

STRUCTURE ET GÉOLOGIE DE L'ATOLL DE MORUROA

GÉNÉRALITÉS

Moruroa (21°50' S, 138°53' O) se situe à l'extrémité sud-est des Tuamotu, archipel d'atolls alignés du nord-ouest au sud-est (N 130° E), sur une distance de 1 400 km environ. Cependant, alors que ces atolls sont allongés suivant cette direction, celui de Moruroa présente une orientation différente, N 75° E. Il mesure 28 km de long sur 10 km de large et représente la partie émergée d'une structure longue de 130 km d'ouest en est et large de 30 km environ.

Les contours sinueux et irréguliers de la couronne corallienne reflètent la complexité du soubassement. En effet, elle est relativement continue au nord et à l'est, discontinue sur toute la bordure sud et totalement absente au nord-ouest où existe une passe large de 4 500 m et profonde de 1 à 11 mètres. L'anneau corallien émerge sur une largeur variant entre 400 m au nord et 1 300 m à l'ouest, et sur une hauteur de 1 à 3 mètres. Les parties émergées, ou *motu*, sont constituées de matériaux biodétritiques grossiers et de sables coralliens qui surmontent une dalle corallienne indurée. Les dépressions, ou *hoa*, sont des chenaux creusés par érosion dans cette dalle, ils sont parallèles les uns aux autres et font communiquer les eaux du lagon avec celles de l'océan.

LES STRUCTURES PROFONDES

La bathymétrie

Les différentes campagnes bathymétriques réalisées à l'aide du sondeur multifaisceaux SEABEAM à la périphérie de l'atoll ont précisé l'existence de rides et d'éperons dès la profondeur de 500 m. Grâce à des "observations caméra", la nature volcanique de ces structures a été confirmée: il s'agit d'épanchements marins de type "pillow-lavas".

Le magnétisme et la gravimétrie

La prospection magnétique a permis de définir, à l'intérieur de l'atoll, trois structures allongées selon une direction sensiblement ouest-est et assimilables aux actuels "rift-zones" des édifices hawaïens: une au nord, centrée sur la zone Française, une autre en position médiane passant par Hydro-Nérite et une troisième, au sud, superposée à la morphologie actuelle de la couronne et très fortement aimantée au niveau de Viviane. Dans ce secteur, une anomalie de gravité positive a également été mise en évidence. Celle-ci peut être attribuée à la présence d'un complexe intrusif de roches mafiques à ultramafiques analogue à celui que l'on a recoupé par forage dans l'île de la Réunion.

LES PRINCIPALES UNITÉS GÉOLOGIQUES

Les nombreux forages réalisés depuis 1976 dans les 1 000 mètres supérieurs de l'atoll, aussi bien sous la couronne que dans le lagon, ont mis en évidence les principales unités géologiques.

LE VOLCANISME

LES FORMATIONS MARINES

Atteintes par les forages généralement à partir de 550 mètres de profondeur, elles sont constituées de coulées de laves sous-marines à débit en coussin caractéristique (pillow-lavas), de brèches autoclásticas dues à la fragmentation de laves solides ou semi-solides par des explosions gazeuses à l'intérieur de la lave, et de brèches

d'explosion formées par l'éclatement de roches préexistantes sous l'effet des processus volcaniques (hyaloclastites). Les niveaux bréchifiés présentent souvent des remplissages secondaires et les plus fins d'entre eux sont fréquemment altérés en argile.

La présence, au sein de ces formations marines, de débris carbonatés pélagiques et récifaux, ou encore de véritables bancs coralliens construits, indurés et rubéfiés, associés à des éléments volcaniques fins, marque des arrêts dans les émissions volcaniques et traduit le caractère subsident de la série encaissante.

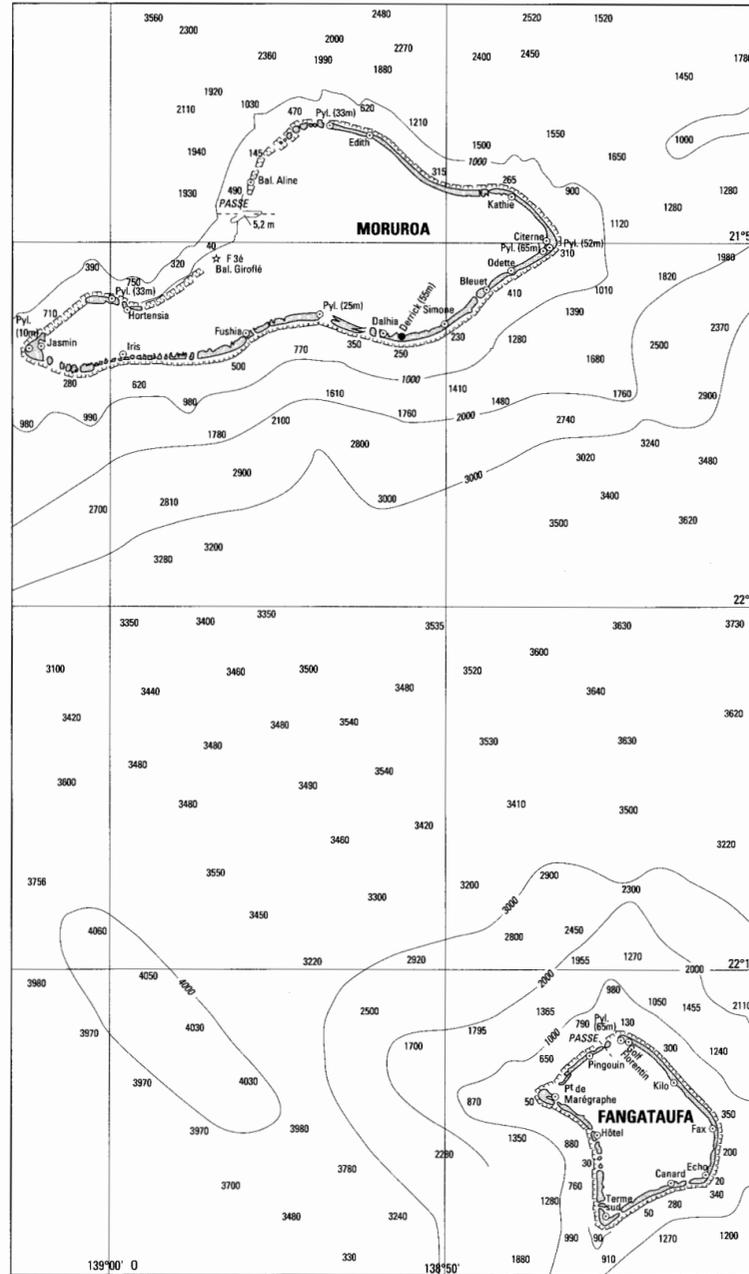


Fig. 1 : Les atolls de Moruroa et de Fangataufa d'après la carte n° 6 604 du Service Hydrographique et Océanographique de la Marine - Paris Echelle approximative: 1 / 300 500

LA TRANSITION AVEC LE VOLCANISME AÉRIEN

Souvent absente ou ayant quelques mètres d'épaisseur seulement, elle peut se manifester selon deux types de faciès:

- le premier est un épisode sédimentaire de nature carbonatée, argileuse, ou conglomératique. Il s'agit, dans ce dernier cas, d'un véritable poudingue à galets volcaniques et matrice argileuse assimilable à un dépôt d'origine torrentielle et indiquant la proximité d'un massif émergé.
- le second traduit un volcanisme à caractère subaérien qui comporte des produits résultant d'explosions phréatomagmatiques: hyalotufs caractérisés par une fragmentation poussée de la lave donnant des produits relativement fins de 2 à 30 mm (lapilli), et projections de maar formant des dépôts grossièrement stratifiés. Ce dernier faciès, particulièrement bien représenté dans le forage Viviane entre 750 et 900 mètres de profondeur, est constitué d'un tuf cendreux, consolidé et stratifié, où les séquences granoclassées centimétriques vont des cendres grossières à des éléments dont la taille est inférieure à 62,5 µ (silts). Dans ce forage, la manifestation d'un tel volcanisme à des cotes très profondes,

soit 200 à 300 mètres plus bas qu'ailleurs, et de son recouvrement par un empilement de hyaloclastites, pourrait s'expliquer par la présence d'une structure de glissement de flanc de volcan ou par un effondrement de type caldeira. De telles caldeiras excentrées sont bien connues dans les îles de la Polynésie française, à Hawaï et dans l'île de la Réunion.

LE VOLCANISME AÉRIEN

Cet ensemble comporte des coulées de laves massives, compactes ou bulleuses, de nature pétrographique variée (BARDINZEFF et al. - 1985) avec des intercalations de niveaux argileux rouges correspondant à des paléosols métamorphisés par la chaleur et des projections stromboliennes. Ces dernières correspondent à des lapilli et des cendres scoriacées dans lesquels l'oxydation s'est accompagnée d'une argilisation plus ou moins poussée. Les scories parfois aplaties, ont un aspect "flammé", et une tendance à se décolorer avec l'altération. Comme dans le volcanisme sous-marin, il y a eu transformation des phases primaires par hydrothermalisme précoce, mais aussi par des phénomènes tardifs de lessivage dû aux eaux météoriques.

LE VOLCANISME INTRUSIF

Il regroupe principalement le volcanisme sous-marin, mais également les formations aériennes, et se présente sous la forme de dykes et de sills de basalte et d'hawaïte, c'est-à-dire des filons d'orientations diverses.

Deux intrusions de type cryptodôme ont également été atteintes par les forages. Il s'agit de trachytes qui représentent à ce jour les deux seuls cas de laves très différenciées connues dans l'atoll.

LA COUVERTURE SÉDIMENTAIRE

LA ZONE DE TRANSITION

Cette unité assure le passage entre le volcanisme et la couverture carbonatée. Lorsqu'elle est présente, elle est constituée de plusieurs séquences, chacune d'elles comportant, à la base, des poudingues à galets volcaniques polygéniques de tailles variées, ainsi que des niveaux argileux et, au sommet, des carbonates sous forme de calcaires cendreux, de brèches carbonatées et parfois de véritables niveaux coralliens construits.

LES FORMATIONS CARBONATÉES

Ces formations, qui sont constituées par les différents organismes caractéristiques du milieu récifal (coraux, algues, foraminifères) et leurs débris, comportent deux types de roches: des calcaires et des dolomies. Les roches, initialement calcaires (aragonite et calcite), se sont transformées lentement en dolomies, probablement lors des différentes émergences de l'atoll au cours du Quaternaire. La dolomitisation se serait produite au niveau de la zone de mélange entre les eaux marines infiltrées à travers les flancs extérieurs de l'atoll et les eaux douces qui ont percolé sous les surfaces émergées (AISSAOUI et al. - 1986). Il existe deux principaux types de faciès dolomitiques définis en fonction de la texture: un faciès "induré", fortement cimenté et recristallisé et un faciès "crayeux" qui a subi une intense dissolution. Dans le premier, on rencontre des dolomies particulièrement cavernueuses et très colorées, essentiellement à la base de la série. La coloration rouge à brune est due à la présence de fer oxydé provenant du lessivage de pointements volcaniques émergés à proximité. Ceci évoque, dans l'archipel de la Société, l'île de Maupiti avec son massif volcanique émergeant au centre du lagon.

LA RÉPARTITION DES DIFFÉRENTS FACIÈS DANS L'ATOLL

La succession verticale des différents faciès s'effectue selon trois principaux modes définis en fonction de la présence ou non de la zone de transition et des dolomies. Ces deux unités, totalement absentes au centre de l'atoll, apparaissent et s'épaississent vers la bordure, sous la couronne actuelle.

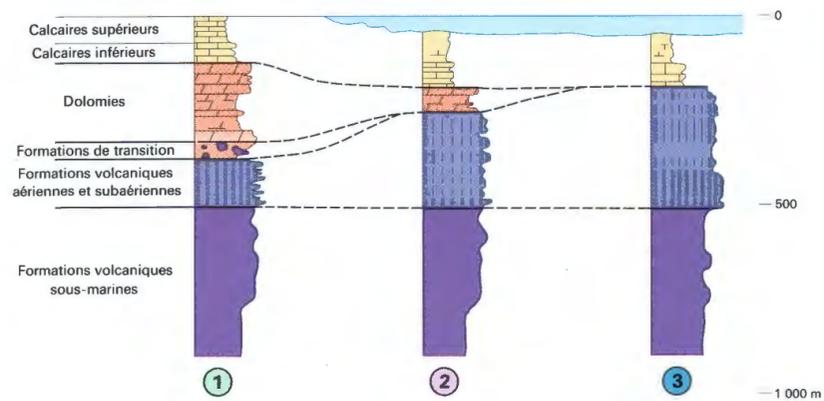
LES FORMATIONS VOLCANIQUES

Les campagnes géophysiques (sismique réflexion à haute et très haute résolution), réalisées entre 1973 et 1982, ont permis d'établir une carte du toit du soubassement volcanique. Celui-ci est dissymétrique par rapport aux contours actuels de l'atoll. On le rencontre en effet en position beaucoup plus profonde au nord (entre 400 et 450 m) qu'au sud (entre 300 et 350 m). Le sommet du volcan se trouve actuellement vers 170 m de profondeur dans la partie centrale de l'atoll et présente un allongement global de direction N 125° E, sur 3 km environ. Au sud-ouest de cet axe haut, le toit du volcanisme situé entre 250 et 270 m présente une morphologie tabulaire.

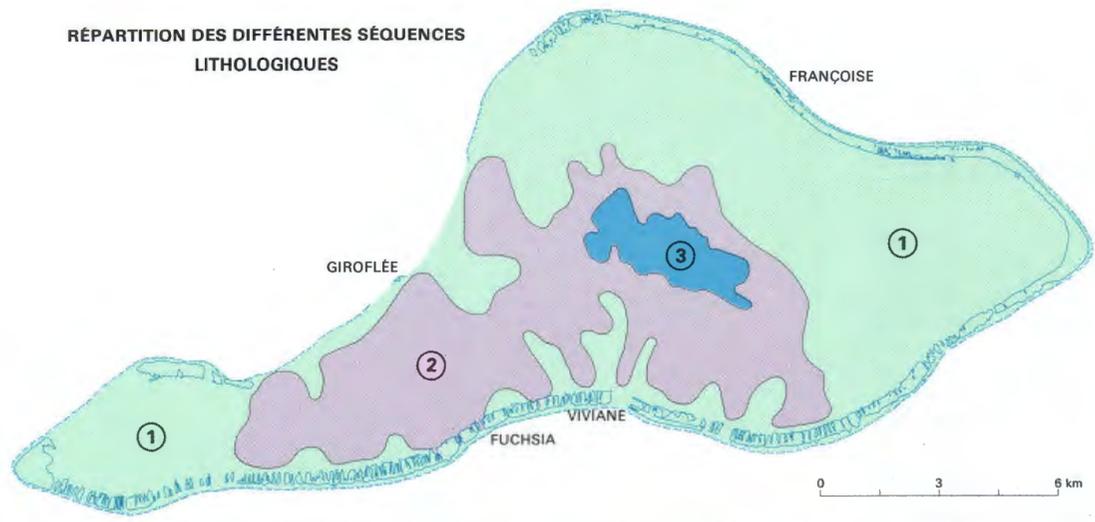
Le volcanisme sous-marin qui s'est épanché sur le plancher de la croûte océanique constitue l'assise du volcan. Il est présent sous la totalité de l'atoll à partir de 600 mètres environ.

Le volcanisme aérien est très développé dans la partie centrale du lagon où il atteint plus de 500 mètres d'épaisseur, mais aussi dans toute la partie sud-ouest où sa puissance est de 400 mètres environ. Sa disposition, au-dessus de la plate-forme sous-marine, évoque la présence de deux édifices aériens indépendants.

CONSTITUTION DES DIFFÉRENTES SÉQUENCES LITHOLOGIQUES

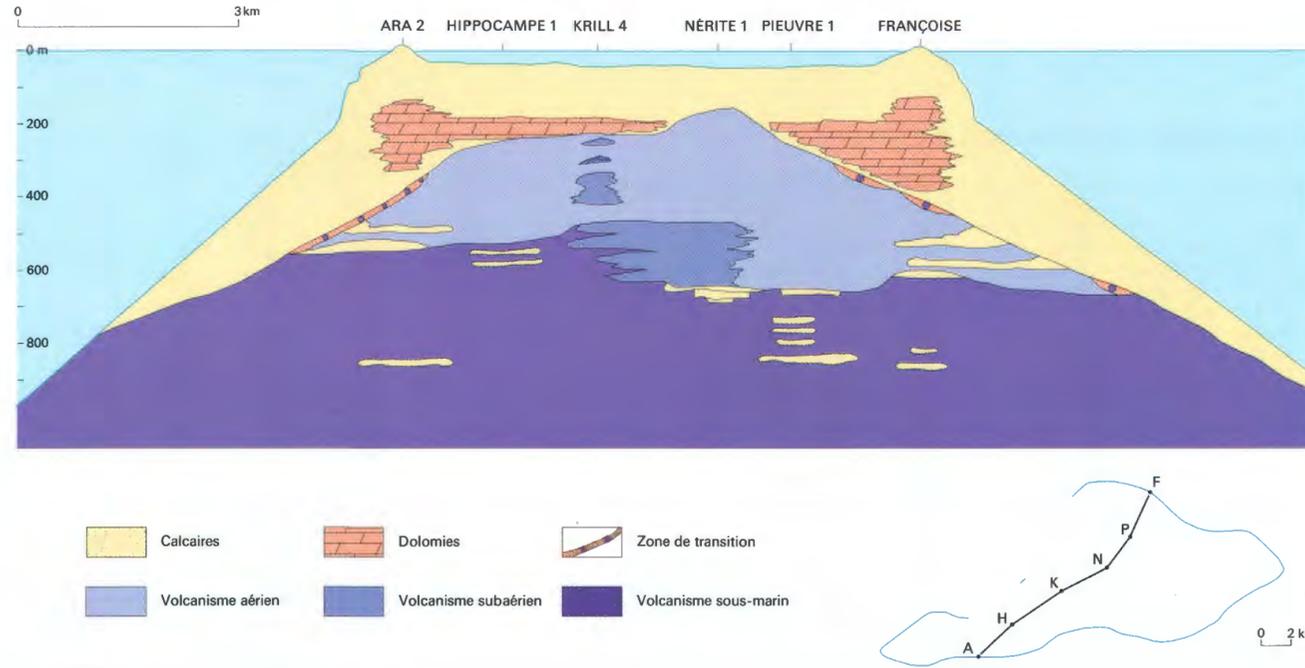


RÉPARTITION DES DIFFÉRENTES SÉQUENCES LITHOLOGIQUES

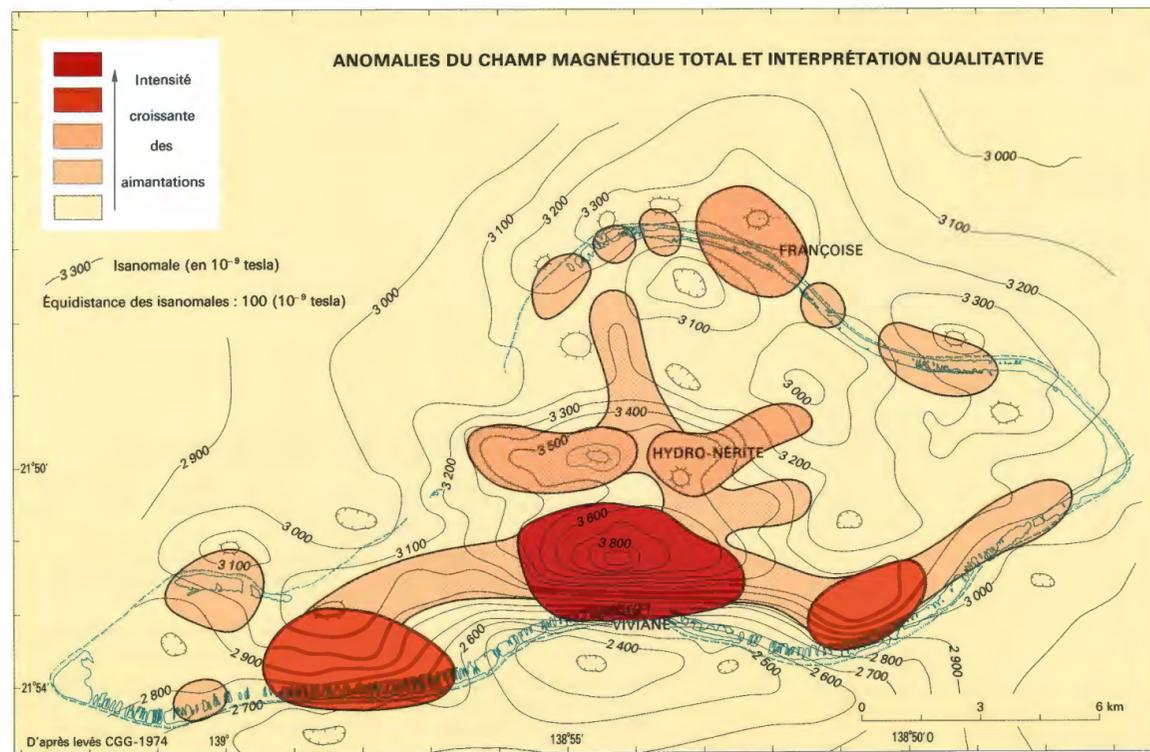


L'ATOLL DE MORUROA

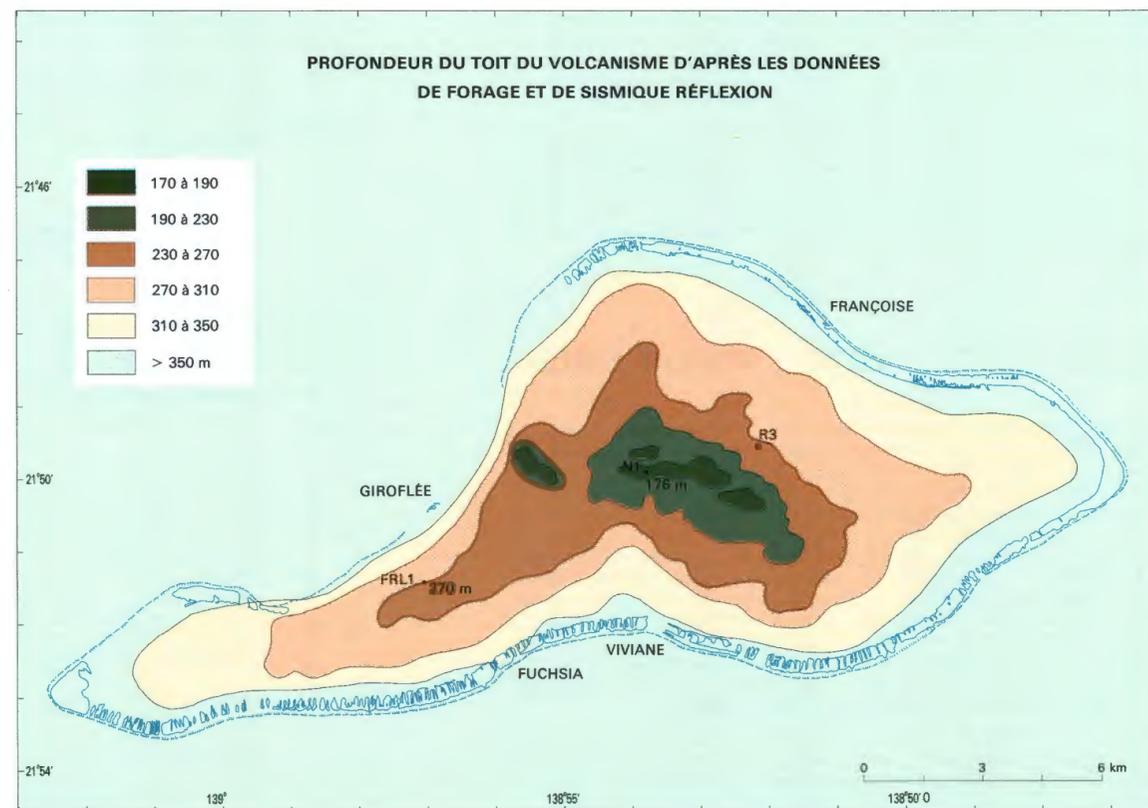
COUPE SUD-OUEST-NORD-EST À TRAVERS L'ATOLL



ANOMALIES DU CHAMP MAGNÉTIQUE TOTAL ET INTERPRÉTATION QUALITATIVE



PROFONDEUR DU TOIT DU VOLCANISME D'APRÈS LES DONNÉES DE FORAGE ET DE SISMOLOGIE RÉFLEXION



Le volcanisme subaérien, dont l'épaisseur maximale peut atteindre 100 à 150 mètres, se situe principalement entre ces deux édifices aériens. Il est en effet localisé au niveau d'une zone de direction N 160° E, qui s'étend entre Giroflée et Fuchsia et peut être assimilée à un isthme séparant ces deux volcans. Ce schéma n'est pas sans rappeler la morphologie actuelle de l'île de Tahiti où l'isthme de Taravao sépare les volcans de Tahiti Nui et de Taïrapu (LÉOTOT et BROUSSE - 1988).

Les intrusions (dykes et sills) sont plus fréquentes dans le volcanisme sous-marin, et plus particulièrement au niveau des zones d'alimentation (rift-zones) reconnues par magnétisme. Il est difficile de commenter la position des cryptodômes trachytiques dans la mesure où actuellement deux seulement sont connus. Toutefois, on remarque que l'un d'entre eux se trouve à la base du forage Viviane et donc à l'intérieur de l'effondrement supposé de la caldeira. On peut observer l'autre sur le flanc nord-est de cette caldeira, mais au-delà de la crête qui pourrait en représenter le rempart.

Un tel dispositif est fréquent dans de nombreux strato-volcans alcalins en contexte non seulement intra-plaques océaniques (Tahiti) mais aussi continental (Mont-Dore).

LES FORMATIONS SÉDIMENTAIRES

Les épisodes carbonatés intercalés dans le volcanisme sont fréquents, aussi bien sous la couronne que sous le lagon, dans le volcanisme sous-marin et à son interface avec le volcanisme aérien. À l'écart des apports terrigènes, les zones hautes apparaissent naturellement favorables au développement de la vie corallienne. En revanche, toute vie récifale est absente à la verticale des zones d'alimentation magmatiques. En dépit des rapides variations latérales de faciès, dues à des conditions topographiques, biologiques et hydrodynamiques locales, il a été possible d'individualiser certains niveaux repères, permettant ainsi une analyse stratigraphique fine de l'atoll.

La zone de transition a une épaisseur qui varie entre 0 et 100 mètres en fonction de sa situation sur l'édifice volcanique. Presque inexistante sous le lagon, elle atteint son développement maximal sous la périphérie de l'atoll, à l'aplomb d'anciens chenaux et vallées, dans lesquels se sont déposés des conglomérats et des niveaux argileux. Ces poudingues ont cependant été recoupés par un forage du lagon situé 2 km en amont de la zone Viviane, dans la paléostucture du volcan. Ceci pourrait indiquer l'existence d'une importante vallée radiale comparable à la vallée de la Papenoo dans l'île de Tahiti.

Les dépôts carbonatés qui constituent la couverture du volcan ont une épaisseur variant de 130 mètres dans la partie centrale à 450 mètres sous la couronne, en particulier en zone nord. Initialement développés en récifs frangeants, ils ont évolué en récifs-barrière autour du volcan émergé, puis ont totalement recouvert l'édifice. Les organismes constructeurs robustes (algues et coraux massifs) qui se développent généralement au niveau des zones fortement "battues" par l'océan, se sont principalement établis sur les anciens reliefs du volcan tandis que leurs débris se sont accumulés à leur périphérie. À l'inverse, les organismes les plus fragiles (coraux frêles, branchus et lamellaires) et les sédiments les plus fins (sables et silts) se sont accumulés dans des zones abritées des vents dominants et de la houle et dans des dépressions, voire des zones subsidentes de l'atoll. La forme d'atoll actuel, avec son lagon unique, a été atteinte progressivement, les constructions massives s'étant limitées à la périphérie du volcan et sur quelques vestiges de rides à l'intérieur, alors que les débris variés et les sables fins comblaient peu à peu le lagon (BUIGUES - 1985). La dolomitisation a affecté les deux tiers inférieurs des formations carbonatées sous l'ensemble de l'atoll, à l'exception des bordures externes et du centre. L'épaisseur de la série calcaire restant au-dessus est de 150 mètres environ; c'est surtout dans cette série que l'on peut observer des surfaces d'arrêt, témoins des régressions marines quaternaires. De plus, il existe de véritables niveaux karstiques, aussi bien dans les calcaires que dans les dolomies, sous la couronne et sous le lagon. Les plus importants se situent à la base de la série (sous la couronne) et à l'interface calcaires/dolomies (dans le lagon).

LA PÉTROLOGIE DES ROCHES VOLCANIQUES

Au cours du refroidissement d'une lave dans une chambre magmatique, les minéraux ne cristallisent pas tous en même temps. Leur apparition s'échelonne théoriquement dans l'ordre suivant: l'olivine, les pyroxènes, les amphiboles et les plagioclases calciques; ensuite, les micas et les plagioclases alcalins. Il s'agit donc d'une cristallisation fractionnée au cours de laquelle le magma résiduel perd les éléments chimiques qui entrent dans la constitution des premiers minéraux formés. Les laves de Moruroa constituent une série magmatique très complète issue de la différenciation, par cristallisation fractionnée, de basaltes modérément alcalins (Fig. 2). Les basaltes sont les roches les plus fréquentes, puisqu'ils représentent 45% environ de l'ensemble des échantillons. L'évolution conduit tout d'abord à des hawaïtes largement représentées (35%); viennent ensuite des mugéarites déjà moins abondantes (10%), puis de rares benmoreïtes (2%). Les termes ultimes de la différenciation, les trachytes, ne sont connus que dans deux forages sous la forme de dômes intrusifs (WAGNER et al. - 1988).

L'évolution des laves de l'atoll de Moruroa est tout à fait remarquable par la clarté des tendances géochimiques qui la gouvernent: augmentation des éléments incompatibles et chute rapide des éléments fractionnés par les minéraux précoces.

Une grande attention est actuellement accordée à l'étude des rapports isotopiques en tant qu'indicateurs d'une contamination possible. Des mesures réalisées sur le rapport isotopique du strontium (87 Sr/86 Sr) de l'ensemble des laves de Moruroa,

présentent des valeurs très constantes (0,7032 à 0,7036), typiques d'une origine purement mantélique (0,702 à 0,704); aucune contamination n'est mise en évidence au cours de la différenciation.

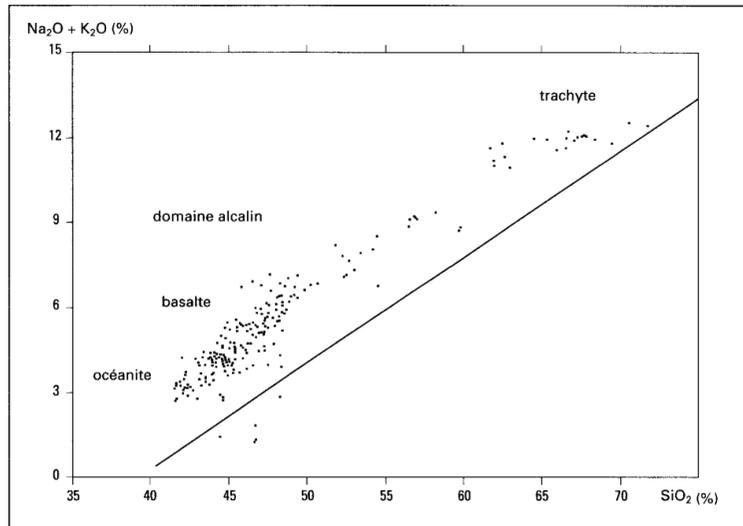


Fig. 2 : Composition chimique de la série magmatique de Moruroa

L'ALTÉRATION DES ROCHES VOLCANIQUES

Les roches volcaniques de l'atoll de Moruroa ont pu être affectées par trois types d'altération: une **altération deutérique** précoce qui a lieu à très haute température aux environs de 200 à 300°C au sein des coulées, une **altération hydrothermale** liée à des circulations de fluides dans un champ de température variant entre 35 et 350°C, et une **altération météorique** dans laquelle l'apport de chaleur étant nul, le domaine de température se situe aux alentours de 20°C.

Des études minéralogiques fines associées à des analyses isotopiques de l'oxygène, de l'hydrogène et du carbone, ont permis de mettre en évidence certains assemblages de minéraux secondaires et de remonter à leur température de formation.

Dans la série sous-marine, les premières phases minérales argileuses néoformées, aux dépens du verre, sont des protocéladonites et des saponites ferrifères qui ont cristallisé entre 200 et 100°C. Puis, vers 65°C, ce sont des saponites magnésiennes suivies de zéolites qui se forment en colmatant les vides subsistants. Quelquefois, on observe des phases tardives riches en fer, formées à basse température.

Dans la série aérienne, les premières phases argileuses formées sont des chlorites (300°C) et des saponites alumineuses (100°C). Elles sont suivies par des zéolites qui cristallisent vers 50°C et des phases oxydées qui se forment à très basse température (20°C). D'importantes cristallisations de gypse peuvent parfois être observées.

LA GÉOCHRONOLOGIE

Des datations potassium-argon ont été réalisées sur des échantillons de lave prélevés en forage dans la structure de l'atoll. L'ensemble des résultats obtenus est dans une fourchette d'âges compris entre 11,9 et 10,5 millions d'années, ce qui nous conduit à imaginer une période de fonctionnement volcanique (sous-marine et aérienne) de l'ordre de 1 à 1,5 million d'années.

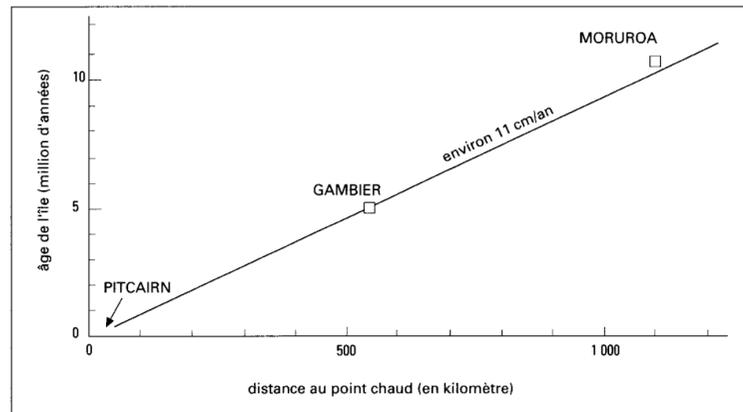


Fig. 3 : Âges des volcans en fonction de leur éloignement du "point chaud"

Ces résultats sont tout à fait compatibles avec une origine de type "point chaud" qui aurait généré successivement, au fur et à mesure du déplacement de la plaque Pacifique vers le nord-ouest, Hereheretue, les îles du Duc de Gloucester, Tematangi, Moruroa, Fangataufa, les îles Gambier et enfin l'île de Pitcairn. Sur la Figure 3, où ont été reportés les âges de Pitcairn (0,45 à 0,93 Ma), des îles Gambier (4,77 à 5,98 Ma) et de Moruroa (19,0 à 11,9 Ma), nous constatons qu'il existe une relation linéaire entre l'âge d'une île et la distance qui la sépare de son point chaud, mettant ainsi en évidence, pour la plaque Pacifique, une vitesse de déplacement comprise entre 10 et 11 cm/an.

G. GUILLE, D. BUIGUES, A. GACHON et G. RUZIÉ

Orientation bibliographique

AISSAOUI (D.M.), BUIGUES (D.) et PURSER (B.H.) - 1986 - Model of reef diagenesis: Mururoa atoll, French Polynesia. - In: Schroeder and Purser Eds., Reef diagenesis, Springer-Verlag Berlin: 27-52.

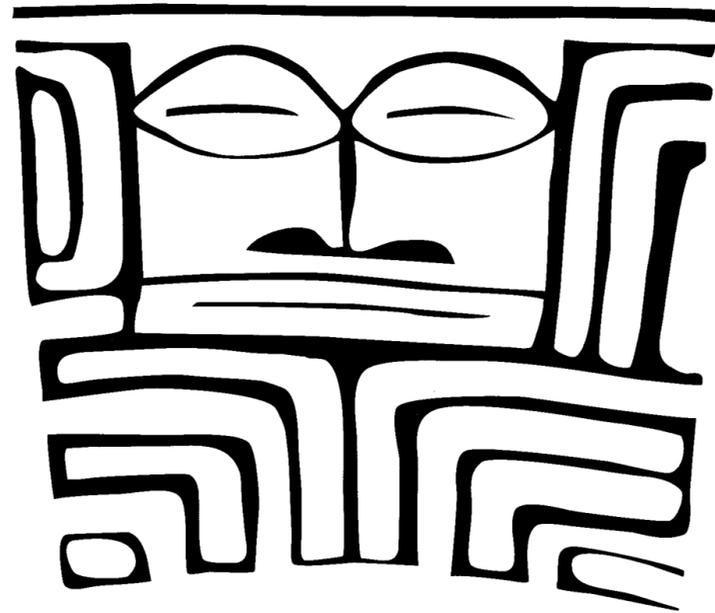
BARDINTZEFF (J.M.), DEMANGE (J.) et GACHON (A.) - 1985 - Petrology of the volcanic bedrock of Moruroa (Tuamotu archipelago, French Polynesia). *J. Volc. Geoth. Res.*, 28: 55-83.

BUIGUES (D.) - 1985 - Principal facies and their distribution at Moruroa atoll (French Polynesia). Fifth Intern. Coral Reef Congr., Tahiti, 3: 249-255.

LÉOTOT (C.) et BROUSSE (R.) - 1988 - Entre les deux îles de Tahiti, la région de Taravao est un volcan autonome à deux caldeiras ouvertes au sud-ouest (Archipel de la Société, Polynésie française). *C.R. Acad. Sc.*, Paris, 304, II (2): 99-102.

WAGNER (C.), GUILLE (G.), COQUILLAT (J.L.) et VELDE (D.) - 1988 - Zr-Rich clinopyroxenes in a comenditic trachyte from Moruroa (French Polynesia). *Bull. Mineral.*, 111: 523-534.

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.