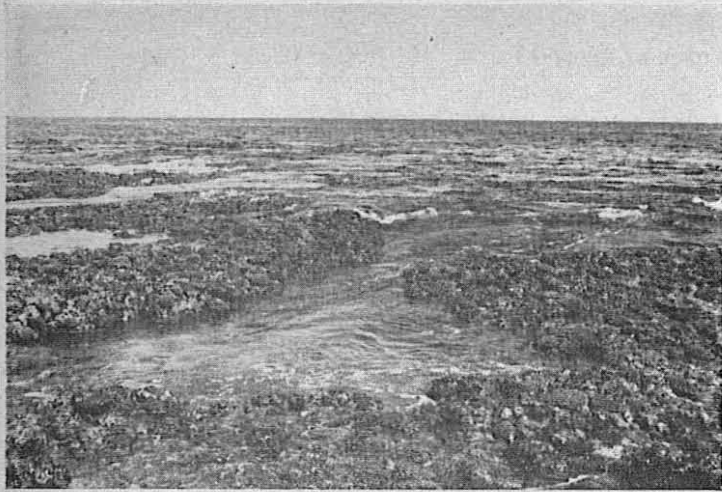
#### On peut envisager deux combinaisons :

a. Au nord, le Fiherenana charrie des argiles surtout montmorillonitiques issues du drainage des terrains éocènes calcaires ;

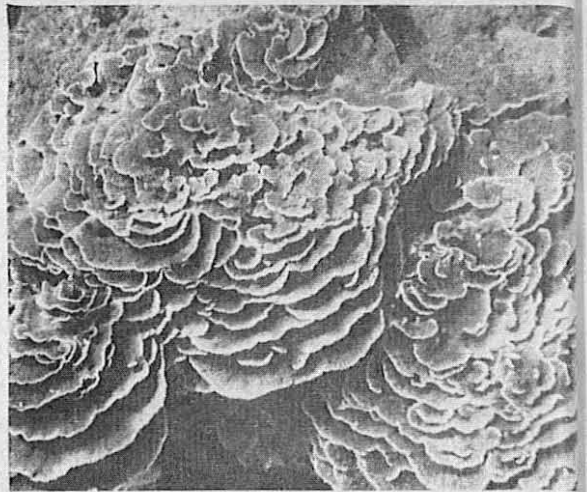
b. Au Sud, l'Onilaby, traversant les importants complexes métamorphiques : Androyen, du Graphite, du Vohibory, ainsi que les séries de l'Isalo, apporte beaucoup de kaolinite provenant de sols ferrugineux ou latéritiques.

Aucune néoformation n'a été observée. Par contre, on relève une sédimentation préférentielle des minéraux argileux en fonction de leur taille et de l'hydrodynamisme.

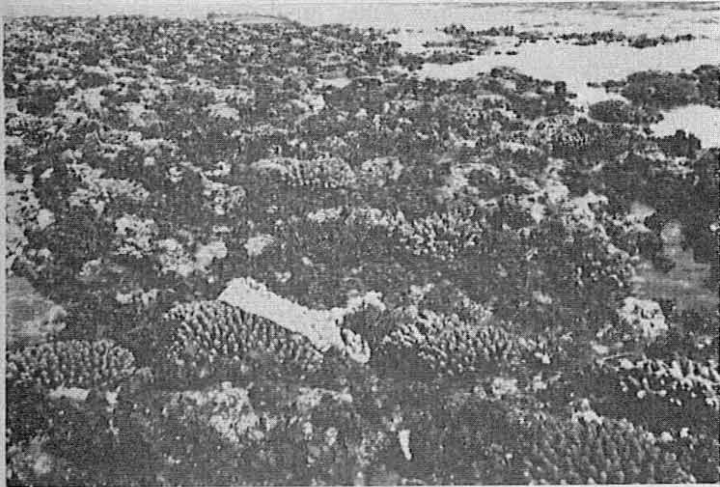
*Manuscrit, reçu le 25 septembre 1965.*



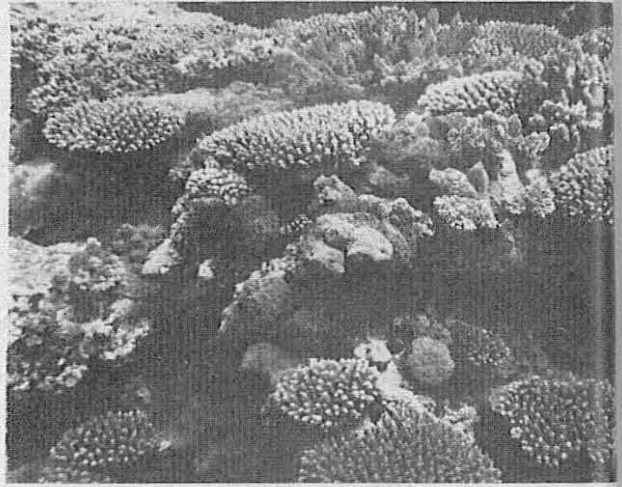
N° 1



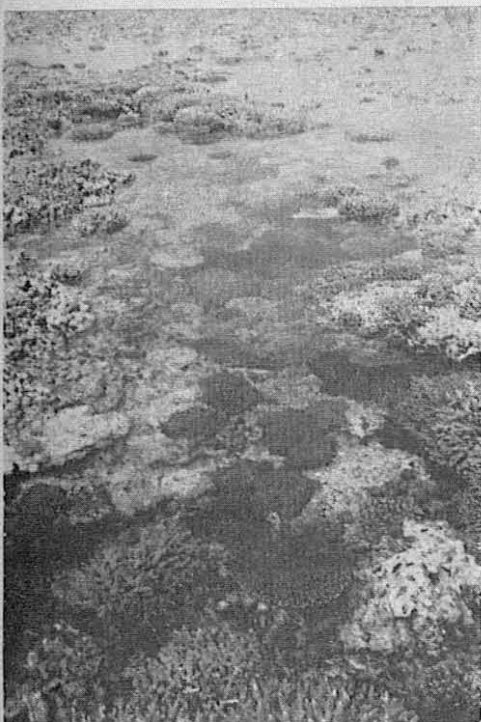
N° 2



N° 3



N° 4



N° 5

#### LÉGENDE DES PHOTOGRAPHIES

1. *Grand Récif de Tuléar ; zone des travées frontales en « dents de peigne » vue par G.M.V.E.*

2. *Petite vasque du Grand Récif de Tuléar (-5 m) ; récif à Montipora.*

3. *Platier externe du Grand Récif de Tuléar découvert par G.M.V.E.*

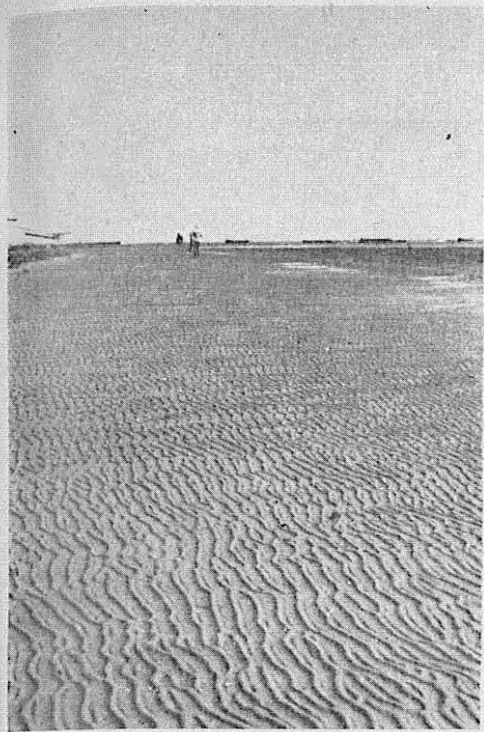
4. *Grand Récif de Tuléar, encorbellement bordant la Grande Vasque (-2 m).*

5. *Le platier externe du Grand Récif de Tuléar avec vue sur un « événement » mettant en communication les galeries et grottes du système sous-récifal.*

6. *La mangrove de Songoritelo.*



N° 6

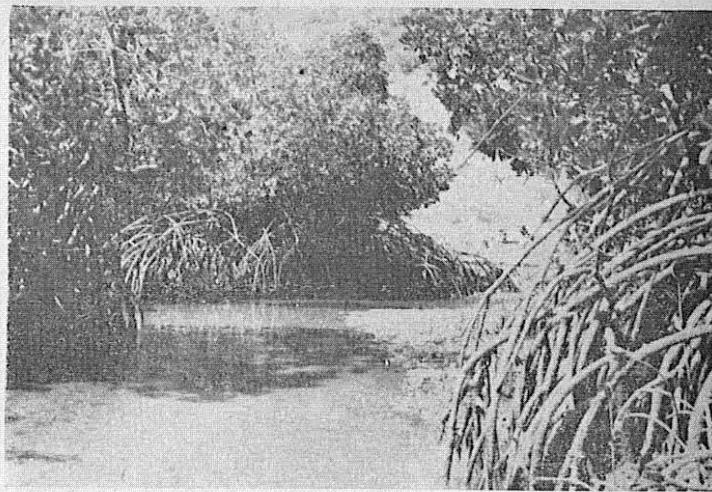


N° 7

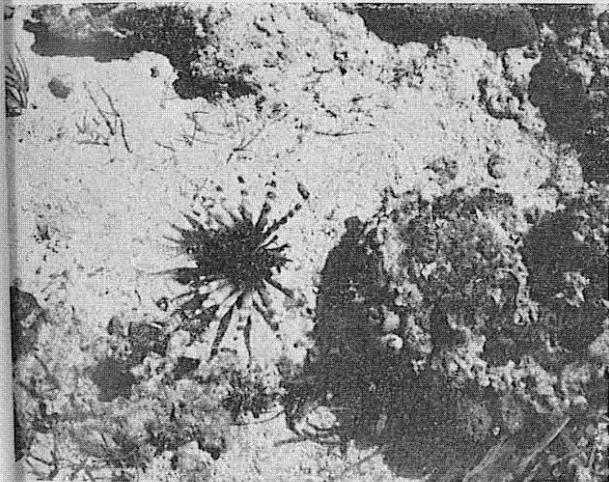
LÉGENDE  
DES  
PHOTO-  
GRA-  
PHIES  
(suite)



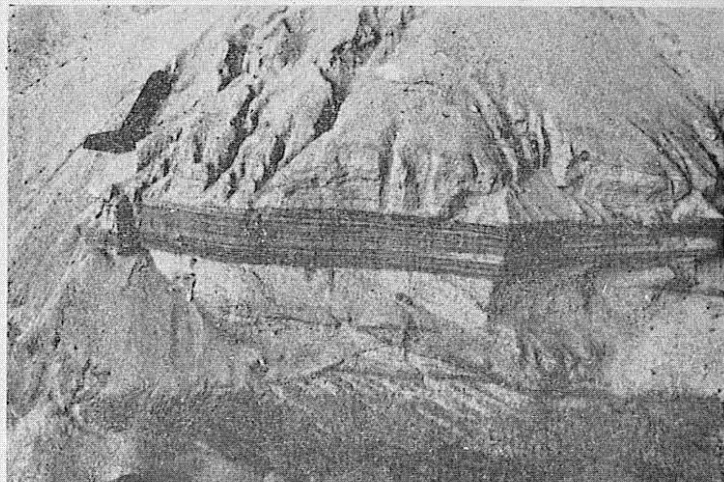
N° 8



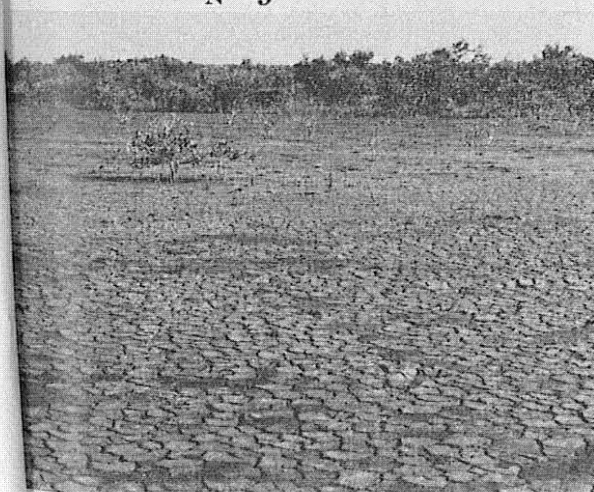
7. Estran de Mahavatsy; ondulation de ripple-marks: sable vaseux à B.M.V.E; figures de jasant sans interférences. Avec interférences se forment des ripple-marks rhomboidales.
8. Chenaux de la grande mangrove de Sarodrano durant le jasant.
9. Chenal d'arrière-récif (Tuléar), découpant, à marée basse, les formations du platier friable; bio-calcarénites remaniées dans ces chenaux parcourus par les courants de jasant.
10. Laminations de minéraux opaques (ilménite): grèves de Sarodrano.
11. Mangrove de Tuléar (La Batterie), vue à B.M.V.E, seulement immergée quelques jours aux marées d'équinoxe mud-cracks.
12. Déchaussement actuel du beach-rock sous les falaises de Barn-Hill.



N° 9



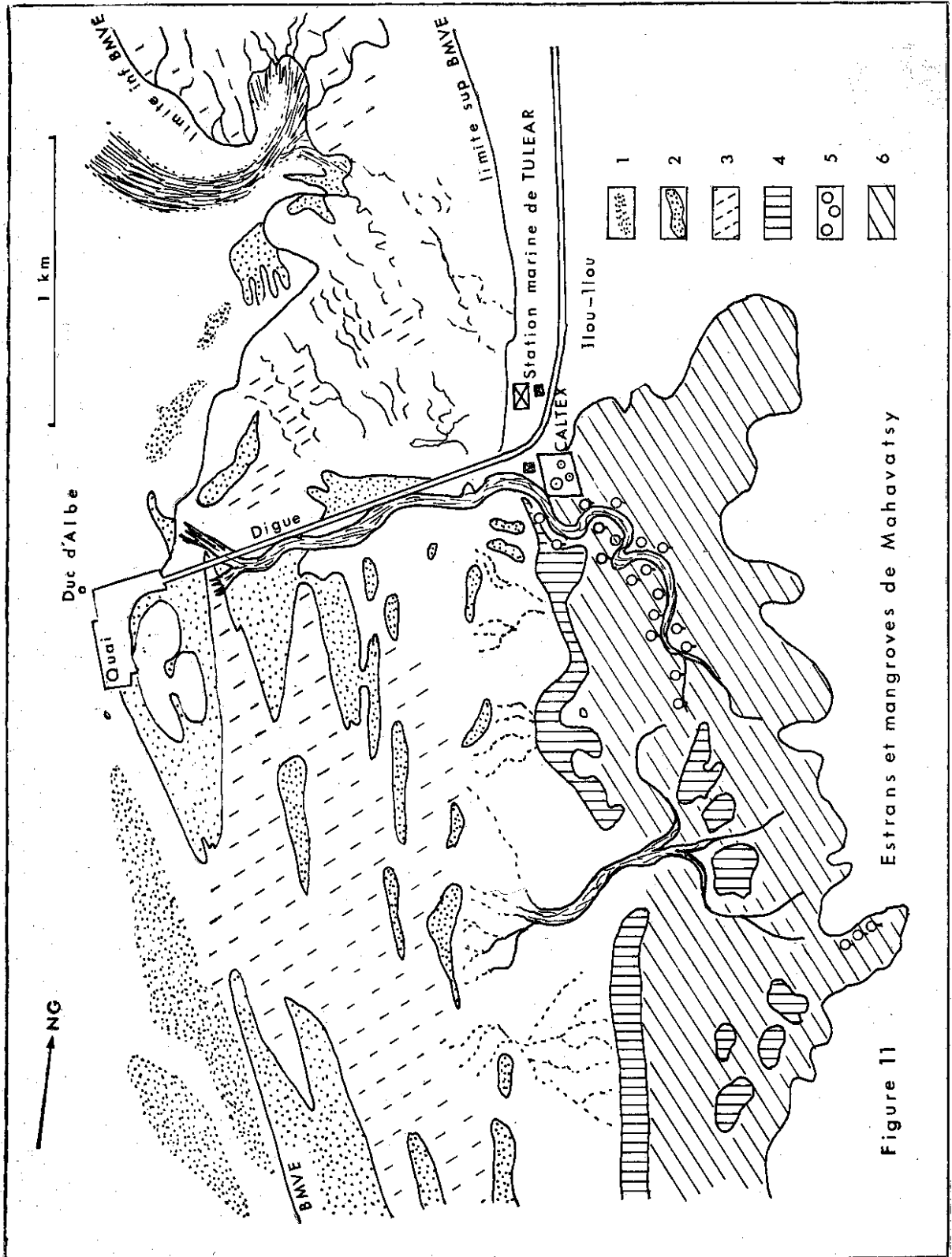
N° 10



N° 11



N° 12



Estrans et mangroves de Mahavatsy

Figure 11

6

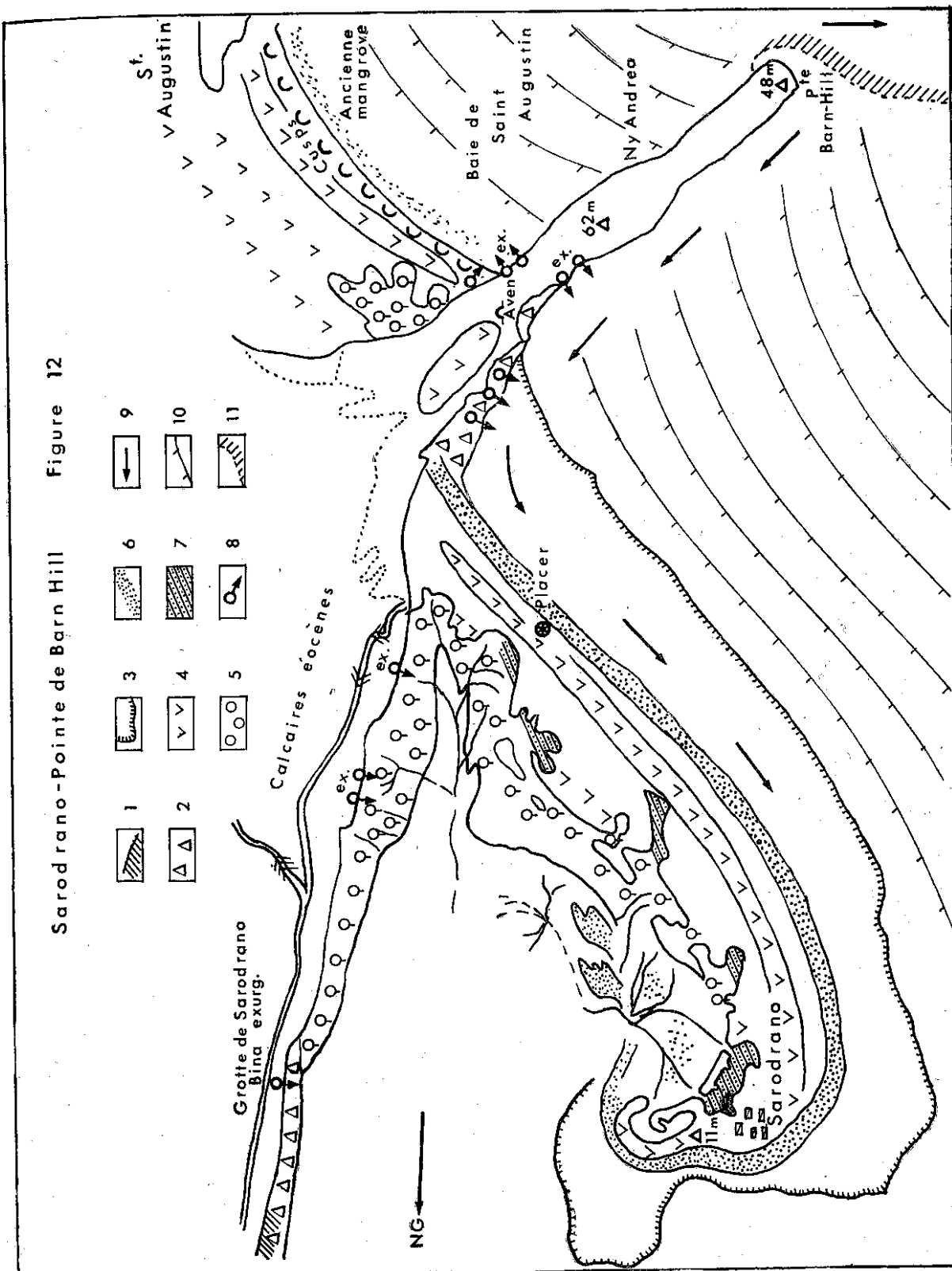
Estrans et mangroves de Mahavatsy



Figure 11

Sarodrano - Pointe de Barn Hill Figure 12

- |   |   |   |   |   |   |   |   |   |    |    |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|----|----|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 |
|   |   |   |   |   |   |   |   |   |    |    |



## BIBLIOGRAPHIE

- AVIAS J., 1958. — Note préliminaire sur l'existence de vases bariolées gypsifères actuelles dans les marais côtiers de la Nouvelle Calédonie. « C.R.S.S.G.F. », n° 16, p. 396.
- AVIAS J., 1963. — A propos des vases bariolées gypsifères actuelles de la Nouvelle-Calédonie et sur la genèse des marnes bariolées salifères du Trias. « Colloque sur le Trias de la France. Mémoires du B.R.G.M. », n° 15, pp. 615-622.
- BARRABÉ L., 1929. — Contribution à l'étude stratigraphique et pétrographique de la partie médiane du pays Sakalave. « Mém. S.G.F. »
- BASSE E., 1930. — Observations géologiques sur les terrains secondaires fossilifères affleurant entre l'Onilahy et le Fiherenana (S.-W. de Madagascar) « C.R.Ac.Sc. », t. 191; pp. 957-959.
- BASSE E., 1931. — Age des coulées basaltiques interstratifiées dans le Crétacé de la bordure sédimentaire de Madagascar. « C.R.s.Ac.Sc. », t. 192; pp. 887-829.
- BASSE E., 1931. — Phénomènes d'érosion dans le S.-W. de Madagascar. « C.R. Congrès Intern. de Géographie », Paris, 1931; t. II; pp. 687-695.
- BASSE E., 1934. — Etude géologique du S.-W. de Madagascar. « Mém. S.G.F. », 159 p.
- BATES C.C., 1953. — Rational theory of delta formation. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., vol. 37, pp. 2119-2162.
- BATTISTINI R., 1957. — Sur l'existence d'un récif corallien fossile à l'embouchure de la Ménaranda (Côte sud de Madagascar). « C.R. som. S.G.F. », p. 264.
- BATTISTINI R., 1957. — La zonation de l'estran dans les grès littoraux du Cap Mandeville près de Morombe (côte S.-W. de Madagascar). « Mém. Inst. Scient. Madagascar », D, VIII.
- BATTISTINI R., 1957. — Note préliminaire sur le niveau marin de 3 mètres et les séries dunaires de l'extrême sud de Madagascar. « B.S.G.F., VII », fasc. 1-3, p. 83.
- BATTISTINI R., 1958. — Structure et géomorphologie du littoral Karimbola (extrême sud de Madagascar). « Mém. Inst. Scient. Madagascar », t. II.
- BATTISTINI R., 1959. — Note sur l'existence d'encoches fossiles de corrosion marine dans la baie des Galions (extrême sud de Madagascar) et sur les variations récentes du niveau de la mer. « Mém. Inst. Scient. Madagascar » série F, t. 2; pp. 79-87.
- BATTISTINI R., 1959. — Les divisions du plio-quaternaire du sud de Madagascar. « C.R.S. Ac. Sc. », t. 248, 16 février 1959, pp. 992-993.
- BATTISTINI R., 1959. — Observations sur les récifs coralliens du S.-W. de Madagascar. « B.S.G.F. », 7<sup>e</sup> série, t. 1, pp. 341-346.
- BATTISTINI R., 1960. — Quelques aspects de la morphologie du littoral Mikea (côte S.-W. de Madagascar). « Cahiers Océanogr. », XII<sup>e</sup> année, n° 8, sept. oct. 1960, pp. 548-571.
- BESAIRE H., 1931. — Recherches géologiques à Madagascar. Contribution à l'étude des ressources minérales. « Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse », p. 272.
- BESAIRE H., 1956. — La géologie de Madagascar et ses grands problèmes. « B.S.G.F. », V, 13.
- CLIQUET P.L., 1957. — La tectonique profonde du bassin de Morondava. 2<sup>e</sup> réunion des Comm. Reg. Centre. Est et Sud pour la géologie. Tananarive, pp. 192-217.
- DECARY R., 1931. — Au sujet de cavités connues sous le nom de Ranovato dans l'extrême sud de Madagascar. « C.R. Som. S. SCF », pp. 250-252.
- DERIARD R., 1962. — Note préliminaire sur la localisation et le peuplement de certains atterrissements sablo-vaseux et vaseux interdicaux de la région de Tuléar (Madagascar). « Travaux de la Station marine de Tuléar (Rép. Malgache) n° 1, Intern. Indian Océan Expédition ».
- BERTHOIS L., BATTISTINI R. et CROSNIER A., 1964. — Recherches sur le relief et la sédimentologie du plateau continental de l'extrême sud de Madagascar. « Cahiers Océanogr. », C.C.O.E.C., n° 7, juillet-août 1964, pp. 511-528.
- EMERY K.O., TRACEY J.L. et LADD, H.S. 1954. — Geology of Bikini and nearby atolls. « Geol. Survey Prof. Papers », 260-A; Washington, 256 p.
- EMERY K.O., 1956. — Sediments and water of the Persian Gulf, « Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. », vol. 40, pp. 2354-2383.
- FOLK R.L., 1959. — Practical petrographic classification of limestones. « Bull. of the Am. Assoc. of Petro. Geologists ». Vol. 43, n° 1, pp. 1-38.
- GINSBURG R.N., 1953. — Beach-rock in south Florida. « Journ. Sediment. Petro. », t. 23, 1953, pp. 85-92.
- GRANDIDIER A., 1867. — Observations sur le gisement des œufs de l'*Aepyornis*. « C.R. séan. Ac. Sc. », 9 septembre 1867, t. LXV.
- GUILCHER A., 1952. — Formes et processus d'érosion sur les récifs coralliens du nord du banc Farzan (Mer Rouge). « Revue Géomorphologie Dynam. », n° 6, pp. 261-274.
- GUILCHER A., 1954. — Caractères du récif-barrière de la côte N.-W. de Madagascar. « C.R. Som. S.G.F. », 29 novembre 1954, pp. 372-3.
- GUILCHER A., 1954. — Les récifs coralliens du N.-W. de Madagascar. « Bull. Assoc. des Géographes Français », novembre 1954, pp. 147-156.
- GUILCHER A., 1956. — Etude géomorphologique des récifs coralliens du N.-W. de Madagascar. « Ann. Inst. Océano. », t. XXXIII, pp. 65-136.
- GUILCHER A., 1958. — Mise au point sur la géomorphologie des récifs coralliens de Madagascar et dépendances. « Mém. Inst. Scient. Madagascar », série F, t. II, pp. 89-115.
- GUILCHER A., BERTHOIS L., BATTISTINI R. et FOURMANOIR P. 1958. — Les récifs coralliens des Iles Radama et de la baie de Ramanetaka (Côte N.-W. de Madagascar). Etude morphologique et sédimentologique. « Mém. Inst. Scient. Madagascar », série F, t. II, pp. 117-119.
- GUILCHER A. 1959. — Les récifs coralliens à petits lagons multiples de la baie Ramanetaka. (Côte N.-W. de Madagascar) « B.S.G.F. », 7<sup>e</sup> s., t. 1, n° 4, p. 337.
- ISNARD H., 1955. — Madagascar. « A. Colin », n° 301, pp. 7-28.
- JOHNSON D.W., 1919. — Shore processes and shoreline development. « N.Y. John Wiley and Sons », 568 p.
- KREMPF A., 1927. — La forme des récifs coralliens et le régime des vents alternants. « Tr. Scro. Océanogr. Pêches de l'Indochine », Saïgon. T. 2.
- LACROIX H., 1922-1923. — Minéralogie de Madagascar. « Paris », 3 vol. in-4<sup>o</sup>.
- MANTON S.M. et STEPHENSON T.A., 1935. — Ecological survey of coral reefs. « Sc. Reports of Great Barrier Reef Expedition » (1928-1929). British Museum of Nat. History, t. 3 n° 10, p. 273.
- MUNK W.H. et SARGENT M.C., 1948. — Adjustment of Bikinitoll to Ocean waves. « Trans. Amer. Geophys. Union » t. 29, n° 6, décem., pp. 855-860.
- NESTEROFF W.D., 1954. — Sur l'origine organo-détritique des craies coralliennes de la Mer Rouge. « C.R.s. Ac. Sc. », t. 238, pp. 709-711.
- NESTEROFF W.D., 1954. — Sur la formation des grès de plage ou « beach-rocks » en Mer Rouge. « C.R.s. Ac. Sc. », t. 238, pp. 2547-2548.

- (Madagascar).  
ép. Malgache)
1964. — *Revue du plateau corallien de Madagascar*. « Cahiers de Géologie », n° 1, 1964, pp. 511-512.
- *Geology of Madagascar*. Prof. Papers, n° 40, pp. 235-240.
- Classification of corals. Geologists.
- with Florida. pp. 25-32.
- gisement des coraux, 9 septembre
- rosion sur les récifs (Mer Rouge) pp. 261-274.
- ère de la côte corallienne, 29 novembre
- du N.-W. de Madagascar, des Français,
- ue des récifs coralliens. Inst. Océano., n° 1.
- éomorphologie des récifs dépendances. II, pp. 89-115.
- OURMANOIR P. (Madagascar). « Mém. Inst. Océano. », n° 19.
- petits lagons coralliens. N.-W. de Madagascar, n° 301,
- and shoreline corals. pp. 568 p..
- ralliens et le plateau corallien. Pêches de Madagascar.
- *Ecological Studies at Barrier Reef, Madagascar*. J. of Nat. History, n° 1.
- adjustment of corals. « Geophys. Union »
- o-détritique des coraux. R.S. Ac. Sc., n° 1.
- des grès de coralliens. R.S. Ac. Sc., n° 1.
- NESTEROFF W.D., 1955. — *Les récifs coralliens du banc Farsan Nord (Mer Rouge)*. « Résultats Scient. Camp. Calypso ». I. Campagne en Mer Rouge, Masson, pp. 7-53.
- NEWELL N.D., RIGBY J.K., WHITEMAN A.J. et BRADLEY J.S., 1951. — *Shoal-water geology and environments, eastern Andros Island, Bahamas*. « Am. Mus. Nat. Hist. Bull. », Vol. 97, pp. 1-29.
- PICHON M., 1962. — *Contribution à l'étude de la répartition des Madréporaires sur le récif de Tuléar*. « Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Fac. Sc. Marseille », le 20 décembre 1962.
- PRICE W.A., 1963. — *Patterns of flow and channelling in tidal inlets*. « Journ. of sedim. Petr. », vol. 33, juin 1963, n° 2, pp. 279-290.
- PRICE W.A., 1963. — *Physicochemical and environmental factors in dune genesis*. « Journ. of Sed. Petrol », vol. 33, juin 1963, n° 3, pp. 766-778.
- RANSON G., 1958. — *Coraux et récifs coralliens : Bibliographie*. « Bull. Inst. Oceanogr. Monaco, n° 1121.
- RICOUR J., 1960. — *La genèse des niveaux salifères. Cas du Trias Français*. « Rev. Géogr. Physique Géolog. Dyn. » (3) pp. 149-157.
- RIOULT M., 1962. — *Le calcaire de Caen. Dépôt de rivage du Bathonien normand*. « Bull. Société Linéenne de Normandie », 10<sup>e</sup> série, 3<sup>e</sup> volume, pp. 119-141.
- ROBEQUAIN C., 1958. — *Madagascar et les bases dispersées de l'Union française*. « Presses Univ. de France (3) ».
- SAINT-OURS J. de., 1959. — *Spur and groove formation on the Florida reef tract*. « Journ. of Sed. Petrol », vol. 33, n° 2, juin 1963, pp. 291-303.
- SNYDER F.G. et EMERY J.A., 1956. — *Geology in development and mining Southeast Missouri lead belt*. « Min. Erg. », vol. 8, pp. 1216-1224.
- SHROCK R.R., 1948. — *Sequence in layered rocks*. « M.C. Graw-Hill Book Comp. » N.Y. and London.
- SUGDEN W., 1963. — *Some aspects of sedimentation in the Persian Gulf*. « Journ. of Sed. Petrology », vol. 33, n° 2, juin 1963, pp. 355.
- SVERDRUP H.V., JOHNSON M.V. et FLEMING R.H., 1942. — *The Oceans* N.Y. « Prentice Hall ».
- TRACEY J.I., LADD H.S. et HOFFMEISTER J.E., 1948. — *Reefs of Bikini, Marshall Islands*. « Bull. Geol. Soc. America », t. 59, pp. 861-878.
- VASSEUR P., 1962. — *Note préliminaire sur l'aspect topographique, morphologique et biologique des surplombs et des grottes sous-marines sciaphiles en avant des récifs de Songoritelo*. « Tr. Station marine de Tuléar » (Rép. Malgache), fasc. 1. International Indian Expedition, pp. 169-179.

## PUBLICATIONS A CARACTÈRE MONOGRAPHIQUE

- CLOUD P., 1959. — *Geology of Saipan Mariana Islands. Part. 4. « Sub-marine topography and shoal water ecology* U.S. Geological Survey Prof. Papers », 280-K, pp. 361-445.
- GUILCHER A., 1954. — *Madagascar. Géographie régionale*. « Cours du C.D.U. ».
- DEFANT A., 1961. — *Physical Oceanography*. « Pergamon Press », London and N.Y., volume 1, 792 p..
- DECARY R., 1947. — *Les grottes de Madagascar. Les problèmes qu'elles soulèvent*. « La feuille des Naturalistes », pp. 58-59.
- ILLING L.V., 1954. — *Bahaman calcareous sand*. « Am. Assoc. Petr. Geol. Bull. », v. 38, pp. 1-95.