

HISTOIRE GEOLOGIQUE DES RECIFS CORALLIENS DE L'ARCHIPEL DES MASCAREIGNES

par

L. MONTAGGIONI

I – LE CONTEXTE GEOLOGIQUE

S'étendant à l'Est de Madagascar, entre les latitudes 21°07' et 19°40' Sud, l'Archipel des Mascareignes comprend trois îles volcaniques, La Réunion, Maurice et Rodrigue, constituant des entités topographiques et géologiques distinctes.

a) Séparée de Maurice par des profondeurs supérieures à 4000 m, l'île de la Réunion résulte de l'imbrication de deux complexes volcaniques, le Massif éteint du Piton des Neiges et le Massif de l'actif Piton de la Fournaise, mis en place au cours de quatre grandes périodes d'activité volcanique, entre le Pliocène terminal et l'actuel (CHAMALAUN et MAC DOUGALL, 1966).

b) L'édification de l'île Maurice s'est effectuée en trois étapes (SIMPSON, 1951), à partir de la terminaison méridionale d'une vaste plate-forme sous-marine (Plateau des Mascareignes) (FISHER et al., 1967). Entre 8 et 5,5 millions d'années (MA) (MAC DOUGALL et CHAMALAUN, 1969), s'individualise un grand cône initial (**Série volcanique Ancienne**). Vers 3,5 MA, un nouveau cycle éruptif conduit à l'épanchement des laves primitives de la **Série Volcanique Récente** ; les dernières manifestations éruptives semblent s'être produites entre 0,7 et 0,17 MA (laves terminales) dans les secteurs orientaux et septentrionaux de l'île.

c) Au début du Pliocène, un accident majeur, la **Zone de Fracture de Rodrigue** (HEEZEN et THARP, 1964) déplace latéralement la crête de la dorsale médio-indienne d'environ 300 km vers l'ouest. A la faveur de ce décrochement, se seraient produits les premiers épanchements générateurs du socle basal de l'île

Rodrigue. Après sa phase active, le volcan aurait été soumis à l'érosion marine au voisinage de la surface, constituant ainsi un guyot. Au quaternaire ancien, un nouveau cycle éruptif de type fissural engendre d'épaisses coulées basaltiques sub-horizontales, entre 1,3 et 1,5 MA (MAC DOUGALL et al., 1965).

II – LES EPISODES MARINS ET RECIFAUX DURANT LE PLEISTOCENE.

D'une part, les relations stratigraphiques existant entre les formations sédimentaires marines et les structures volcaniques, d'autre part, les relations planimétriques existant entre les divers édifices surélevés, compte-tenu des déformations tectoniques ultérieures, permettant de retracer les grandes étapes de l'évolution péleocéanographique de l'Archipel.

A. - A La Réunion (MONTAGGIONI, 1970 a, 1973 a et b), les témoins de ligne de rivage pléistocènes sont remarquables par leur rareté. Deux facteurs explicatifs peuvent être invoqués : exiguïté du domaine sous-marin favorable au développement des Scléractiniaires, imposant la superposition des diverses générations récifales en un même lieu, postérieurement à des phases érosives successives ; jeunesse relative des reliefs de certains secteurs côtiers masquant les accumulations littorales et les édifices coralliens plus anciens.

La succession chronologique suivante est proposée :

— Au Pleistocène inférieur, après l'édification des complexes volcaniques initiaux (phases I et II), vers 0,4 - 0,35 MA (MAC DOUGALL, 1971), se déposent les éléments d'une calcarénite hétérométrique à Foraminifères (*Amphistegina madagascariensis* d'Orbigny) enrichie en débris de Mollusques, à la cote actuelle + 17 m. Ces accumulations littorales semblent s'être effectuées sans activité corallienne particulière, comme l'atteste la carence en fragments madréporiques. Sensiblement à la même époque, un cycle éruptif de type explosif construit les falaises tufacées du Cap La Houssaye en fossilisant le sédiment calcaire.

— Les premières activités constructives de madrépores semblent s'être manifestées à une époque très voisine de la genèse du troisième ensemble volcanique (vers 0,25 MA) près de St-Leu (Ravine des Colimaçons), des coulées basaltiques feldspathiques recouvrant une calcirudite hétérométrique à faune récifale à l'altitude moyenne de 4 m (génération récifale RE₁).

— Au terme de la phase III (vers 0,15 MA), une nouvelle génération corallienne RE₂ se serait développée sur l'emplacement actuel du secteur Etang Salé - Plaine du Gol ; ce niveau a été mis en évidence, sous de puissantes coulées de basaltes aphyriques, à la cote actuelle -35 m (forage hydro-géologique 3-7-S₅ de la

1951 ; MAC INTYRE, 1961 ; BATTISTINI, 1970 b ; MONTAGGIONI, 1972 a). Les phases majeures de l'évolution paléogéographique ont pu ainsi être retracées (MONTAGGIONI, 1972 a, 1973 a et b).

— Entre 0,7 et 0,17 MA, s'épanchent les Laves Terminales de la Série Volcanique Récente. Dans la région de Beau Champ à Souillac et à la périphérie de Port-Louis, les ultimes manifestations volcaniques paraissent s'être produites entre 0,34 et 0,35 MA (Pleistocène Moyen). Dans ces secteurs, les conditions écologiques deviennent compatibles avec l'implantation d'un bioherme initial RM₁, rattachable à un mouvement eustatique + 5 - 6 m. (récifs fossiles de Baie du Cap, Beau Champ - St-Félix, Bel Ombre, Port-Louis ; plages anciennes de Tamarin - La Preneuse).

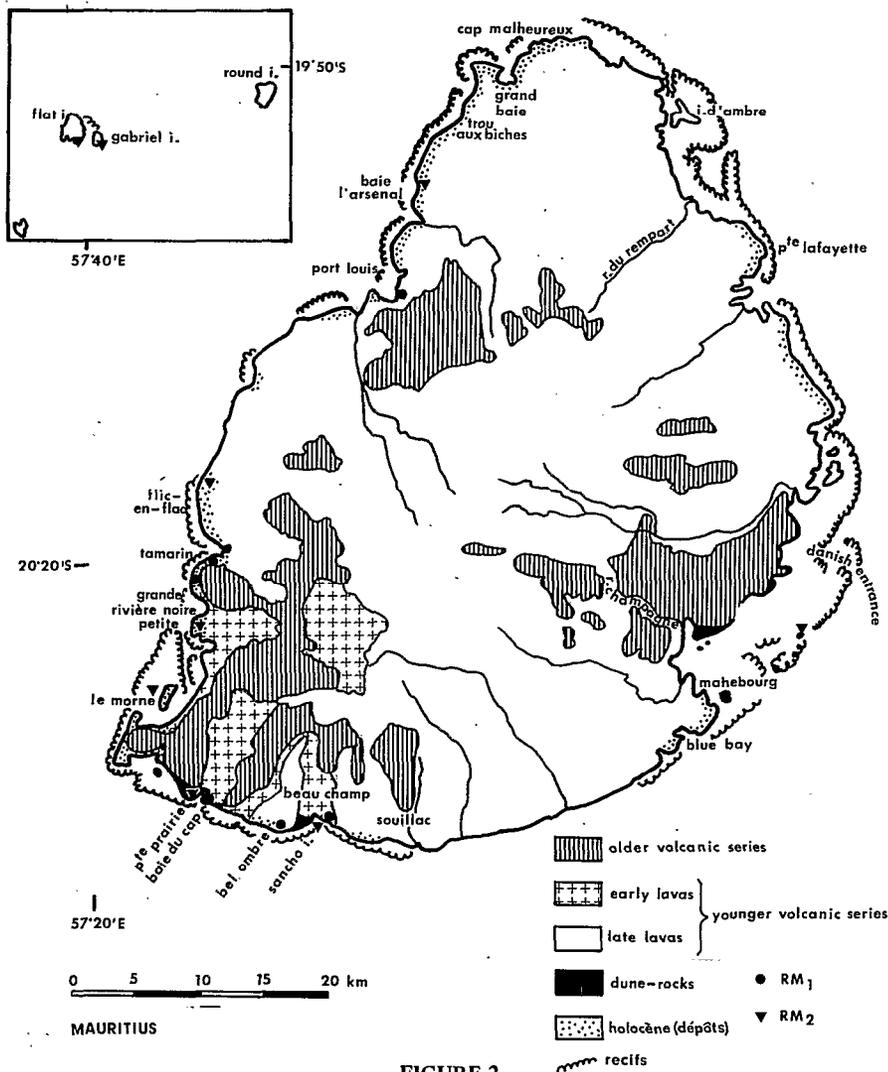


FIGURE 2

— A la limite Pleistocène moyen et supérieur, une légère fluctuation négative amène la mer à la cote actuelle + 2m. Une activité corallienne intense conduit à l'édification d'un important complexe récifal RM₂ (platiers surélevés des Iles Plate, Gabriel, Marianne, de Petite Rivière Noire ; anciens dépôts bioclastiques post-récifaux ou fronto-littoraux de Pointe Prairie, Baie du Cap, Ile Sancho, Flic-en-Flac, Baie de l'Arsenal), entre 160 000 et 110 000 B.P. (VEEH, 1966). Il est probable que ce niveau soit demeuré sensiblement constant jusqu'à environ 80 000 B.P. (GUILCHER, 1969).

— Au cours du Pleistocène récent, il y a environ 80 000 ans B.P., se produit une variation négative de la mer, ce bas niveau se maintenant jusqu'à 40 000 ans B.P. Les vents des secteurs Est et Est-sud-Est déplacent le matériel sédimentaire alors émergé et façonnent un important système dunaire d'une puissance maximale de 35 à 40 m, le long du littoral méridional et oriental. Les particules granulométriques du sédiment laissent supposer un transport relativement long, impliquant une exondation partielle du plateau insulaire, de l'ordre de plusieurs dizaines de mètres.

— A la fin du Pléistocène récent (vers 30 000 ans B.P.) un nouvel abaissement du niveau marin (régression préholocène) se traduit par l'émersion des fonds compris entre 80 et 130 m. Il en résulte l'individualisation des îlots calcaires (Aigrettes, Passe, Vakoas, Fouquets, Marianne, Singe, Chat) par morcellement du complexe dunaire. Corrélativement, se dessine un réseau Karstique aux dépens des éolianites (avens de Baie du Cap).

C. - Des données nouvellement acquises conduisent à modifier en partie le schéma paléogéographique antérieurement proposé pour l'île Rodrigue (MONTAGIONI, 1970 b, 1973 a et b).

— Le trait le plus remarquable réside dans l'absence de récifs ou de plages anciens surélevés. Les formations sédimentaires pleistocènes se limitent à un vaste complexe de calcaires dunaires, contemporain de celui de Maurice (Pleistocène terminal). D'une puissance moyenne de 15 à 20 m, il s'étend largement le long des bandes côtières méridionale et orientale. Antérieurement à une lapidification progressive du sable éolien, s'effectue l'implantation de groupement forestiers, actuellement matérialisés par des troncs et systèmes radicaux primorphosés en tubulures très indurées de calcaire macrocristallin.

D. - *Essai de corrélation chronologiques et altimétriques.*

1) Pour le Pleistocène, les corrélations chronologiques entre les diverses îles de l'Archipel et Madagascar (BATTISTINI, 1964, 1968, 1970) établies suivant la méthode chrono-altimétrique préconisée par WARD et al., 1971, sont significatives (voir tableau 1) :

— Entre 0,4 et 0,35 MA, transgression tatsimienne (Récif I) = calcaire de Cap La Houssaye. A notre connaissance, aucun témoin contemporain n'a été découvert jusqu'à ce jour à l'île Maurice.

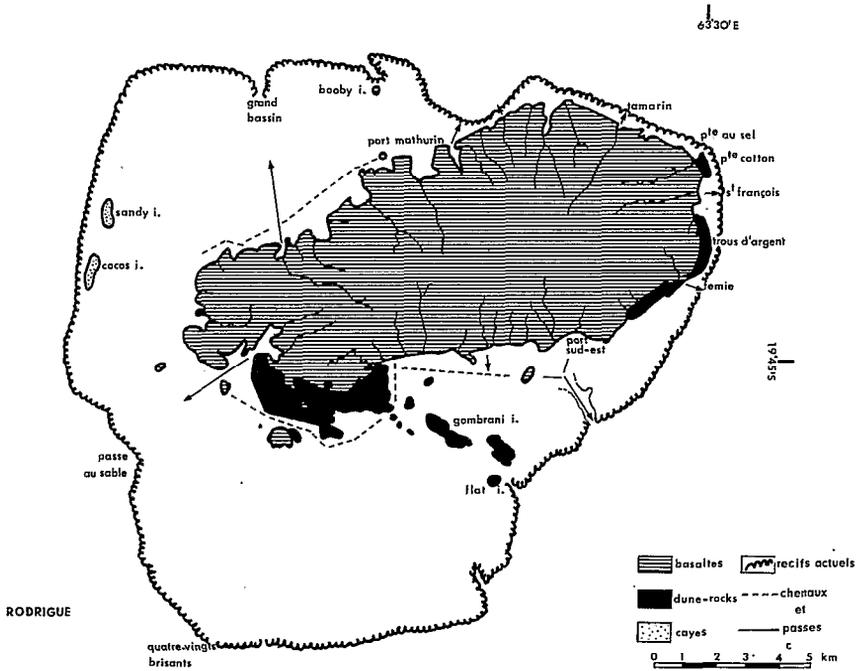


FIGURE 3

– Entre 0,25 et 0,15 MA, nouvelle oscillation positive = “Récif Intermédiaire” = Récif RE₁ = Récif RM₁.

– Entre 0,15 et 0,08 MA, transgression karimbolienne (Récif II = Récif RE₂ = RM₂).

Par ailleurs, les deux “stationnements” signalés aux altitudes de + 18 m (SIMPSON, 1951) et + 49 (MAC INTYRE, 1961) ne sauraient être pris en considération ; il s’agit, respectivement, d’un lambeau d’éolianites et d’un dépôt de calcite minérale d’origine hydrothermale.

2) En milieu volcanique, à forte instabilité dynamique, les parts respectives de l’eustatisme et de l’épirogénie dans l’étagement des dépôts anciens sont difficilement appréciables. Cependant, l’utilisation des lignes de stationnements marins de l’Extrême Sud malgache, réputé stable durant le quaternaire (BATTISTINI, 1970 c), comme niveaux de base de référence conduit à des résultats satisfaisants :

transgression tatsimienne	+ 5 m
transgression “intermédiaire”	– 2 à – 5 m
transgression karimbolienne	+ 3 m

(Altitudes données par rapport aux Hautes Mers de Grandes Vives Eaux).

TABLEAU I

Lignes de rivage pleistocènes à La Réunion et à Maurice et vitesse K des mouvements relatifs (en mètres par année), calculés selon le modèle proposé par WARD et al. (1971).

Altitude en mètres
Ages en millions d'années

MADAGASCAR			REUNION				MAURICE			
Niveaux	Altitude	Age "altimétrique"	Niveaux	Altitude	Age relatif	K	Niveaux	Altitude	Age	K
R _I	+ 5 m	0,38 à 0,4	La Houssaye	+ 17	0,35 à 0,4	+ 0,3x10 ⁻⁴				
Récif intermédiaire	- 5 à - 2	0,21 à 0,22	RE ₁	+ 4	0,23 à 0,25	+ 0,35x10 ⁻⁴	RM ₁	+ 6	0,2 à 0,25	+ 0,35x10 ⁻⁴
R _{II}	+ 3	0,09	RE ₂		0,14 à 0,15	?	RM ₂	+ 2	0,11 à 0,16	- 0,07x10 ⁻⁴

Par comparaison, à La Réunion, l'existence de formations marines synchrones des niveaux malgaches, à des cotes nettement supérieures, pourrait s'accorder avec un soulèvement épirogénique de l'île, dont la résultante altitudinale serait de l'ordre du décamètre. Cette remontée, à la vitesse moyenne de $0,30 \times 10^{-4}$ m/an, serait la conséquence de l'action combinée de la tectogenèse volcanique initiale et de l'allègement isostasique liée au creusement des cirques. Notre assertion devra être confirmée par des études ultérieures.

De même, à Maurice, la notable différence d'altitude des platiers RM₁ par rapport à celle du "Récif Intermédiaire" résulterait d'une surrection orogénique d'ampleur comparable (10 à 15 m). En outre, une légère subsidence semble avoir joué postérieurement au dernier cycle éruptif à la vitesse de $0,07 \times 10^{-4}$ m/an.

L'île Rodrigue, caractérisée par l'absence de récifs fossiles émergés, a subi une subsidence généralisée depuis la fin de ses manifestations éruptives (quaternaire ancien), imposant ainsi une superposition des générations récifales successives définies dans les régions voisines.

III – ORIGINE ET EVOLUTION DES RECIFS ACTUELS.

A. - Les différents types géomorphologiques d'édifices récifaux.

Les connaissances actuelles sur la géomorphologie des récifs coralliens actuels des Mascareignes seront brièvement résumées (cf. pour l'île Maurice ; PICHON, 1967, 1971 ; FAURE et MONTAGGIONI, 1971 a, 1974 - Pour la Réunion : FAURE et MONTAGGIONI, 1970 ; MONTAGGIONI, 1970 a - Pour Rodrigue : FAURE et MONTAGGIONI, 1971 b ; MONTAGGIONI, 1972 a).

1) Les bancs récifaux.

Il s'agit, à l'origine, de dalles volcaniques immergées, comprises entre 0,5 et 5 m sous les Basses mers. Leur surface est généralement tapissée d'un mince revêtement d'algues molles ou d'encroûtements uniformisés de Mélobésiées. Les Scleractiniaires se réduisent à de petits massifs très clairsemés (dômes, formes encroûtantes, formes branchues massives), irrégulièrement réparties, aux sommets non arasés. Aucune coalescence ne réunit les colonies à la surface du support. Leur position sub-émergeante les expose à la violence des déferlements, limitant la croissance verticale des organismes et empêchant toute sédimentation (peu ou pas de processus de sédimentation détritique). Le pendage de ces formations concorde généralement avec le sens d'écoulement des laves constitutives ; le raccordement vers les fonds sableux environnants s'effectue alors progressivement, sans rupture brutale de la pente, par l'intermédiaire d'une zone morpho-structurale à éperons et sillons. Parfois, une zone à contreforts sub-verticaux ou à gradins interrompt brutalement l'extension du banc récifal vers le large.

Les bancs récifaux, fréquents à la Réunion (Boucan-Canot, Roches Noires - St-Gilles, Sud de St-Leu,...) et à Maurice (Grand Baie, Cap Malheureux, SW de Blue Bay) sont peu étendus à Rodrigue (Trous d'Argent).

2) Les plate-formes récifales.

Formée comme le banc récifal à partir de la surface sutructurale d'une coulée volcanique immergée, initialement située à faible profondeur (quelques mètres, le niveau de la mer étant stable) et secondairement colonisée par des organismes constructeurs. Sa largeur excède rarement une cinquantaine de mètres de large. Les Madrépores et formes associées y construisent un placage continu partiellement émergé au niveau des BMVE. L'assise de base, concordante avec les structures sous-jacentes n'affleure que très sporadiquement. La zonation morphologique est la suivante :

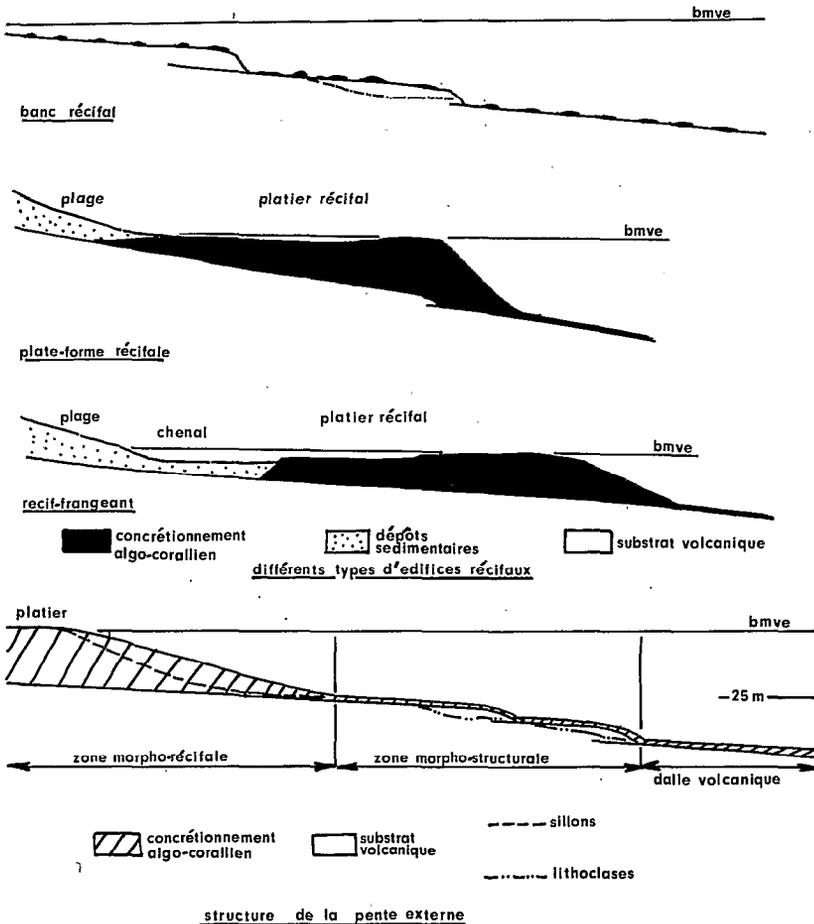


FIGURE 4

- une plage étroite (5 à 10 m de large)
- un platier en continuité avec la plage (pas de chenal d'embarcation ou de lagon), d'une largeur de 40 à 50 m. Il est constitué par des espèces coralliennes massives (branchues, dômes, encroûtantes). Les colonies délimitant de petites mares de 10 à 20 cm de profondeur, dont le fond est tapissé irrégulièrement d'un sédiment hétérométrique pelliculaire (processus sédimentaires réduits). Généralement, la délimitation en alignements coralliens et couloirs sableux n'est pas nette. La partie supérieure de la pente externe correspond toujours à une **zone morpho-récifale** (éperons sillons ou contreforts).

Ces structures récifales sont fréquentes à la Réunion (du Cap Homard à la Pte aux Aigrettes, Nord de Boucan-Canot) et se rencontrent dans certains secteurs de Maurice (Pointe Lafayette, Souillac), et de Rodrigue (Pointe Cotton).

3) *Les récifs frangeants.*

Ils se distinguent des 2 formations récifales précédemment décrites par la présence d'une zonation morphologique et bionomique nette au niveau du platier, par le développement d'accumulations sédimentaires post-récifales de dimensions variables et un approfondissement plus marqué de la zone fronto-littorale (**présence d'un chenal d'embarcation**). La différenciation des compartiments récifaux résulte de la plus ou moins grande largeur de l'édifice (plusieurs centaines de m à plusieurs km).

Leurs pentes externes présentent une zonation morphologique, compte tenu de la bathymétrie et la topographie volcanique initiale :

- de 0 à 10 m de profondeur, individualisation d'une **zone morpho-récifale à éperons et sillons**, plus ou moins bien structurée (les éperons résultant de la coalescence d'avancées et constructions coralliennes).
- vers -20 à 25 m, les constructions coralliennes tendent à s'estomper et laissent la place à une **zone morpho-structurale à éperons et sillons** (les éperons correspondant à des épanchements volcaniques, délimités par des sillons, c'est-à-dire des fissures de retrait ou des lithoclases).
- De -25 à -50 m, apparaît une **dalle volcanique à revêtement organogène**, de faible pente, résultant de la colonisation d'anciens affleurements volcaniques par un encroûtement algo-corallien peu épais (moins de 2 m).

B. - Les variations du niveau marin durant l'Holocène ; leur influence sur la morphologie récifale actuelle.

Les stades coralliens initiaux, qui ont conduit à l'élaboration des formations récifales actuelles, ont débuté voici 16 000 ans environ et se sont poursuivis durant toute la transgression holocène, la remontée du niveau marin offrant alors de larges surfaces favorables à l'implantation de coraux hermatypiques.

Les concrétions coralliennes embryonnaires, susceptibles d'entraîner une surélévation du fond marin (le niveau de la mer demeurant constant) doivent se développer obligatoirement à des profondeurs comprises entre 30 et 1 m sous les BMVE. Cette exigence écologique semble prouvée par l'étude des récifs coralliens des Mascareignes ; en effet, les zones récifales, résultant de l'activité constructive des Scléactiniaires n'excèdent pas la profondeur de 20 à 25 m (**zone morpho-récifale à éperons et sillons**). Au-dessous de cette limite bathymétrique, la Scléactiniaires présents ne semblent jouer qu'un rôle mineur dans le rehaussement des fonds ; la topographie volcanique initiale est nettement visible sous le revêtement organogène peu épais : fissures de retrait, diaclases, lithoclastes (**zone morpho-structurale à éperons-sillons, dalle volcanique à revêtement organogène**). Dans l'état actuel d'une relative stabilité du niveau marin, on doit exclure la possibilité que ces fonds puissent être le siège d'une activité corallienne se traduisant par une croissance verticale efficace.

En conséquence, dans le cas d'une transgression marine, les complexes récifaux ne pourront être édifiés que si le sommet du support récifal est continuellement situé à une profondeur inférieure à 25 m. Si le niveau de la mer remonte à une vitesse supérieure à celle du concrétionnement organogène, ce dernier ne pourra plus compenser la vitesse de la transgression par sa croissance verticale, et le banc récifal demeurera à un stade primitif. Ainsi, la transgression holocène s'est traduite par une oscillation positive du niveau marin de - 130 m environ à - 25 m, en 8 000 ans, soit à la vitesse de 1,3 cm/an. Or, la vitesse maximale de croissance verticale des Scléactiniaires étant de l'ordre de 1,0 cm/an, les coraux n'ont pu produire une activité suffisante pour permettre la formation de véritables édifices coralliens. En dessous de - 25 m, le substratum volcanique est simplement recouvert d'un revêtement algo-corallien de faible épaisseur.

Par contre, au cours des derniers 8 000 ans, la vitesse de remontée du plan marin, n'excédant pas 0,8 cm/an, a permis le développement vertical des concrétions coralliennes et par suite a facilité le réhaussement des constructions récifales jusqu'au plan actuel des BMVE. Cette assertion implique donc que les récifs coralliens actuels des Mascareignes sont d'âge holocène, dans toute leur épaisseur. Toutefois, la présence d'un noyau récifal pleistocène n'est pas à écarter a priori dans certains édifices mauriciens et rodriguais.

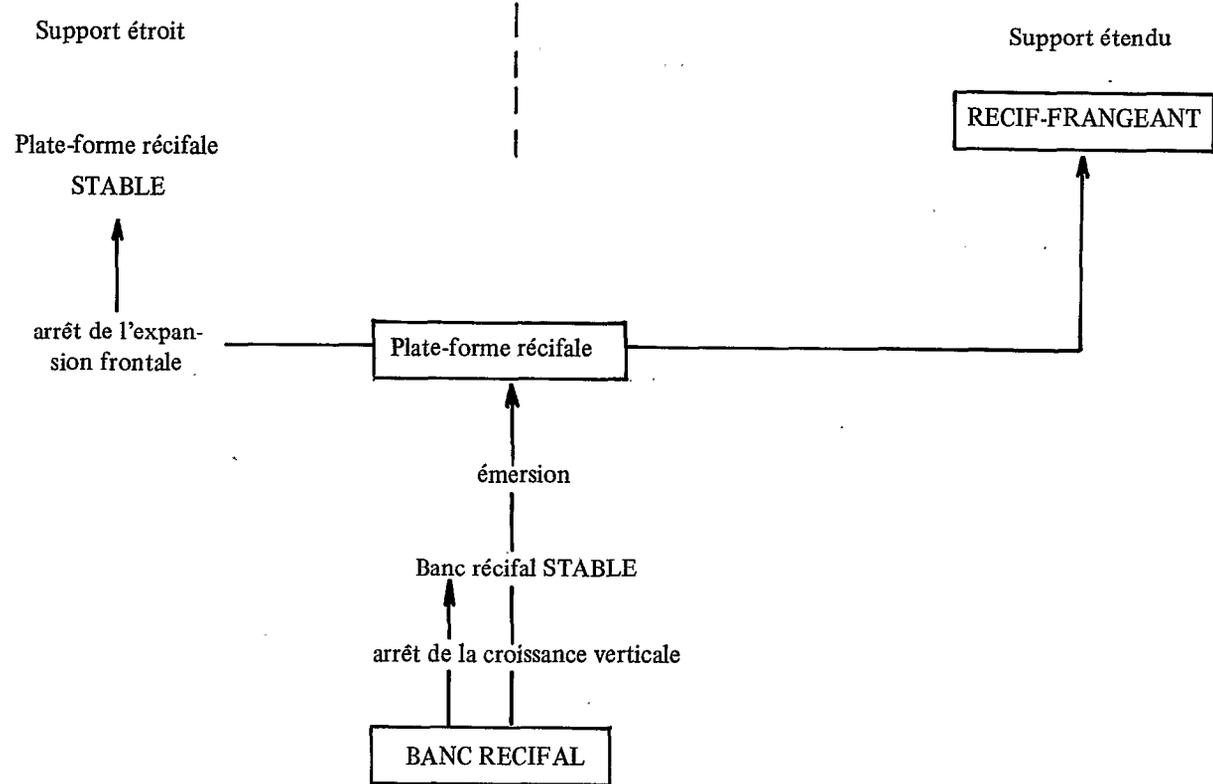
C. - Relations évolutives entre les différents types de récifs coralliens actuels.

Les 3 types de récifs coralliens décrits (bancs, plate-formes, et récifs frangeants) ne constituent pas des entités morphogénétiques distinctes, mais une succession de formes syngénétiques ayant une origine commune. Tous les stades intermédiaires entre bancs, plate-formes et récifs frangeants sont observables, en relation avec la réduction ou l'oblitération des substrata propices à l'installation des madrépores (tableau 2).

Ainsi, les bancs récifaux actuels pourraient correspondre à un stade primitif dans l'évolution des édifices récifaux, dont le développement ultérieur pourrait

TABLEAU 2

Relations morphogénétiques entre les différents types de récifs coralliens
des Mascareignes



conduire à un récif-frangeant émergeant. Dans les divers secteurs considérés, les facteurs écologique (température, clarté des eaux, hydrodynamique) ne semblent pas s'opposer a priori à une telle conclusion. Cependant, étant donné que depuis les derniers 4 000 ans, la transgression holocène a atteint son niveau maximal, il est difficile de comprendre la raison du blocage du développement au stade de banc récifal pour certains édifices. En conséquence, les **bancs récifaux** doivent être considérés comme des unités récifales stables, bloquées à leur stade actuel d'évolution par des facteurs écologiques défavorables.

L'apparente simplicité morphologique des plate-formes récifales est conditionnée par leur extension limitée vers le large. En effet, l'étroitesse du substrat volcanique empêche toute expansion frontale de la pente externe et, par suite, la différenciation de zones intrarécifales distinctes. Les **plate-formes récifales** doivent donc être considérées comme des unités stables, bloquées à leur actuel stade d'évolution par des facteurs géomorphologiques défavorables.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- BATTISTINI R. (1964). —
L'âge absolu de la plature de corail mort flandrienne de 50-60 cm d'Itampolo (côte sud-ouest de Madagascar). *Rev. Géogr., Madagascar*, 4 : 109 - 112.
- BATTISTINI R. (1968). —
Sur l'inexistence de hauts stationnements marins quaternaires. *C.R. somm. Soc. Géol. France*, 5 Février : 46 - 48.
- BATTISTINI R. (1970). —
Etat des connaissances sur la géomorphologie de l'île Maurice. *Rev. Géogr., Madagascar*, 17 : 63 - 77.
- CHAMALAUN F.H., MAC DOUGALL I. (1966). —
Dating geomagnetic polarity epochs in Réunion. *Nature*, 210 : 1212 - 1214.
- FAURE G., MONTAGGIONI L. (1970). —
Le récif corallien de St-Pierre de La Réunion (Océan Indien) : géomorphologie et répartition des peuplements. *Rec. Trav. Stn. Mar. Endoume (H.S. suppl.)* 10 : 271 - 284.
- FAURE G., MONTAGGIONI L. (1971 a). —
Les récifs coralliens Sous-le-Vent de l'île Maurice (Archipel des Mascareignes, Océan Indien) : morphologie et bionomie de la pente externe. *C.R. Hebd. Séanc. Acad. Sc. Paris (D)* 273 : 1914 - 1916.
- FAURE G., MONTAGGIONI L. (1971 b). —
Le récif corallien de l'île Rodrigue (Archipel des Mascareignes, Océan Indien) : géomorphologie et répartition des peuplements. *Symp. On Indian Oc. and Adjacent Seas Cochin, India*.
- FAURE G., MONTAGGIONI L. (1974). —
Les récifs coralliens Au-Vent : morphologie et bionomie de la pente externe. *C.R. Hebd. Séances Acad. Sci. Paris* (sous presse).
- GUILCHER A. (1969). —
Pleistocene and Holocene sea level changes. *Earth Sci. Rev.*, 5 : 69 - 97.

- MAC DOUGALL I. (1971). —
The geochronology and evolution of the young volcanic island of Réunion,
Indian Ocean. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 35 : 261 - 288.
- MAC DOUGALL I., CHAMALAUN F.H. (1969). —
Isotopic dating and geomagnetic polarity studies on volcanic rocks from
Mauritius, Indian Ocean. *Geol. Soc. Amer. bull.* 80 : 1419 - 1442.
- MAC INTYRE W.G. (1961). —
Mauritius : river-mouth terraces and present eustatic sea-stand. *Z. Geomorph.*
(N.F.) Suppl. 3 : 39 - 47.
- MONTAGGIONI L. (1970 a). —
Répartition et zonation géomorphologique des structures récifales de l'île de
La Réunion (Océan Indien). *C.R. Hebd. Acad. Sci. Paris (D)*, 270 : 663 - 665.
- MONTAGGIONI L. (1970 b). —
Essai de chronologie relative des épisodes récifaux à l'île de La Réunion
(Océan Indien) ; leur incidence sur la morphologie récifale actuelle. *C.R.*
Hebd. Séances. Acad. Sci. Paris (D) 270 : 1869-1871.
- MONTAGGIONI L. (1970 c). —
Essai de reconstitution paléogéographique de l'île Rodrigue (Archipel des
Mascareignes, Océan Indien). *C.R. Hebd. Séanc. Acad. Sci. Paris (D)*, 271 :
1741 - 1744.
- MONTAGGIONI L. (1972 a). —
Caractères généraux de la sédimentation récifale et paralique à l'île Rodrigue
(Archipel des Mascareignes, Océan Indien) *C.R. som. soc. Géol. France*, 10
Avril : 112 - 114.
- MONTAGGIONI L. (1972 b). —
Essai de chronologie relative des stationnements marins quaternaires à l'île
Maurice (Archipel des Mascareignes, Océan Indien). *C.R. Hebd. Séanc. Acad.*
Sci. Paris (D) 274 : 2936 - 2939.
- MONTAGGIONI L. (1973 a). —
Etat des connaissances sur le Quaternaire marin de l'Archipel des Mascarei-
gues. *Ass. Sénégal Etude Quatern. Ouest Afric., Bull.* (sous presse):
- MONTAGGIONI L. (1973 b). —
Coral reefs and quaternary shore-lines in the Mascarene Archipelago. *2nd*
Intern. Symp. On Coral Reefs, Australia, June 1973.
- PICHON M. (1967). —
Caractères généraux des peuplements benthiques des récifs et lagons de l'île
Maurice (Océan Indien). *Cah. ORSTOM océanogr.* v (4) : 31 - 45.

PICHON M. (1971). —

Comparative study of the main features of some coral reefs of Madagascar, La Réunion and Mauritius. *Symp. Zool. Soc. London*, 28 : 185 - 216.

SIMPSON E.S.W. (1951). —

The geology and mineral resources of Mauritius. *Colonial geol. Miner. Resources*, 1 : 217 - 238.

VEEH H. H. (1966). —

Th^{230} / U^{238} and U^{234} / U^{238} ages of Pleistocene high sealevel. *J. Geophys. Res.* 71 : 3379 - 3386.

WARD W.T., ROSS P.J., COLQUHOUN D.J. (1971). —

Interglacial high sea-levels and absolute chronology derived from shoreline elevations. *Paleoclimatol., Paleoecolog.* 9 : 77 - 99.