



LES MILIEUX RÉCIFaux, CONSTRUCTION ET ÉROSION

La forme actuelle des récifs coralliens de Polynésie française est le résultat d'une longue évolution géologique (de l'ordre de quelques milliers à plusieurs millions d'années selon les secteurs), sous la dépendance de deux processus fondamentaux: la croissance des constructions organiques et l'érosion. Tant physico-chimiques que biologiques, ils induisent la production de débris calcaires susceptibles de combler les vides et dépressions intra-récifales.

LA CONSTRUCTION

Dans les temps géologiques récents, l'histoire de la construction récifale peut être divisée en deux périodes majeures: la période préholocène antérieure aux dix derniers millénaires, la période holocène comprise entre les dix derniers millénaires et le présent.

LA CONSTRUCTION AU COURS DE LA PÉRIODE PRÉHOLOCÈNE

Les débuts de la construction récifale se confondent avec la fin de l'activité volcanique. Des supports résultant de cette activité ont alors été offerts à la colonisation organique. L'âge de celle-ci est très variable selon les archipels et les îles considérés. C'est ainsi que la naissance des récifs coralliens peut être datée très probablement du début de l'ère tertiaire (Paléocène, 60 millions d'années environ) pour les atolls du nord-ouest de l'archipel des Tuamotu (Takapoto, Rangiroa, Mataiva, Tikehau, Kaukura, Anaa, Makatea). En revanche, les îles coralliennes de la partie centrale et méridionale de ce même archipel sont nettement plus jeunes; par exemple, les premières générations récifales de Moruroa et de Fangataufa sont d'âge miocène terminal (moins de 6 Ma). Quant aux récifs des îles de la Société et des îles Gambier, ils ont commencé à s'édifier il y a moins de 5 millions d'années (Scilly: vers 4 Ma; Gambier: 4,5 Ma) et même plus tardivement (Bora Bora: 3 à 2 Ma; Moorea: 2 à 1 Ma; Tahiti: 0,4 à 0,2 Ma).

Les premières constructions récifales sont généralement inaccessibles à l'observateur, car situées à grande profondeur sous la surface actuelle (plus de 2 500 m sous Rangiroa, plus de 400 m sous Moruroa, environ 150 m à Tahiti). La reconstitution des phases initiales de la croissance récifale passe donc, en principe, par l'observation indirecte (utilisation de la prospection géophysique et des forages, comme à Moruroa). Seuls quelques secteurs exceptionnels autorisent l'accès direct à de vieux récifs (îles soulevées de Makatea et de Rurutu; calcaires coralliens soulevés, ou *feo* de Tikehau, Rangiroa et Kaukura).

L'histoire du développement récifal à Moruroa est exemplaire pour saisir les grands traits de l'évolution préholocène des récifs coralliens du Pacifique Central. L'examen détaillé des forages réalisés à travers cet atoll montre que la croissance des bioconstructions s'y est faite de façon discontinue, en relation avec les cycles de retrait et de remontée du niveau marin qui se sont manifestés au cours des derniers 6 millions d'années. On peut distinguer, dans la masse calcaire, deux grands ensembles de nature minéralogique différente, dont la mise en place se serait faite de manière indépendante, probablement pendant des périodes aux caractéristiques climatiques différentes.

Le premier ensemble est constitué de roches dolomitiques, c'est-à-dire de carbonates enrichis en magnésium, reposant directement sur le substratum volcanique. À la fin du volcanisme et après une période d'altération latéritique, les coraux commencent à s'installer à la périphérie et sur les points bas du volcan, par bancs, puis, sous forme de récifs frangeants, de façon identique à ceux qui croissent actuellement autour des îles hautes (Tahiti). Cette phase de bioconstruction initiale a persisté probablement pendant plusieurs dizaines, voire plusieurs centaines, de milliers d'années, puisque l'épaisseur totale de la formation récifale atteint plus de 150 mètres. Ce fait traduit aussi une relative stabilité du niveau marin pendant toute cette période de construction, la croissance verticale de l'édifice n'étant rendue possible que par l'enfoncement régulier du volcan (de

l'ordre du millimètre par an). Celui-ci culminait alors à 150 mètres d'altitude environ. Après cette première période de développement, les récifs subissent une émergence, suite à un abaissement du niveau marin. Cela a pour conséquences l'arrêt de toute croissance organique, et l'altération des constructions émergées (cf. paragraphe relatif à l'érosion subaérienne), en particulier, leur transformation en roches dolomitiques. Cette première émergence sera suivie d'une remontée du niveau marin, permettant une reprise de la bioconstruction sur les flancs du volcan et les pointements dolomitiques. L'accrétion verticale des formations récifales s'effectue parallèlement à l'enfouissement du volcan, sur une épaisseur d'une cinquantaine de mètres. Des cycles identiques (alternance de transgressions marines favorables à la croissance récifale, et de régressions du niveau marin imposant un arrêt de la croissance) vont se reproduire à intervalles plus ou moins réguliers. Ainsi, l'appareil volcanique se trouvera progressivement ennoyé sous la masse corallienne. Lors de la dernière émergence qui affecte l'ensemble dolomitique, le sommet du volcan n'est plus qu'à une cinquantaine de mètres au-dessus des formations récifales.

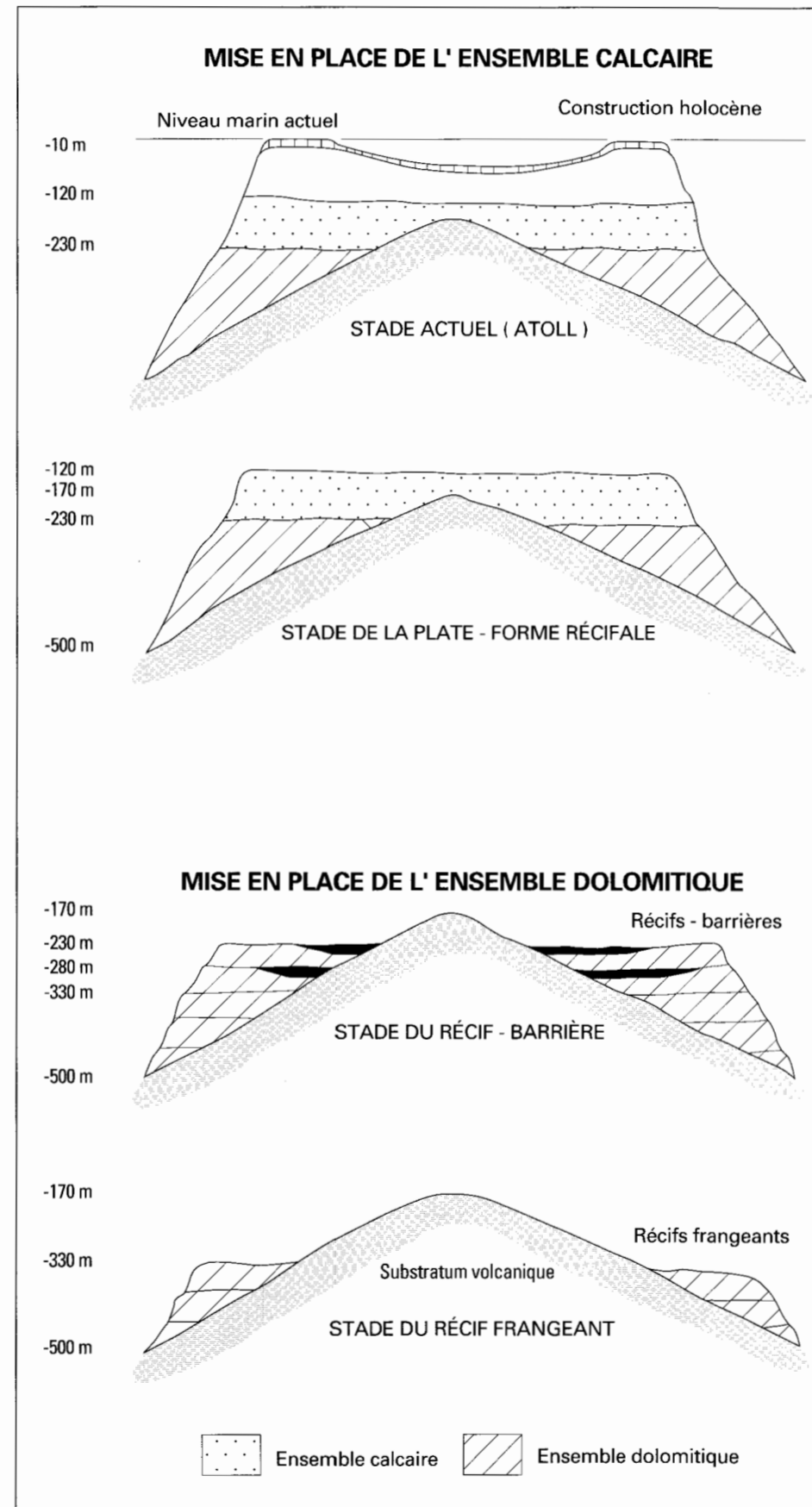


Fig. 1: Principales phases de la construction récifale à Moruroa
(Les positions bathymétriques sont données par rapport au niveau marin actuel)

Au-dessus de l'ensemble basal dolomitisé, se met en place un deuxième complexe récifal de composition strictement calcaire (carbonate de calcium) au cours de deux épisodes distincts. Le premier est caractérisé par le comblement progressif des zones déprimées de l'édifice dolomitique et l'enfouissement du pointement volcanique sous les apports biodétritiques. À ce stade, le récif corallien présente

l'aspect d'une plate-forme récifale d'une épaisseur de 110 mètres. Le plateau soulevé de Makatea offre actuellement un bon modèle de plate-forme récifale d'âge miocène. Il présente une succession de biozones à disposition concentrique; de l'extérieur vers l'intérieur, on distingue: une couronne de calcaires construits par les coraux et les algues, des calcaires grossiers à fins à débris coralliens et coquilliers, des calcaires fins à gros foraminifères et des calcaires fins ou boueux, riches en mollusques, petits foraminifères (Milioles) et oursins plats. Une telle zonation est sensiblement conforme à celle observée sur les atolls actuels.

Pendant le deuxième épisode qui correspondrait à l'ère quaternaire (les 2 derniers millions d'années), se déposent les 120 mètres sommitaux de la masse récifale de Moruroa. Le faible développement des bioconstructions durant cet épisode est à rechercher dans la fréquence des oscillations du niveau marin et, en particulier, des périodes d'émergence. C'est à cette époque que la plate-forme récifale va acquérir la forme définitive de l'atoll, la construction holocène se bornant à mouler ou à retoucher les topographies antérieures.

Le schéma de l'évolution morphostructurale de Moruroa montre, à l'évidence, que les stades morphologiques successifs par lesquels passe un récif corallien médio-océanique sont le récif frangeant, le récif-barrière et la plate-forme récifale, le stade atoll n'étant pas hérité directement de la bioconstruction (cf. paragraphe sur l'érosion subaérienne).

LA CONSTRUCTION AU COURS DE LA PÉRIODE HOLOCÈNE

Les récifs actuels sont l'aboutissement d'un processus dont les premières manifestations remontent à environ 8 000 ans. À cette époque, le niveau de la mer occupe une position plus basse que la position actuelle. Suite à une période de refroidissement climatique à l'échelle globale, le plan d'eau est en effet descendu à - 120 m, voici environ 18 000 ans. Puis un réchauffement a déclenché la fonte des glaces, ce qui a eu pour effet une remontée rapide du niveau marin. Ainsi, il y a 8 000 ans, la mer se situe vers - 40 m et transgresse les surfaces susceptibles de servir de support aux organismes constructeurs. Il y a 7 000 ans, le niveau marin est alors situé vers - 25 m. Remontant à la vitesse moyenne de 15 mm par an, la mer atteint son niveau actuel il y a 5 500 ans et tend à s'y stabiliser. Des fluctuations ultérieures de faible ampleur portent le plan d'eau à l'altitude maximale de + 1 m, entre 5 000 et 2 000 ans, la mer se stabilisant enfin il y a moins de 1 500 ans, au niveau actuel. Mais la position altimétrique des rivages holocènes peut varier sensiblement, avec une tendance à l'émergence dans les îles les plus méridionales. Ce fait suggère le jeu de mouvements lithosphériques se surimposant à la composante eustatique.

L'histoire de la construction récifale récente apparaît donc directement liée à celle de la transgression marine au cours des derniers 8 000 ans.

Dès l'immersion des pointements volcaniques et des surfaces récifales préholocènes, les organismes constructeurs pionniers (coraux acropores et porites, surtout) s'installent sur les supports disponibles; ils essaient de compenser la submersion par une croissance verticale préférentielle. Cependant, compte tenu de leur localisation et de leurs exigences écologiques, les bioconstructeurs réussissent avec plus ou moins d'efficacité à accompagner le niveau marin au cours de son ascension. Trois types de stratégie de croissance sont à considérer:

- les bioconstructeurs suivent aisément le niveau de la mer tout au long de sa remontée et élaborent un récif en position toujours affleurante. C'est une stratégie dite de **croissance continue**.
- l'adaptation des bioconstructeurs aux conditions du milieu n'est pas immédiate et un stade d'initiation, de durée variable (quelques centaines d'années) est nécessaire avant que ne se déclenche le processus de la construction récifale. Par une croissance verticale accélérée, les organismes finiront par rattraper sans difficulté la surface de la mer. L'édifice initialement submergé devient finalement affleurant. C'est une stratégie dite de **croissance retardée, puis accélérée**.
- les bioconstructeurs restent dans l'incapacité de s'adapter à l'environnement et de compenser la submersion. Ils engendrent des édifices chétifs, qui demeureront en position immergée. C'est une stratégie dite de **croissance bloquée**.

L'étude de cas régionaux, intéressant respectivement les récifs d'îles hautes et les récifs d'atolls, illustrera le comportement des bioconstructions face à la transgression marine holocène dans le Pacifique Central. Cette étude est fondée sur l'analyse radiochronologique de forages réalisés dans les îles de la Société (Tahiti, Moorea) et de l'archipel des Tuamotu (Mataiva, Moruroa).

Le récif-barrière de Papeete est constitué, sur toute son épaisseur, de deux types d'unités morphosédimentaires, dont les modalités de croissance ont été très différentes: les corps bioconstruits (barrière externe et *motu* de lagon) et les remplissages détritiques (accumulations sableuses en arrière de la barrière et sur les flancs des *motu*).

Les organismes constructeurs dominants sont représentés par un acropore du groupe *Robusta* et quelques porites; s'y associent des algues calcaires rhodophytes (*Porolithon*, *Lithothamnium*, *Lithoporella*, *Neogoniolithon*), des gastropodes vermédités encroûtants (*Serpulorbis*, *Dendropoma*) et des foraminifères sessiles (*Carpenteria*, *Homotrema*). Ces cortèges biologiques ont pu suivre facilement la remontée du niveau marin, en particulier le madrépore *Acropora*, dont les vitesses de croissance verticale (plusieurs centimètres par an) sont largement compatibles avec les vitesses enregistrées de la transgression marine (15 mm par an). Ainsi, la mise en place des masses bioconstruites du récif de Papeete a été régie par une stratégie de type **croissance continue**.

En revanche, le développement des corps sédimentaires à la périphérie des bioconstructions a été plus tardif. Il ne se serait manifesté qu'après la stabilisation du niveau marin (il y a moins de 5 000 ans). Malgré leurs vitesses d'accrétion verticale très élevées (4 à 9 mm par an), les remplissages détritiques et les bioconstructeurs qui leur sont associés n'ont pu encore atteindre la surface de la mer, restant entre 15 et 5 m de profondeur; ils obéissent à une stratégie de **croissance bloquée**.

Dans le nord-ouest de Moorea (récif de Temae), les travaux réalisés conduisent à des résultats différents. En effet, la barrière externe s'est développée selon une stratégie de type **croissance retardée-accélérée**. Les masses bioconstruites n'ont entrepris leur ascension vers la surface de la mer qu'après stabilisation de celle-ci et à des vitesses parfois supérieures à 100 mm par an. Le colmatage des zones d'arrière-récif par les apports détritiques s'est effectué à des vitesses de 10 mm par an.

Dans les îles Tuamotu, les données disponibles indiquent que la bioconstruction a été essentiellement contrôlée par une stratégie de croissance de type **retardée-accélérée**. La colonisation des surfaces récifales préholocènes, situées actuellement entre 5 et 11 m de profondeur, a débuté il y a 8 000 à 5 000 ans. L'édification des récifs n'aurait été effective qu'après stabilisation du niveau marin, entre 4 000 ans et l'époque actuelle.

En conclusion, quelques remarques générales peuvent être dégagées quant aux conditions de croissance des récifs polynésiens.

Les récifs coralliens étudiés sont formés, en majeure partie, de masses biodétritiques; les corps strictement construits correspondent aux platiers externes et aux rares massifs de lagon. On peut dire que 80% de l'ensemble des systèmes récifaux ne sont que des accumulations de sables et de graviers.

Les stratégies de croissance sont indépendantes de la nature des unités morphosédimentaires. Par exemple, la stratégie de type **retardée-accélérée** concerne aussi bien les constructions à coraux dominants que les zones à accumulations détritiques dominantes.

Les stratégies de croissance sont indépendantes de la localisation et de la forme des récifs. Par exemple, la stratégie de type **retardée-accélérée** peut aussi bien se manifester à l'aplomb des barrières externes, exposées, qu'au niveau des zones internes, protégées.

L'ÉROSION

Les processus érosifs qui affectent les récifs coralliens interviennent en deux temps. Dans un premier temps, l'érosion est active en milieu marin; elle interfère avec les processus de la bioconstruction et participe à la production de matériel sédimentaire. Dans un deuxième temps, l'érosion peut se manifester en milieu subaérien, au cours d'une période de régression marine portant les corps récifaux à l'émergence.

L'ÉROSION MARINE

L'ÉROSION MÉCANIQUE

L'action des événements périodiques à caractère cataclysmique (cyclone, raz-de-marée d'origine sismique ou *tsunami*) est primordiale dans la morphogénèse et la dynamique sédimentaire récifale.

Les récits de témoins oculaires montrent qu'une énorme quantité de matériel sédimentaire de dimensions comprises entre 1 m et 1 mm est alors dressée sur le platier, depuis la partie supérieure de la pente externe. Parfois, comme sur les côtes ouest, nord et nord-est de Rangiroa, sont amenés des **blocs cyclopéens**: blocs massifs de taille métrique à décimétrique, d'un poids pouvant atteindre plusieurs milliers de tonnes. On sait que le passage d'une dépression ou d'un *tsunami* s'accompagne d'abord d'une baisse du niveau marin, qui va favoriser l'affouillement de la partie basale de la dalle du platier, et, localement, sa fracturation. Sous l'effet de la brusque remontée du niveau de l'océan, des dalles entières seront soulevées et déplacées, ainsi que le matériel sédimentaire libre, vers l'intérieur du récif.

Le mécanisme de formation des blocs cyclopéens est le suivant:

- fragilisation de la dalle de platier et de la partie supérieure du tombant externe par les bioérodeurs (cf. paragraphe suivant);
- fractionnement de la dalle et du tombant par l'action mécanique des vagues déferlantes;
- formation de faisceaux de fractures courbes qui affectent en feston le rebord du platier récifal et le découpent en blocs de grandes dimensions;
- arrachement des blocs, suivi d'un dépôt en position supérieure à l'arrachement.

La mise en place de tous ces matériaux est contrôlée par la morphologie de la couronne récifale. Au niveau du *motu*, les particules sableuses et les graviers sont arrêtés et participent à son engraissement; les sédiments plus fins se déposent sous forme de traînées en arrière du *motu*, côté lagon. Au niveau du *hoa*, l'ensemble des matériaux est très rapidement transporté en direction du lagon, créant ainsi un talus sédimentaire de pente interne.

Cette accrétion se fait dans la direction préférentielle du flot engendré par l'événement exceptionnel, c'est-à-dire dans une direction différente de celle des vents alizés. Les dépôts sédimentaires de très haute énergie seront rapidement cimentés sous-forme de conglomérats et constitueront l'armature de la couronne récifale.

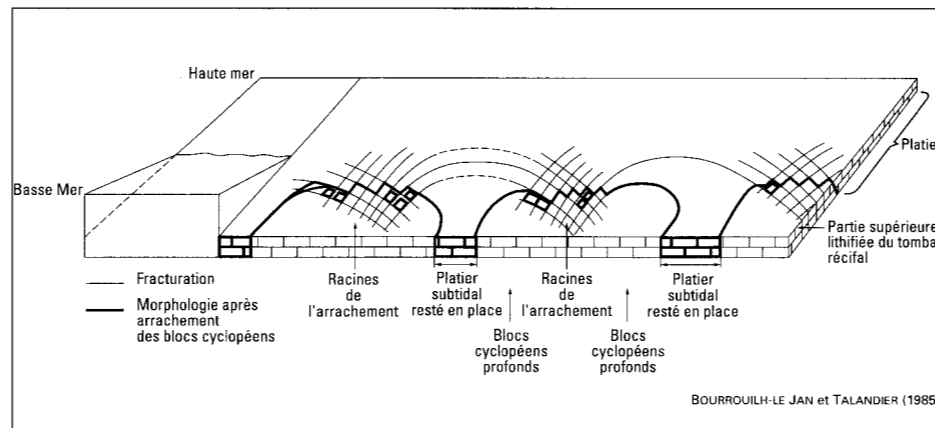


Fig. 2: Schéma de la fracturation du platier N-NO de Rangiroa (L'échelle verticale est exagérée)

L'ÉROSION BIOLOGIQUE

Les organismes participant à la fragmentation des masses récifales peuvent agir par râpage, corrosion et forage, en utilisant aussi bien l'abrasion mécanique que la dissolution chimique pour attaquer les substrats.

♦ **Les râpeurs** sont surtout des Échinidés et des poissons. Les oursins creusent une loge d'habitation, grâce à leur lanterne d'Aristote et à leurs épines. Les genres *Diadema* et *Echinometra*, dont les populations peuvent atteindre des taux de concentration de 20 à 50 individus par mètre carré, sont parmi les plus actifs. À la recherche de leur nourriture, les poissons râpent les surfaces coralliennes vivantes ou mortes, les encroûtements d'algues calcaires ou les tapis d'algues molles et filamenteuses. Ils ingèrent ainsi des quantités non négligeables de carbonates. C'est le cas des Tetrodontidés, Acanthéridés et Scaridés (poissons-perroquets) qui rabotent les coraux avec leurs dents et rejettent des particules sédimentaires fines. Quelques gastropodes jouent aussi un rôle dans la bio-érosion récifale, en râpant avec leur radula (appendice corné jouant le rôle d'une langue) les algues épilithes. De même, le chiton *Acanthopleura*, surtout actif dans la zone intertidale, est responsable, en partie, du creusement des encoches dans les niches calcaires (îles de Makatea, Rurutu et Kaukura).

♦ **Les corrodeurs** sont représentés par les bactéries, les champignons et les algues. En particulier, les algues endolithes pénètrent le tissu corallien, dessinant une bande verte juste sous la surface vivante; elles sont responsables de la formation des enveloppes dites micritiques, à la périphérie des éléments biodétritiques (dépôt de particules microcristallines à l'intérieur des microcavités de corrosion). Par calcification de leurs filaments, les algues cyanophycées peuvent réduire la porosité et la perméabilité des roches coralliennes. Récemment, on a signalé, en Polynésie française, le rôle éminent de certains foraminifères (*Rotaliammina*, *Siphotrochammina*, *Tretomphalus*, *Cymbaloporetta*) en tant que corrodeurs des microbioclastes.

♦ **Les foreurs** constituent le groupe de bio-érodeurs le plus important; ils comprennent les éponges (cliones), les mollusques bivalves (Pholadidés, Gastrochénidés, Mytilidés), les sipunculien et les vers polychètes (Eumicidés, Lumbrineridés, Dorvilleidés, Spionidés, Cirratulidés et Sabellidés).

Les vitesses de la bio-érosion sont extrêmement variables: 6 mm par an pour les Échinidés, 0,2 à 3 mm par an pour les chitons, 14 à 67 mm par an pour les éponges, 8 à 9 mm par an pour les bivalves. Ces variations sont attribuables, non seulement à la nature de l'organisme érodeur, mais aussi à la dureté du substrat, aux conditions d'exposition du milieu et aux compétitions entre organismes pour l'occupation de l'espace.

L'ÉROSION SUBAÉRIENNE

En Polynésie française, les formations calcaires émergées présentent toujours des surfaces irrégulières, alternance de cavités et de reliefs aigus (cas des *feo*). De même, les forages réalisés à travers les atolls de Moruroa, Mataiva et Fangataufa ont mis en évidence l'existence de paléotopographies très accidentées, à quelques mètres sous la surface actuelle. Quant à l'île de Makatea, elle présente un plateau sommital, entaillé de puits larges et profonds et hérissé de pointements calcaires.

L'ensemble de ces formes résulte du processus de **karstification**, c'est-à-dire de dissolution, à des vitesses pouvant atteindre 1 mm par an, des roches carbonatées sous l'action des agents atmosphériques (pluies essentiellement). Pour des périodes d'émergence d'une durée plurimillénaire, les surfaces récifales peuvent être creusées sur plusieurs mètres de profondeur.

Dans le Pacifique Central, les observations ont montré qu'il existait une relation directe entre la profondeur des lagons d'atoll et la pluviométrie: les lagons sont d'autant plus profonds que la pluviosité locale est plus élevée. Une telle constatation conduit à poser le problème de l'origine des atolls. Leur forme annulaire et l'existence d'une dépression centrale auraient été imposées par l'érosion subaérienne, qui se serait manifestée au cours des phases de régression marine préquaternaires et quaternaires. La morphologie des atolls ne serait donc pas, à l'origine, le résultat d'une construction récifale différentielle entre zones externes et lagonaires, comme le concevait Darwin.

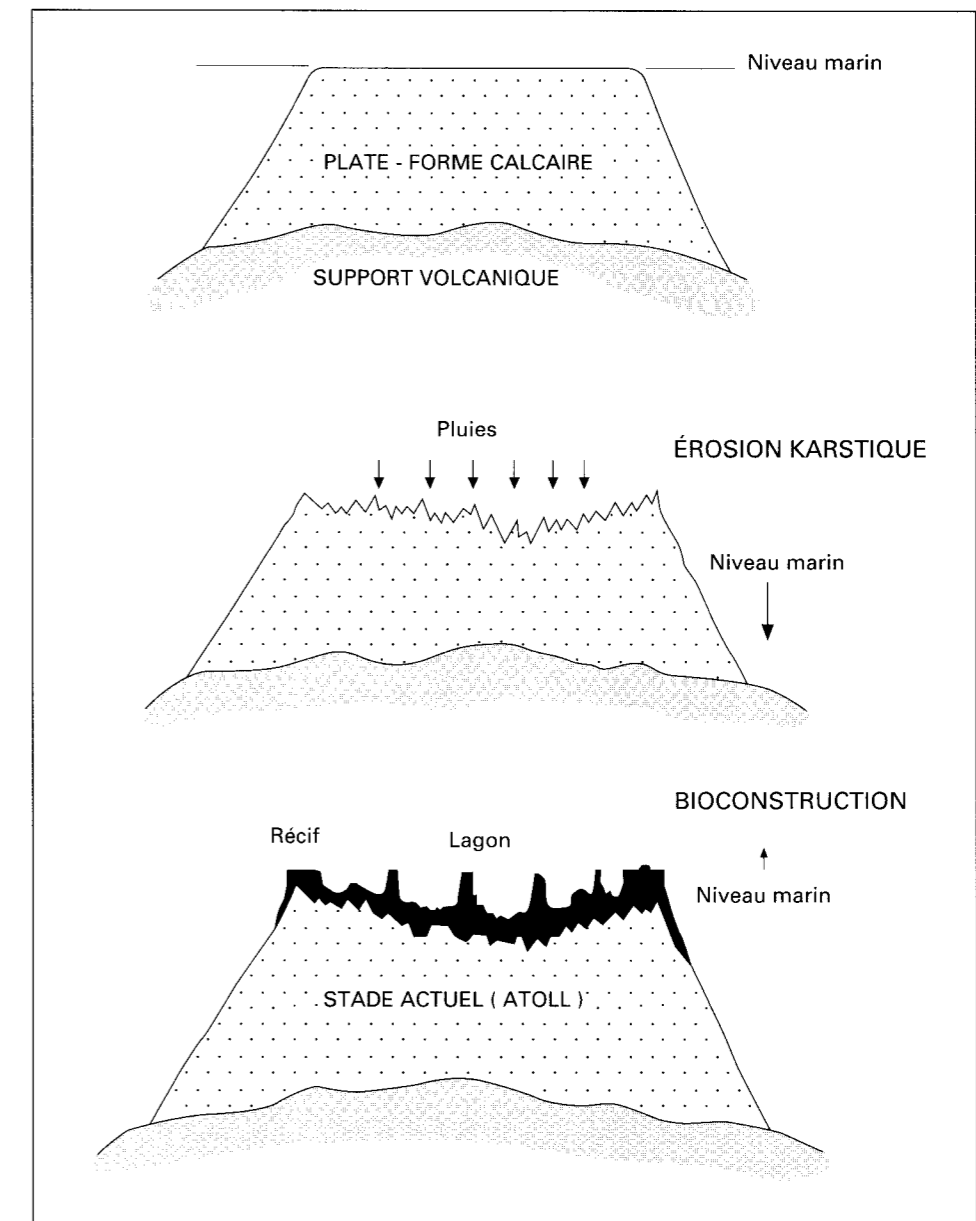


Fig. 3: Contrôle de la topographie karstique antérieure dans l'évolution des atolls

L. MONTAGGIONI

Orientation bibliographique

BOURROUILH - LE JAN (F.G.), TALANDIER (J.) -1985- Sédimentation et fracturation de haute énergie en milieu récifal: *tsunamis*, ouragans et cyclones et leurs effets sur la sédimentologie et la géomorphologie d'un atoll: *motu* et *hoa*, à Rangiroa, Tuamotu, Pacifique SE. *Marine Geology*, 67: 263-333.

BUIGUES (D.) -1982- Sédimentation et diagenèse des formations carbonatées de l'atoll de Moruroa (Polynésie française). Thèse de doctorat 3^{ème} cycle, Université de Paris-Sud, 2 vol., 309 p.

DAVIES (P.J.), MONTAGGIONI (L.) -1985- Croissance récifale et niveau de la mer: la signature du milieu. *Fifth Intern. Tahiti Coral Reef Congr.*, 3: 477-515.

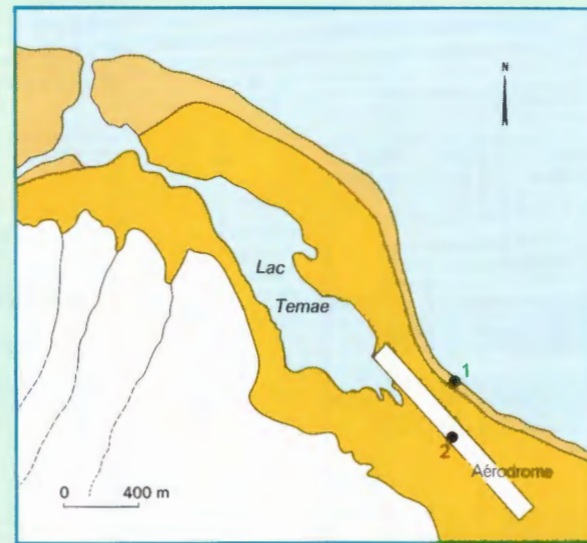
HUTCHINGS (P.A.) -1986- Biological destruction of coral reefs. A review. *Coral Reefs*, 4 (4) 239-252.

LA CONSTRUCTION RÉCIFALE AU COURS DE LA PÉRIODE HOLOCÈNE

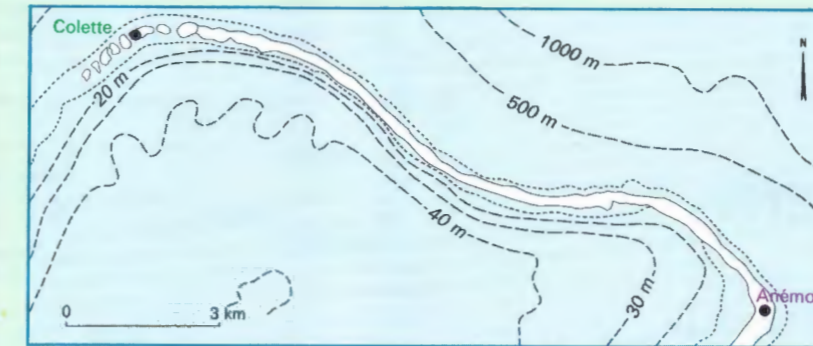
TAHITI
RÉCIFS DE
PAPEETE



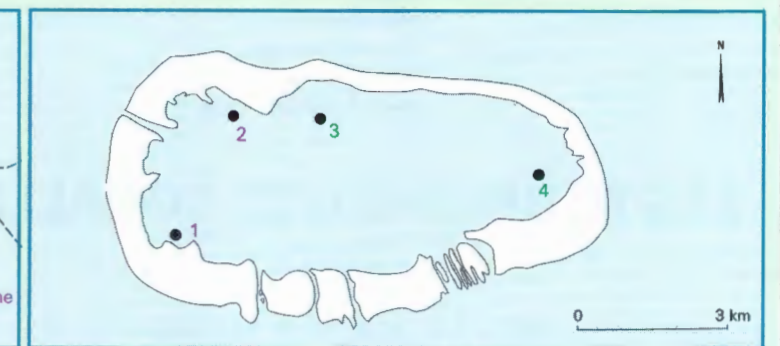
MOOREA
RÉCIF DE
TEMAE



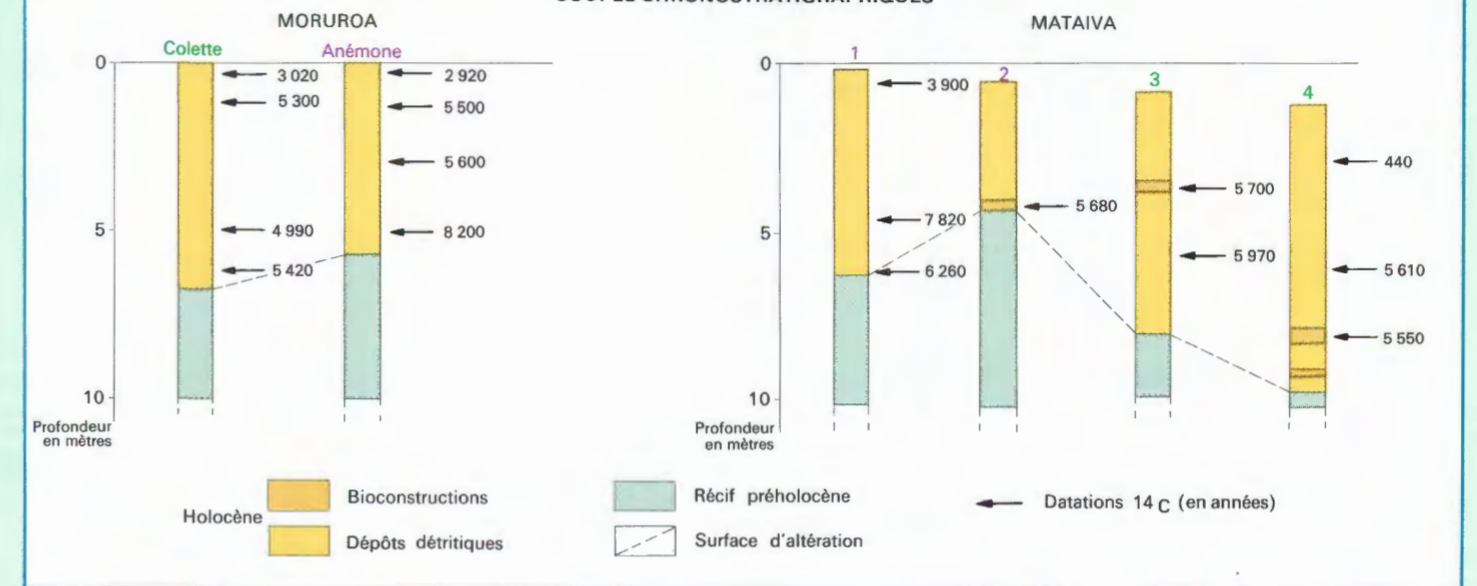
ATOLL DE MORUROA



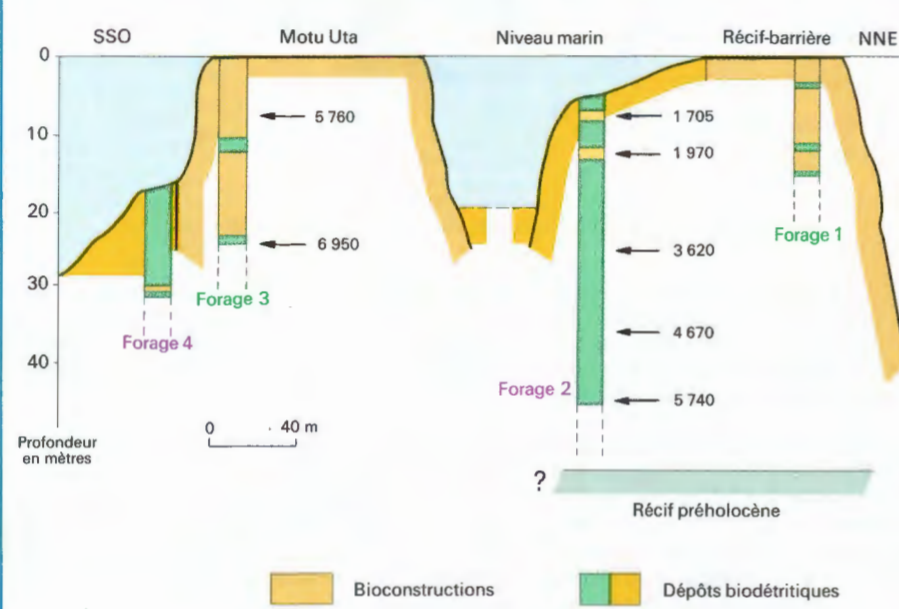
ATOLL DE MATAIVA



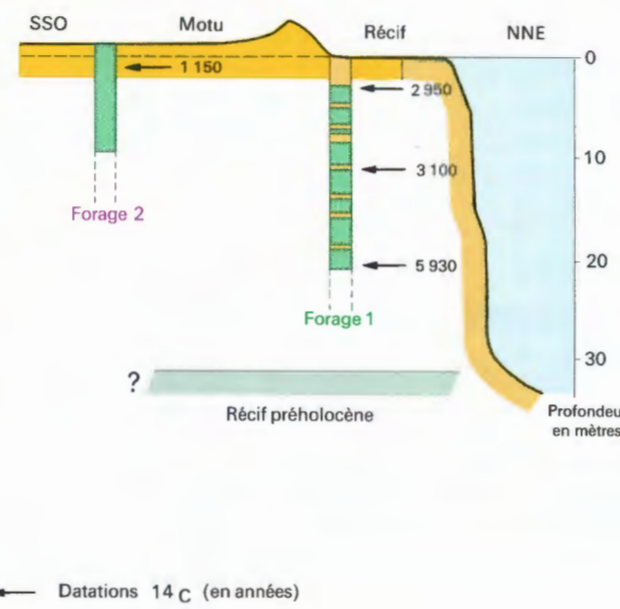
COUPES CHRONOSTRATIGRAPHIQUES



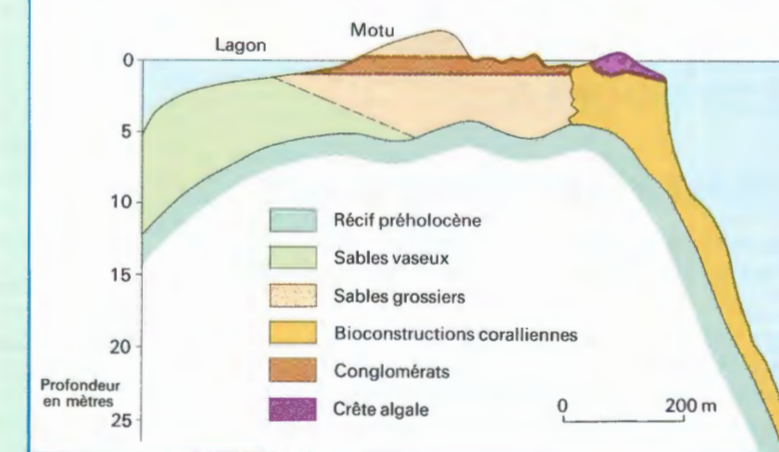
COUPE DES RÉCIFS DE PAPEETE



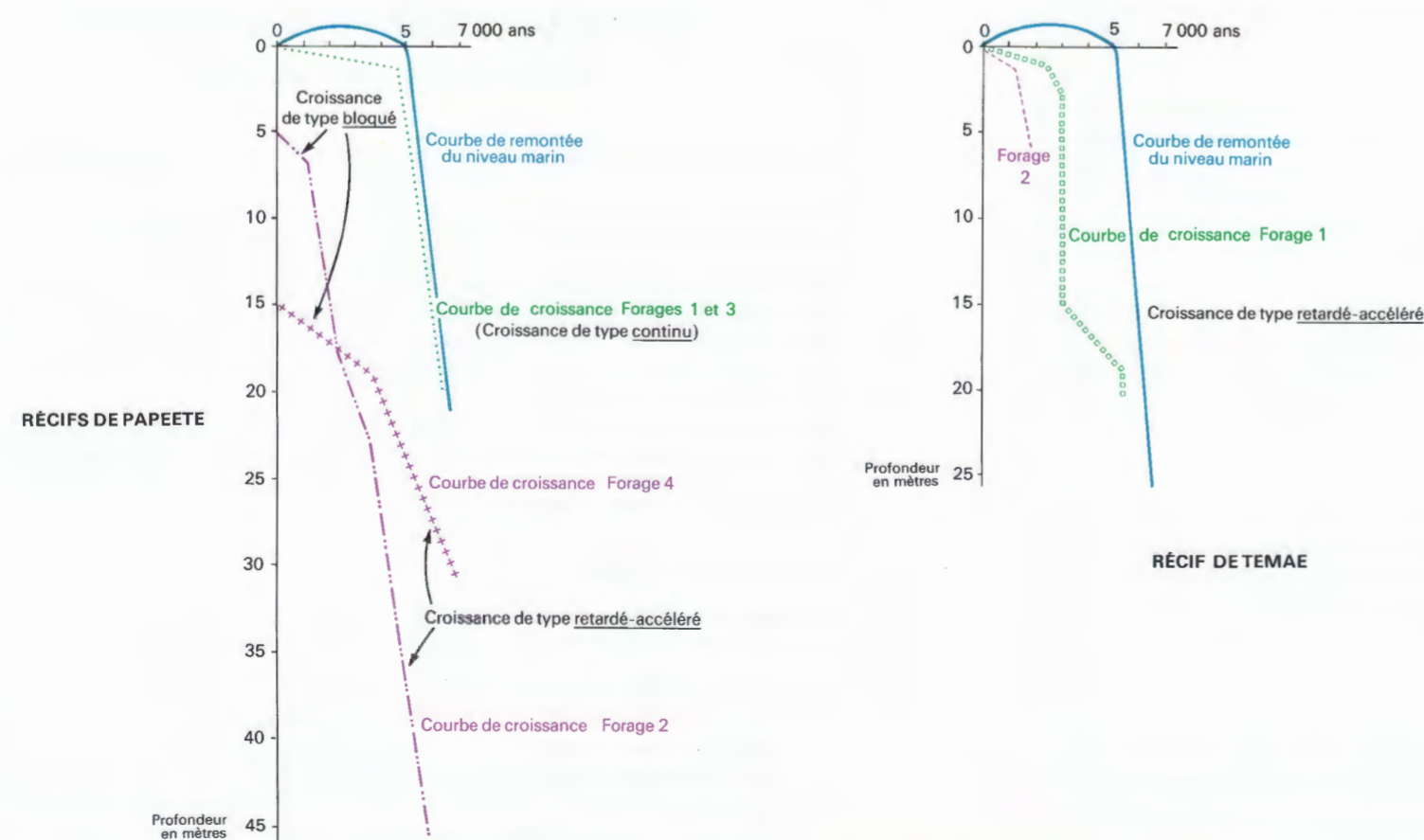
COUPE DU RÉCIF DE TEMAE



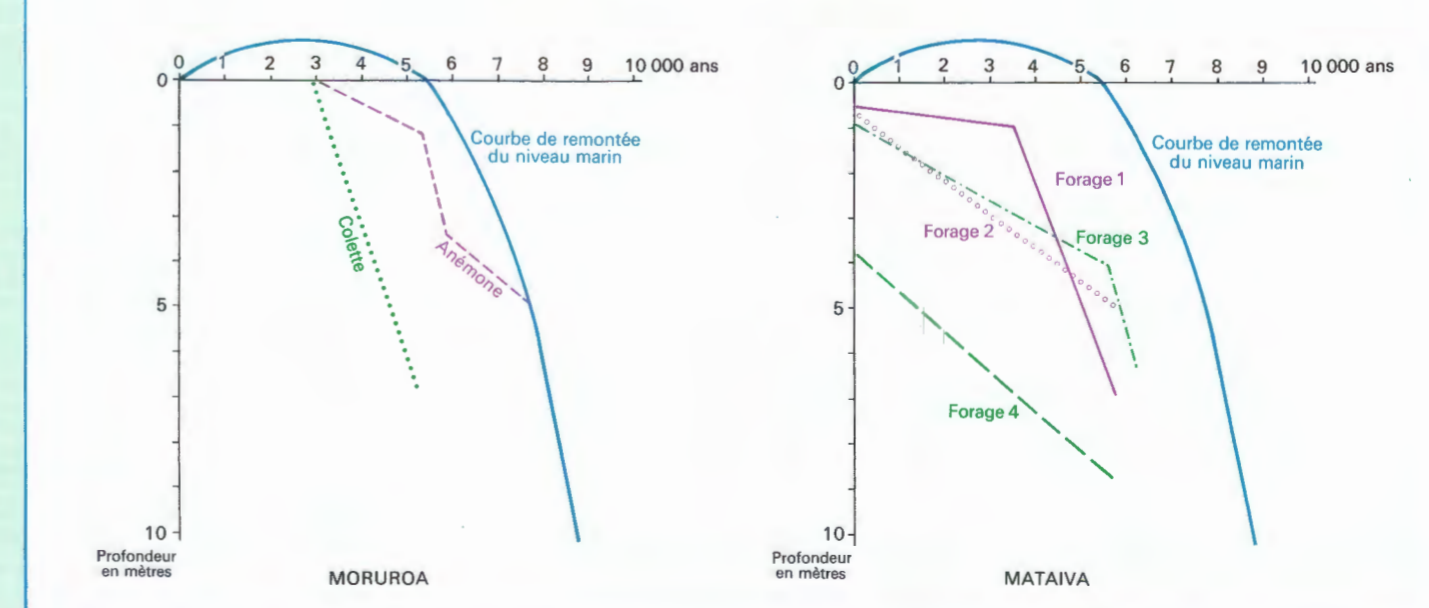
RÉPARTITION DES CORPS SÉDIMENTAIRES SUR UN ATOLL



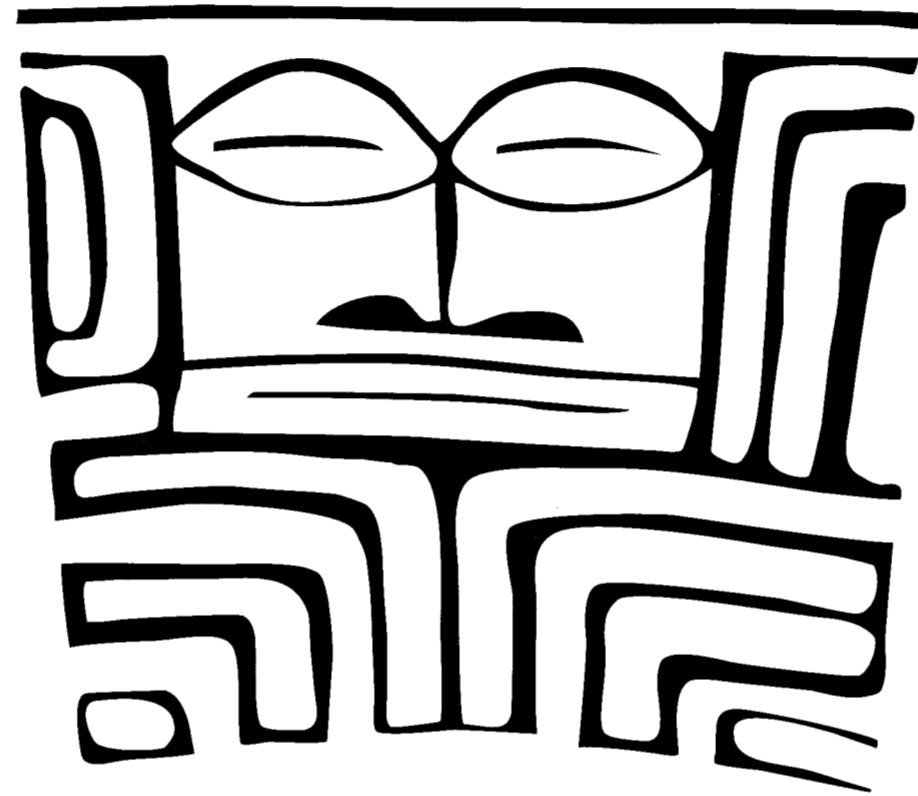
STRATÉGIES DE CROISSANCE



STRATÉGIES DE CROISSANCE DE RÉCIFS D'ATOLLS



ATLAS



DE LA POLYNÉSIE FRANÇAISE

ÉDITIONS DE L'ORSTOM

Institut français de recherche scientifique pour le développement en coopération

*Cet ouvrage a bénéficié du soutien du ministère des Départements et Territoires d'Outre-Mer
et du Gouvernement de la Polynésie française*

Paris 1993

ORSTOM
Éditions

© ORSTOM 1993
ISBN 2-7099-1147-7

Editions de l'ORSTOM
213 rue La Fayette
75480 Paris cedex 10

Nous adressons nos remerciements à l'Institut Géographique National et au Service Hydrographique et Océanographique de la Marine
pour leur collaboration et leur aide précieuses.