



## LA GÉOLOGIE DES ÎLES HAUTES

Les îles qui émergent de l’océan Pacifique sont, sans exception, d’origine volcanique.

Elles sont nées soit à l’ancienne ride Est-Pacifique, comme les îles Tuamotu, soit à la verticale d’un point chaud fixe ou “hot spot”, situé sous la plaque océanique, comme les îles Marquises, les îles Gambier, les îles de la Société et les îles Australes.

Chaque point chaud donne naissance à un alignement de monts sous-marins, d’îles émergées et d’atolls. La production magmatique, renouvelée depuis l’interface “Noyau-Manteau inférieur”, est générée dans une zone fixe du “Manteau Supérieur” sous la lithosphère océanique. Au fur et à mesure que celle-ci s’accroît à la ride Est-Pacifique, les nouvelles fractions repoussent les plus anciennes, dans la direction N 120°. Dans son défilé à la verticale du point chaud, la croûte ancienne sert alors d’assise à des appareils volcaniques dont la croissance cesse lorsque la plaque océanique a quitté la zone anormale.

D’autres hypothèses ont été proposées pour expliquer les chaînes de volcans intra-océaniques: propagations de fissures (BETZ et HESS - 1942); bombements diapryriques (MC DOUGALL - 1971); rouleaux longitudinaux de convection dans le Manteau Supérieur (RICHTER - 1973).

Quoi qu’il en soit, les alignements volcaniques sont des chaînes linéaires faites d’une succession de volcans, isolés les uns des autres ou, le plus souvent, en excroissances au-dessus d’un plateau continu, dominant d’un millier de mètres les fonds environnants. L’âge des îles augmente lorsqu’on s’éloigne du point chaud. La géochimie des magmas émis par le “panache du point chaud”, différente de celle des magmas de la ride océanique, est soit tholéïitique, soit basaltique alcaline. Plusieurs chimismes se succèdent au cours de la croissance en passant généralement d’un magma de basaltes alcalins à celui de tholéïites à olivine, puis de basaltes alcalins. L’essentiel de la partie émergée des îles est tholéïitique (îles Gambier, Eiao dans les îles Marquises) ou, le plus souvent en Polynésie, formée de basaltes alcalins (Tahiti). La hauteur des volcans émergés diminue au fur et à mesure qu’ils s’éloignent du point chaud.

Dans l’archipel de la Société, par exemple, les altitudes diminuent depuis les 2 241 m de l’Orohena à Tahiti jusqu’aux 380 m de Maupiti. Au-delà, le volcan est immergé, son enfoncement étant compensé par la croissance corallienne. Ainsi, aux volcans hauts succèdent les atolls dans lesquels la partie volcanique est d’autant plus enfoncée que le volcan est plus ancien. Cette évolution rapide, en 5 millions d’années pour les volcans de Polynésie, est plus lente lorsque les volcans sont plus importants. Par exemple, le passage des volcans hauts aux atolls s’est fait en 7 millions d’années à Hawaï (Fig. 1).

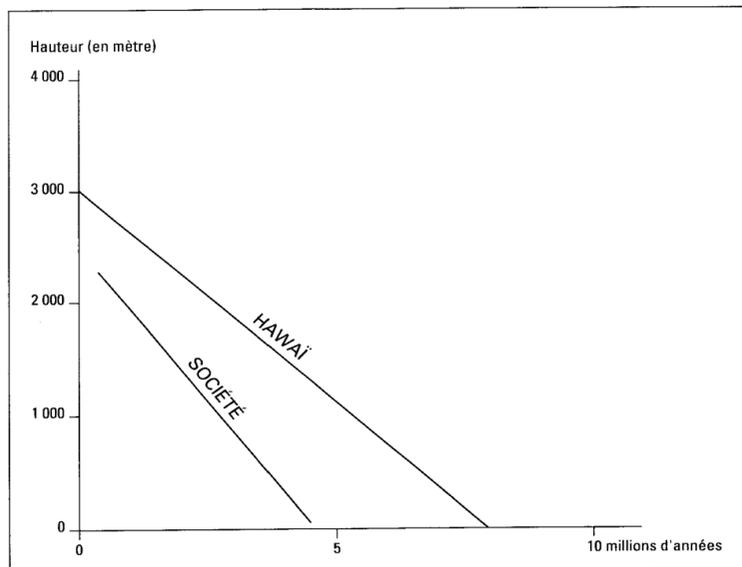


Fig. 1: Hauteur des îles en fonction de leur âge

En Polynésie française, du nord au sud, on peut distinguer cinq alignements volcaniques:

- les îles Marquises, depuis Fatu Hiva au sud-est jusqu’à Eiao au nord-ouest;
- les îles Tuamotu, entièrement constitués d’atolls et de monts sous-marins;
- l’alignement Pitcairn – Gambier, depuis l’île de Pitcairn jusqu’à l’atoll Hereheretue, en passant par les îles du Duc de Gloucester;
- l’alignement de l’archipel de la Société, depuis l’île de Mehetia jusqu’à l’atoll de Bellingshausen;
- l’alignement Cook – Australes, depuis le volcan sous-marin actif Macdonald, au sud-est, jusqu’à l’atoll de Palmerston.

Nombre de géologues faisant escale à Tahiti, ou dans les îles, ont publié de courtes notes sur la pétrographie des laves. En revanche, l’aspect géologique des volcans n’a donné lieu qu’à de brefs aperçus en ce qui concerne les îles Australes et les îles Marquises (OBELLIANNE - 1955). Il existe une carte géologique simplifiée de chacune des îles de la Société (DENEUFBOURG - 1965). Depuis une quinzaine d’années, un programme de cartographie des huit îles majeures de la Société est en cours: **Mehetia** (MOTTAY - 1976), **Taravao** (LÉOTOT et BROUSSE - 1987), **Tahiti Nui** (BROUSSE, BOUTAULT et al. - 1985; BROUSSE et GELUGNE - 1987; GELUGNE - 1988), **Moorea** (BLANCHARD - 1978), **Huahine** (BROUSSE et al. - 1983), **Raiatea** (BROUSSE et BERGER - 1985), **Tahaa** (BROUSSE et al. - 1986), **Bora Bora** (BROUSSE, et al. - 1986).

Trois feuilles de la carte de Tahiti Nui à 1/25 000 ont déjà été publiées: **Papeete** (BROUSSE et al. - 1987); **Punaauia-Paea** (GELUGNE et BROUSSE - 1987); **Papara-Taravao** (LÉOTOT et al. - 1990).

## LES ÎLES DE LA SOCIÉTÉ

L’alignement de cet archipel s’étendant sur 800 km de long, depuis l’île de Mehetia jusqu’à l’atoll de Bellingshausen, possède une zone actuellement active autour de Mehetia. Des 14 édifices volcaniques, seuls les 10 premiers sont des îles hautes. Les quatre autres, au nord-ouest, sont des atolls. La distance entre les différents volcans est de 60 km mais certains d’entre eux sont plus proches: Tahiti Nui et Tahiti Tiarapu, reliés par le volcan de Taravao (LÉOTOT - 1988); Huahine Nui et Huahine Iiti, reliés par l’isthme de Maroe; Raiatea et Tahaa, inclus dans le même lagon.

## LE SCHÉMA STRUCTURAL ET L’ÉDIFICATION DES ÎLES

Les îles de la Société (Fig. 2) ne sont pas distribuées sur une seule ligne. Elles jalonnent plutôt cinq bandes parallèles de direction N 120°, direction qui est celle du mouvement de dérive actuelle de la plaque Pacifique.

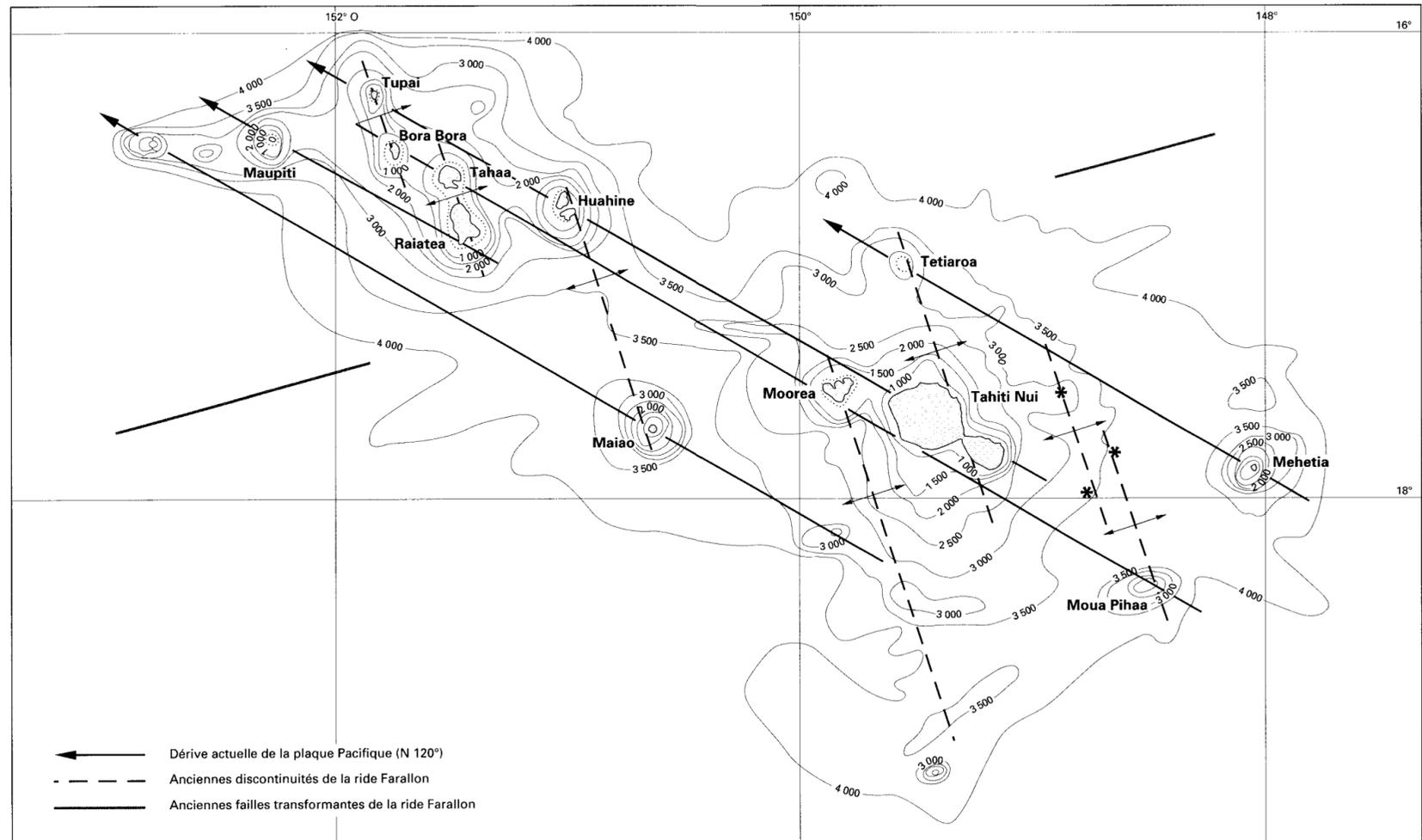


Fig. 2: Schéma structural de l’archipel de la Société (Bathymétrie CNEXO, 1974)

Dans ces bandes, les édifices volcaniques sont à la croisée des deux directions N 120° et N 160°, cette dernière reliant Tupai à Bora Bora, Tahaa à Raiatea dans le même lagon, Huahine à Maïao, Moorea à deux hauts-fonds anonymes et Tetiaroa à Taravao. Dans la zone active elle-même, les volcans sous-marins Moua Pihaa, Teahitia et deux monts sous-marins anonymes sont situés selon le même canevas.

La direction N 160° (N 160° ± 10) est également la direction majeure d’injection des dykes des îles et c’est aussi celle des deux bandes de répartition des massifs phonolitiques tardifs (N 170°) à Huahine (MACHÉREY - 1984) et à Raiatea (BROUSSE et BERGER - 1985). La direction de la bande de distribution des séismes durant la période 1983-1984 au voisinage de Mehetia (TALANDIER et OKAL - 1984) est orientée de la même façon.

Chaque île volcanique émergée a une contrepartie immergée, haute de 4 000 m environ. Les phases d’édification des parties actuellement sous-marines seront étudiées plus loin.

Les volcans polynésiens, à chimisme globalement alcalin, ont une activité qui conduit à la formation d’une large caldeira centrale, par rapport à laquelle sont repérés les stades de construction, précaldeira, syncaldeira, postcaldeira et, enfin, tardif, à la fois postcaldeira et postérosion.

La plus grande des caldeiras, celle de Tahiti Nui, d’un diamètre de 8 km, a un rejeu vertical de l’ordre de 1,5 km. Celle de Moorea est à peu près de même taille alors que dans les autres îles, les diamètres sont de l’ordre de 5 à 6 km, à l’exception de la petite caldeira de Huahine (Tableau 1).

En raison de l’importance de l’effondrement, le plancher de la caldeira est peu élevé au-dessus du niveau marin. A Tahiti Nui, il n’est qu’à la cote de + 90 mètres. A Moorea, il est déjà, pour partie, envahi par la mer (baies de Cook et de Opunohu), alors qu’à Bora Bora, il ne subsiste plus que la partie la plus haute des remparts d’une caldeira presque totalement immergée (BROUSSE, et al. - 1986).

Tableau 1: Dimensions des îles et de leurs caldeiras dans l’archipel de la Société

ÎLES	Distance à Mehetia (en km)	Diamètre actuel de l’île (en km)	Diamètre de la caldeira (en km)	Alt. du plancher de la caldeira (en m)
TAIARAPU	96	15	6	160
TAHITI NUI	130	35	8	90
MOOREA	171	16	85	70
HUAHINE	325	7	18	non déterminable
RAIATEA	360	11	5	10
TAHAA	380	11	5	ennoyé
BORA BORA	410	8	44	ennoyé

### □ Le stade précaldeira

Lorsque le volcan aérien a atteint une taille de l'ordre de quelques centaines de mètres au-dessus du niveau de la mer, l'explosivité diminue et, dès lors, les coulées prédominent. Ce sont même souvent les seuls produits émis. Le point de sortie, généralement central, est quelquefois remplacé par une ligne fissurale ou par un rift généralement orienté selon l'axe nord-ouest – sud-est des archipels. Depuis ces lieux d'émission, les coulées s'inclinent doucement de 2 à 10 degrés en s'empilant les unes sur les autres jusqu'à constituer les épaisseurs énormes que l'on peut voir dans les falaises du cœur de Tahiti, sous l'Orohena. Autour de la cheminée centrale, un épaississement de laves dessine souvent un mucron. Dans certains cas, les coulées forment des séries régulières de couches de 0,5 à 3 mètres d'épaisseur, ce qui confère au volcan la forme d'un grand bouclier posé à plat, et leur succession mime alors l'ordonnance des terrains sédimentaires stratifiés. Mais, dans d'autres cas, elles n'ont qu'une extension latérale limitée.

Elles sont formées de laves peu différenciées, des basaltes aux hawaïtes, associées à des picrites de type océanites, dont certaines recèlent des nodules de péridotites (BERGER et al. - 1983; BROUSSE et BERGER - *op. cit.*; BROUSSE, et al. - *op. cit.*; BERGER et GELUGNE - 1987).

Dans le fonctionnement de ces volcans, ont été identifiés, en particulier à Taravao, des cycles d'éruptions (LÉOTOT - *op. cit.*) qui, inversant la stratigraphie du réservoir, commencent par des hawaïtes et se terminent par des océanites.

Le mode d'écoulement de la plupart des coulées est celui de tubes de lave (encore dits tubes-lavas), du moins lorsque les roches sont aphyriques, car pour les laves porphyriques dont la viscosité est augmentée par la présence des phénocristaux, l'écoulement se fait plutôt en nappes.

Dans le premier type d'écoulement, la lave, au lieu de s'étaler, progresse en couloirs plus ou moins grands dans lesquels le refroidissement provoque la formation d'une croûte superficielle, seule la partie centrale restant fluide. Il s'agit dès lors de tubes de lave dont la taille varie de quelques décimètres à plusieurs mètres. Deux cas peuvent alors survenir :

- dans le premier cas, le tube après avoir servi de voie de transit, ne reçoit plus de lave du fait de l'arrêt de l'éruption ou d'un changement de direction de la coulée. La cavité axiale, parfois de grande taille, persiste.
- dans le second cas, le plus général d'ailleurs, le tube vidé n'est plus suffisamment résistant et il s'écrase sous le poids des coulées supérieures. Le vide disparaît alors.

La fin du stade précaldeira est marquée par un gonflement sommital, qui se traduit par l'ouverture de fissures radiaires dans lesquelles s'injectent des dykes (BROUSSE, et al. - *op. cit.*).

### □ Le stade syn- à postcaldeira: effondrement de la caldeira

L'effondrement polyphasé de la caldeira est accompagné, à chacun des affaissements, d'expulsion de laves, depuis des points de sortie situés au bord de la caldeira ou en position marginale adventive. Dans chacun de ces cycles d'éruption, la différenciation est poussée jusqu'aux mugéarites, voire, plus exceptionnellement, jusqu'aux benmoreites (BLANCHARD et al. - 1981). Une partie des laves s'étale sur les pentes externes, tandis qu'une autre partie comble la caldeira. Il est, dès lors, difficile de séparer ce stade syncaldeira du stade postcaldeira dont les points de sortie sont essentiellement cantonnés dans l'enceinte effondrée.

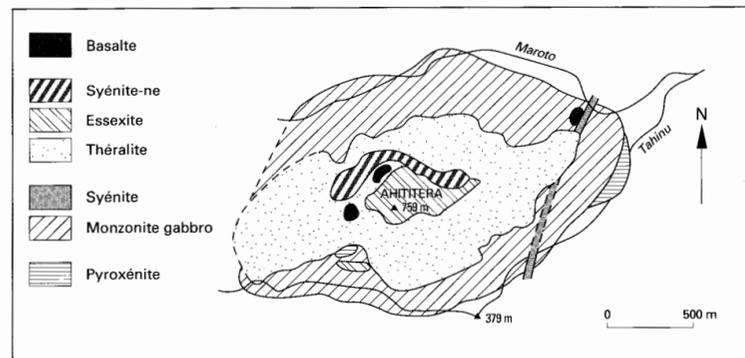


Fig. 3: Carte schématique du massif grenu d'Ahititera au sein de la caldeira de Tahiti Nui

Lorsque les complexes grenus sont mis en place relativement près de la surface, ils sont rapidement dégagés par l'érosion. Ils affleurent dans toutes les îles, à l'exception de Mehetia. Le plus représentatif d'entre eux est le complexe de Ahititera, à Tahiti Nui, fait d'un empilement de deux intrusions en arceaux ou harpolithes (BARDINTZEFF - 1988) (Fig. 3 et 4).

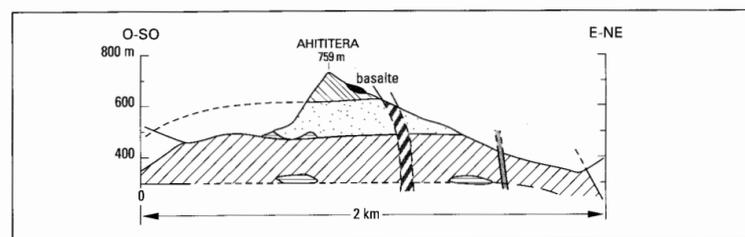


Fig. 4: Coupe interprétative O-SO - E-NE du massif d'Ahititera

### □ Les stades postérosion

Les émissions de laves s'interrompent à la fin du cycle précédent, durant un laps de temps suffisant pour que le creusement des vallées radiaires s'effectue. Puis, à partir de points de sortie situés dans la caldeira ou sur les flancs du volcan, sont émis des produits accompagnés de coulées boueuses (lahars), qui emplissent le fond des vallées. Il en est ainsi à Tahiti Nui (BOUTAULT - 1985), où l'une de ces formations a comblé la vallée de la Papenoo avant d'être érodée par la rivière qui n'en a laissé subsister que des lambeaux.

Mais parfois, l'activité postérosion est limitée à l'extrusion de dômes de phonolite recoupant les formations antérieures, selon un alignement de direction N160° comme à Huahine, où cinq de ces appareils sont disposés en deux bandes parallèles (BROUSSE et al. - 1983). À Raiatea, cinq dômes alignés (BROUSSE et BERGER - *op. cit.*) ont également été mis en évidence.

Le stade postérosion est, dans la plupart des îles, le plus différencié des cycles de construction aérienne des îles.

Les stades pré-, syn- à postcaldeira et postérosion des volcans polynésiens à chimisme alcalin sont à rapprocher des phases dites en bouclier, post-bouclier (tholeitic shield and alkalic postshield), puis de réactivation juvénile (alkalic rejuvenated) des volcans essentiellement tholéitiques de Hawaï (CLAGUE et DALRYMPLE - 1987).

Les deux premiers stades sont faits de cycles répétitifs qui exigent une fréquente réalimentation du réservoir, depuis la zone du manteau et, de ce fait, ils sont attribués au fonctionnement du point chaud (LÉOTOT - *op. cit.*).

En revanche, le stade postérosion, généralement fortement différencié et unique, survient plus ou moins longtemps après les éruptions principales. La durée de séjour du magma dans la chambre est suffisamment longue pour que les termes ultimes de la différenciation soient obtenus. Le réservoir ne serait donc pas (ou peu souvent) réalimenté et il pourrait alors être, soit déconnecté, soit associé à une lentille décapitée du point chaud (MC DOUGALL - *op. cit.*).

### L'ÉDIFICATION DE LA TOTALITÉ DES ÎLES ET LA GÉOCHRONOLOGIE DE L'ALIGNEMENT DE LA SOCIÉTÉ

On considère que la vitesse de dérive des masses volcaniques, formées au point chaud, est celle de la plaque Pacifique. Pour une vitesse de rotation de  $1,00 \pm 0,02^\circ$  par million d'années autour du pôle hawaïen, à  $70^\circ$  N -  $101^\circ$  O (MC DOUGALL et DUNCAN - 1980), ce déplacement est de  $11,1 \pm 0,2$  cm par an à la latitude ( $86^\circ$ ) de l'archipel de la Société par rapport à ce pôle.

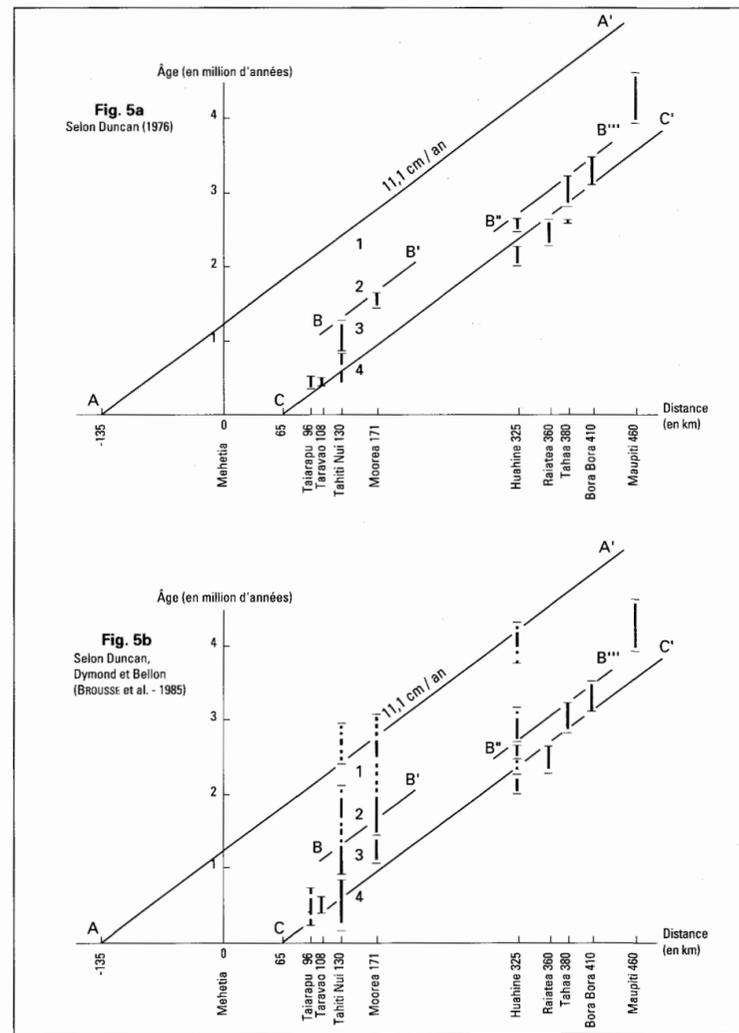


Fig. 5: Âges mesurés, par datation absolue K/Ar, des îles de la Société

À cette vitesse, les 200 km de la zone active de Mehetia, seront traversés par la plaque en 1,80 million d'années, ce qui fixe la durée de construction des masses volcaniques au point chaud.

Cette durée comprend les phases de construction sous-marine (Phase I) puis aérienne, cette dernière étant elle-même subdivisée en une partie subaérienne (JACKSON et al. - 1980), immergée par subsidence (Phase II) et une partie aérienne, émergée (Phase III). L'activité du point chaud se limite, selon ce modèle à l'acquisition des Phases I, II et III, la phase postérosion (Phase IV), tardive, ne se déroulant pas au niveau de la bande active, ainsi que nous venons de le mentionner.

Les données obtenues par datations absolues K/Ar, sont reportées à la Figure 5 (a et b), où la position de chaque île, portée en abscisse, est repérée à partir de Mehetia (point zéro). Le centre de chaque île est projeté sur la droite N120° passant par Mehetia.

L'activité du point chaud est délimitée par la droite A-A' du début de construction sous-marine (Phase I) qui, avec une pente de 11,1 cm/an, passe par le point A, à 135 km de Mehetia. La fin de construction aérienne (Phase III) est limitée par la droite parallèle C-C', passant par le point C, 200 km plus loin que A, et à 65 km à l'ouest de Mehetia. De fait, la droite C-C' est bien l'enveloppe des âges les plus jeunes repérés dans chacune des îles, exception faite des réactivations postérosion.

Les datations (Fig. 5a), situées sous C-C', correspondent aux laves de la Phase IV tardive, telles que les coulées de vallée et les lahars de Tahiti Nui, les dômes phonolitiques de Huahine et de Raiatea, les coulées de remplissage de la caldeira de Raiatea, et enfin, les dykes recoupant le remplissage de la caldeira de Haamene, à Tahaa.

Le début de la construction aérienne (Phase III) est repéré par les droites B-B' et B''-B''', parallèles aux précédentes (A-A' et C-C'), enveloppes des points des plus vieux âges de Tahiti Nui et de Moorea (B-B') d'une part, de Huahine, Tahaa et Bora Bora (B''-B'''), d'autre part.

Les parties actuellement émergées des îles du Vent (de Tairapu à Moorea), se seraient donc édifiées en 0,75 Ma (écart entre les droites C-C' et B-B'), alors que celles qui subsistent, dans les îles Sous-le-Vent (de Huahine à Bora Bora), auraient été construites en 0,36 Ma (écart entre les droites C-C' et B''-B''').

Cette différence ne peut être mise au compte d'altitudes initiales beaucoup plus élevées dans les îles du Vent que dans les îles Sous-le-Vent, car leurs volumes (Fig. 6), sont du même ordre de grandeur. Elle semble provenir d'une subsidence résiduelle affectant les îles les plus anciennes dont la base des parties aériennes seraient actuellement immergées.

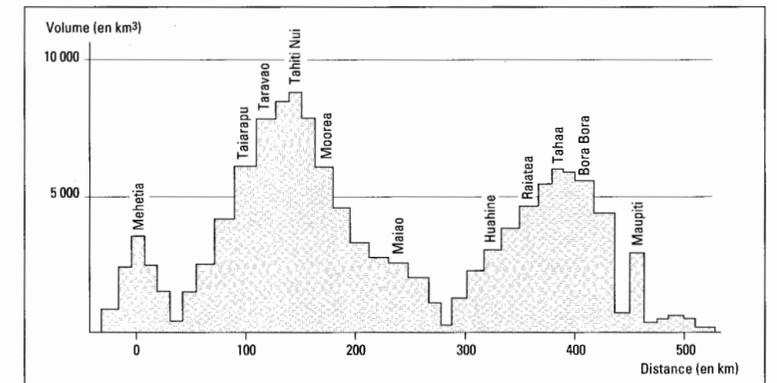


Fig. 6: Volume des produits volcaniques des îles de la Société au-dessus de la cote - 3 600 m

### L'ÉVOLUTION DE LA SUBSIDENCE

À la subsidence résiduelle s'ajoute une subsidence acquise au cours du premier million d'années de construction des îles (BODINE et al. - 1981). Son importance est considérable, les données théoriques et les mesures géophysiques à Hawaï, notamment, aboutissant à des résultats similaires.

Sous le poids des laves, le volcan s'enfoncé dans la lithosphère ancienne (80 Ma pour l'archipel de la Société, MC NUTT - 1984), dont les propriétés mécaniques ont été modifiées au passage du point chaud.

Autour de l'île, se crée un fossé que comblent les matériaux d'érosion. L'enfoncement entraîne un relèvement compensatoire en arc (SUMMERHAYES - 1967) qui, autour de Tahiti (LAMBECK - 1981), aurait 35 m d'amplitude à 220 km de distance. Ce mouvement affecte l'atoll de Makatea dans l'archipel des Tuamotu, mais il devrait aussi intéresser les îles Sous-le-Vent à la hauteur de Huahine (PIRAZZOLI et MONTAGGIONI - 1985), encore que là, ses effets soient compensés par ceux de la subsidence résiduelle.

La lithosphère a, sous l'effet du poids des îles, l'allure d'un cône renversé (WATTS - 1985) (Fig. 7) dont la flèche serait, selon Lambeck (1981), de 6 300 m et de 5 700 m à la verticale respectivement des îles du Vent et Sous-le-Vent. En 1 Ma (Million d'années), ce diaporisme inverse, ou "sagduction" (GOODWIN et SMITH - 1980), se serait produit à des vitesses de 6,3 mm/an et de 5,7 mm/an, pour les îles du Vent et Sous-le-Vent.

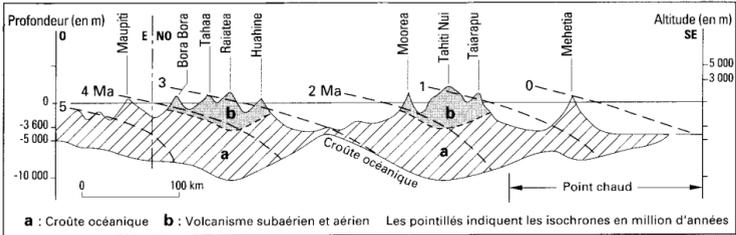


Fig. 7: Modèle proposé d'édification des îles de la Société

## L'ÎLE DE TAHITI

L'ensemble de l'île de Tahiti est formé de 3 volcans: Tahiti Nui, le volcan principal; Taïarapu ou la presqu'île, au sud-est et, entre les deux, le volcan de Taravao.

### LA PRESQU'ÎLE DE TAIARAPU

Taïarapu, situé au sud-est de Tahiti Nui, est relié à celui-ci par l'isthme de Taravao où l'on sait maintenant que le volcan de Taravao forme une troisième unité indépendante.

Taïarapu est un édifice circulaire de 15 km de diamètre, dont les pentes primitives plongent d'environ 14° depuis le point central dont l'altitude initiale se situait vers 2 000 m. Comme tous les volcans polynésiens, la partie centrale s'est effondrée en une caldeira de 6 km de diamètre.

La cartographie géologique n'en a pas encore été réalisée.

### TAHITI NUI

Le volcan de Tahiti Nui a environ 12 700 mètres de haut, dont 9 700 m sont actuellement immergés, si l'on tient compte de la subsidence qui déprime la croûte de près de 6 000 mètres. Sur cette épaisseur, se sont accumulés les produits des éruptions sous-marines, subaériennes et aériennes. La durée de construction aérienne de Tahiti Nui s'étend de 1,35 à 0,60 Ma (c'est-à-dire durant 0,75 Ma).

Un basculement général selon un axe nord-ouest – sud-est, affecte l'ensemble de l'édifice et provoque un relèvement des parties sud et ouest de l'île.

Trois phases de construction de la partie aérienne du volcan de Tahiti Nui ont été reconnues:

**a. La première phase est celle de la formation d'un volcan en bouclier.** Les laves sont issues, pour l'essentiel, de la partie centrale. Les coulées se sont épanchées sur des pentes relativement faibles jusqu'à la côte. Leurs surfaces sont parfois encore conservées entre deux rivières. Quelques éruptions adventives ont perturbé cet agencement régulier. Durant cette phase, se distinguent quatre épisodes successifs:

- un **épisode de coulées massives porphyriques** est caractérisé par des basaltes enrichis en grands cristaux de pyroxènes (ankaramites) ou d'olivines (océanites). La puissance moyenne des coulées est de 2 à 4 mètres. Leur toit et leur base sont faiblement scoriacés, alors que leur cœur est massif, grossièrement prismé.

- un **épisode de coulées fluides**, se signale par de nombreux tubes-lavas, dont les surfaces sont lisses ou drapées (coulées pa-hoe-hoe), alors qu'au-dessous, les laves sont très vacuolaires, ce qui leur confère une apparence dite en "nids d'abeilles". Ce sont des basaltes ou des hawaïtes, peu différenciés. Des coulées plus massives et enrichies en pyroxènes et olivines, alternent avec les coulées aphyriques plus fluides.

- un **ouvel épisode** met ensuite en place des **coulées différenciées**, épaisses et fréquemment prismées. On y trouve également des coulées à débit lamellaire de tahitites, des roches claires, différenciées, à patine grisâtre. L'âge, obtenu par datation K/Ar, à 0,57 Ma, en fixe la fin.

- un **épisode de coulées peu épaisses de basaltes porphyriques** enrichis en olivines et pyroxènes, est daté de 0,53 Ma.

Le volcanisme adventif, producteur de scories basaltiques, et relativement limité est essentiellement intercalé dans l'épisode des coulées fluides.

**b. La deuxième phase est celle de l'effondrement de la caldeira**, d'un diamètre de 8 km, qui s'est vraisemblablement opéré aussi en plusieurs épisodes successifs, chacun d'entre eux étant accompagné par des éruptions dont les conduits d'alimentation étaient situés à proximité des failles bordières ou à l'intérieur de la caldeira. Ces éruptions ont donné naissance à des **coulées** et à des **lahars** que l'on retrouve dans le cœur de la caldeira. L'un des derniers effondrements a affecté également le sous-sol de la structure et, dans le décollement créé, s'est injecté du **magma** qui a pu, dans ces conditions, refroidir lentement et donner les **roches grenues** du massif d'Ahititera (Fig. 3), au centre de la caldeira.

**c. Durant la troisième phase**, les remparts de la caldeira ont été attaqués par l'érosion, et en un temps géologiquement court, se sont échancrés à la hauteur des grandes rivières de l'île dans le secteur de la Papenoo notamment.

Dès lors, les coulées de laves naissant aux lèvres de la caldeira se sont engouffrées dans les vallées et ont pu descendre jusqu'à la mer (Niuru). Ce sont les "**coulées de vallée**" formées de basanites, fortement déficitaires en silice, généralement épaisses et bien prismées. Ultérieurement elles ont pu être disséquées par l'érosion et elles ne se retrouvent alors plus qu'en terrasses. Quatre cycles successifs de creusement-remblaiement ont été ainsi mis en évidence le long de la vallée de la Papenoo.

En alternance avec les coulées, les vallées peuvent être comblées par des lahars.

### TARAVAO

Le volcan de Taravao a réuni les volcans initialement séparés de Tahiti Nui, au nord-ouest, et de Tahiti lti (Taïarapu), au sud-est. Il apparaît posé sur la pente ouest du volcan de Taïarapu (Fig. 8).

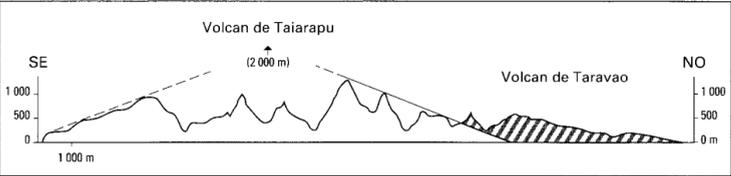


Fig. 8: Structure composite de la presqu'île de Tahiti

Carte géologique de Tahiti, montrant les zones de construction des îles de la Société.

Ce complexe volcanique (LÉOTOT et BROUSSE - 1987 ; LÉOTOT - *op. cit*), est une unité semi-circulaire, effondrée en son centre en une caldeira de 4,8 km de diamètre. Il est dissymétrique en raison de son mode de construction car il s'est édifié sur les pentes ouest du volcan de Taïarapu, assez fortement inclinées, ce qui a facilité d'importants glissements. Un décollement semi-circulaire, de plus grande amplitude (9 km dans son axe nord-ouest – sud-est) que celui de la caldeira, s'est notamment produit.

L'ajout du volcan de Taravao sur les pentes de Taïarapu conditionne la morphologie de cette région. En effet, à la différence des volcans de Tahiti Nui et de Taïarapu qui possèdent, tous deux, une falaise côtière d'une cinquantaine de mètres de hauteur, celui de Taravao n'en possède pas. Les seules falaises observées sont à l'intérieur, aux flancs des vallées encaissées.

L'unité géomorphologique principale est une planèze aux pentes douces (de 3 à 5°) descendant progressivement vers la mer, sans rupture topographique notable.

Les vallées sont profondes et le plus souvent assez courtes. Seules l'Aoma, au lit majeur large de 200 m, forme un delta dans l'étroite plaine littorale.

Le volcan de Taravao est plus jeune que ceux de Tahiti Nui et de Taïarapu. Sa structure aérienne s'est édifiée en moins de 100 000 ans. Les datations K/Ar montrent que la partie émergée s'est construite en quelques dizaines de milliers d'années. Plus précisément, le cycle antécaldeira est daté de 0,487 Ma BP, le cycle syncaldeira s'est effectué il y a 0,476 Ma, âge moyen des phonolites, ce confirme l'âge moyen des trachyphonolites, 0,470 Ma; l'épisode tardicaldeira n'a pu être daté et les séquences postcaldeira se sont mises en place entre 0,466 et 0,418 Ma.

L'histoire de la construction de Taravao s'est déroulée en quatre grandes phases:

**a. La première phase, antécaldeira**, a donné un volcan irrégulier. L'empilement des laves, en grande partie masqué par les épanchements ultérieurs, affleure (15,5 % des laves affleurantes) à l'intérieur comme à l'extérieur de la caldeira, ce qui permet d'évaluer le rejeu de l'effondrement. Plusieurs points d'émission se succèdent, du nord-ouest au sud-est, le long d'une fracture de direction N 150°.

**b. La deuxième phase, syncaldeira**, voit la formation d'une caldeira semi-circulaire. C'est une dépression effondrée, elliptique, ouverte au sud-ouest, dont le grand axe nord-ouest – sud-est a environ 9 km. Une fracture curviligne externe, dont le grand axe a 18 km, sans rejeu vertical apparent, accompagne cet effondrement. La dépression réduite à sa moitié nord-est, n'a pas une forme circulaire parfaite. La partie sud a, en effet, un rayon de courbure beaucoup plus faible que la partie nord. L'effondrement, lui-même, n'est pas régulier, car la dénivellation de 300 m au sud est réduite à 100 m dans la partie nord.

Un déséquilibre de charge semble être à l'origine de cette dissymétrie, car les laves, au lieu d'avoir une dispersion rayonnante, ne peuvent s'épancher qu'au nord-ouest. La surcharge d'un seul des pans de la structure, entraîne un effondrement différentiel, une "collapse" rappelant celles des enceintes successives du Piton de la Fournaise, dans l'île de la Réunion.

Les laves syncaldeira constituent des extrusions différenciées. Cantonnées exclusivement à l'intérieur de la dépression effondrée, elles se répartissent selon trois unités différant par leur position et par leur époque de mise en place.

Des laves de phonolite s'injectent le long de la faille, alors que des extrusions de benmoreite au sud et un dôme-coulée de trachyphonolite au nord, apparaissent dans le fond de la dépression.

**c. La troisième phase, tardicaldeira**, se manifeste par la formation de **trois cônes secondaires** le long d'une fracture N 150°, parallèle à la côte sud-ouest du volcan de Taravao. Ce sont les cônes de Faana, Vairoa et Toahotu, placés à l'intérieur de la dépression effondrée, de taille réduite et partiellement masqués par les épanchements postcaldeira.

**d. La quatrième phase, postcaldeira**, est caractérisée par de nombreuses activités adventives vulcano-stromboliennes dont les matériaux représentent 85% du volume relatif total de la construction de Taravao. **Quinze édifices vulcano-stromboliens**, répartis le long des deux fractures annulaires, sont actifs. Dix d'entre eux sont situés sur la fracture externe et cinq sont placés le long de la faille bordant la dépression centrale. La constitution et le dynamisme de ces édifices sont variables, allant de la dominante explosive à la prédominance d'écoulements de lave. L'alternance de fonctionnement des cônes a pour effet de créer un empilement de coulées d'origine multiple, entre les deux grandes fractures.

Cette phase débute avec la mise en place des édifices situés le long de la faille externe. L'activité migre alors du nord au sud. Entrent ensuite en éruption les volcans situés au nord: Teamara, Rauvau et Aihiva qui s'épanchent en dehors de la caldeira. Puis se construisent, à l'est et au sud, les volcans des hauteurs de Puunui et de Tarania dont les coulées, après avoir franchi en un endroit le mur de la caldeira, s'étalent dans la dépression centrale. Au sud, enfin, s'édifie le volcan de Teahupoo.

### MOOREA

### TAHITI

### TAIARAPU

### TARAVAO

### VAIARAPA

### VAIATEPAHUA

### VIAUFAUFA

## L'ÎLE DE MOOREA

À l'ouest de Tahiti, dont elle est séparée par un chenal d'une quinzaine de milles de large, l'île de Moorea (135 km²) a une morphologie très tourmentée qui contraste beaucoup avec les formes massives de Tahiti.

Ses lignes de crêtes forment un amphithéâtre ouvert vers le nord au milieu duquel se dresse, isolé, le mont Rotui (900 m) séparant les deux grandes baies de Cook et d'Opunohu (3 km de longueur sur 500 m de large). Le mont Tohivea, sommet de l'île, culmine à 1 207 m.

De forme triangulaire de 15 km de côté, l'île correspond à un appareil volcanique déjà profondément disséqué par l'érosion.

La caldeira est délimitée par une ligne de crêtes très dentelée, en demi-cercle, ponctuée par une série de pics (Tohivea 1 207 m, Muaputa 830 m, Muarua 880 m, Muapu 762 m, Tearai 770 m). Mesurant 4 km du nord au sud sur 6 km d'est en ouest, elle s'ouvre au nord sur la mer. Son plancher, ennoyé sous les deux baies de Paopao et d'Opunohu, se relève progressivement jusqu'à 300 m. La falaise subverticale qui la limite est formée d'un empilement de coulées subhorizontales.

L'ensemble du nord-est est fait d'une succession de coulées inclinées vers le nord. Il est disséqué par la large vallée de Maharepa et par de nombreuses vallées étroites, parallèles, de direction nord-est – sud-ouest débouchant dans le lagon en voie de comblement définitif au niveau du lac Temae.

Le nord-ouest de l'île, fortement raviné par de petites vallées étroites, est formé d'un empilement subhorizontal de scories et de laves différenciées.

Le mont Rotui, dressé au milieu de la caldeira, est limité par les deux grandes vallées de Paopao et d'Opunohu. Il présente une asymétrie nord-sud, seul son versant sud montant brutalement en une série de paliers successifs.

La succession des événements volcano-tectoniques participant à la genèse du volcan aérien de Moorea paraît être la suivante:

- un **cône de type hawaïen** s'établit, fait d'une alternance de termes peu différenciés et de benmoreites, ces dernières étant plus abondantes au nord-est.

- le **cycle benmoreitique** qui suit, de 150 à 200 m de puissance, recouvre sans hiatus les formations précédentes. Le même matériel est émis par la cheminée adventive du Maraarii constituant le massif nord-ouest (500 m de coulées et de scories).

- l'**effondrement de la caldeira** est caractérisé par de nombreuses intrusions, en particulier dans la moitié ouest de l'île où le fonctionnement du conduit adventif crée des tensions supplémentaires.

- un **empilement de 900 m de benmoreites et de basaltes** associés au plancher de la caldeira se forme ensuite.

- des **basaltes** et des hawaïtes qui forment les sommets de l'île, sont émis, puis déchiquetés par l'érosion, en particulier dans le secteur nord-ouest.

- une **faille** de direction est-ouest ampute le volcan de sa partie nord.

## L'ÎLE DE HUAHINE

Cette île, globalement allongée suivant une direction nord-sud, a une forme grossièrement rectangulaire (13 x 8 km) que souligne bien le récif-barrière. Celui-ci, situé à une distance de 400 m à 3 km de la côte, limite un lagon pratiquement comblé dans la partie nord, où des traces de soulèvement actuel sont à signaler.

L'ensemble est constitué de deux îles, Huahine Nui au sud et Huahine lti au nord, placées dans une même enceinte corallienne. Elles sont séparées par un lagon large d'environ 1 km, sauf vers Honoava où les deux îles se touchent.

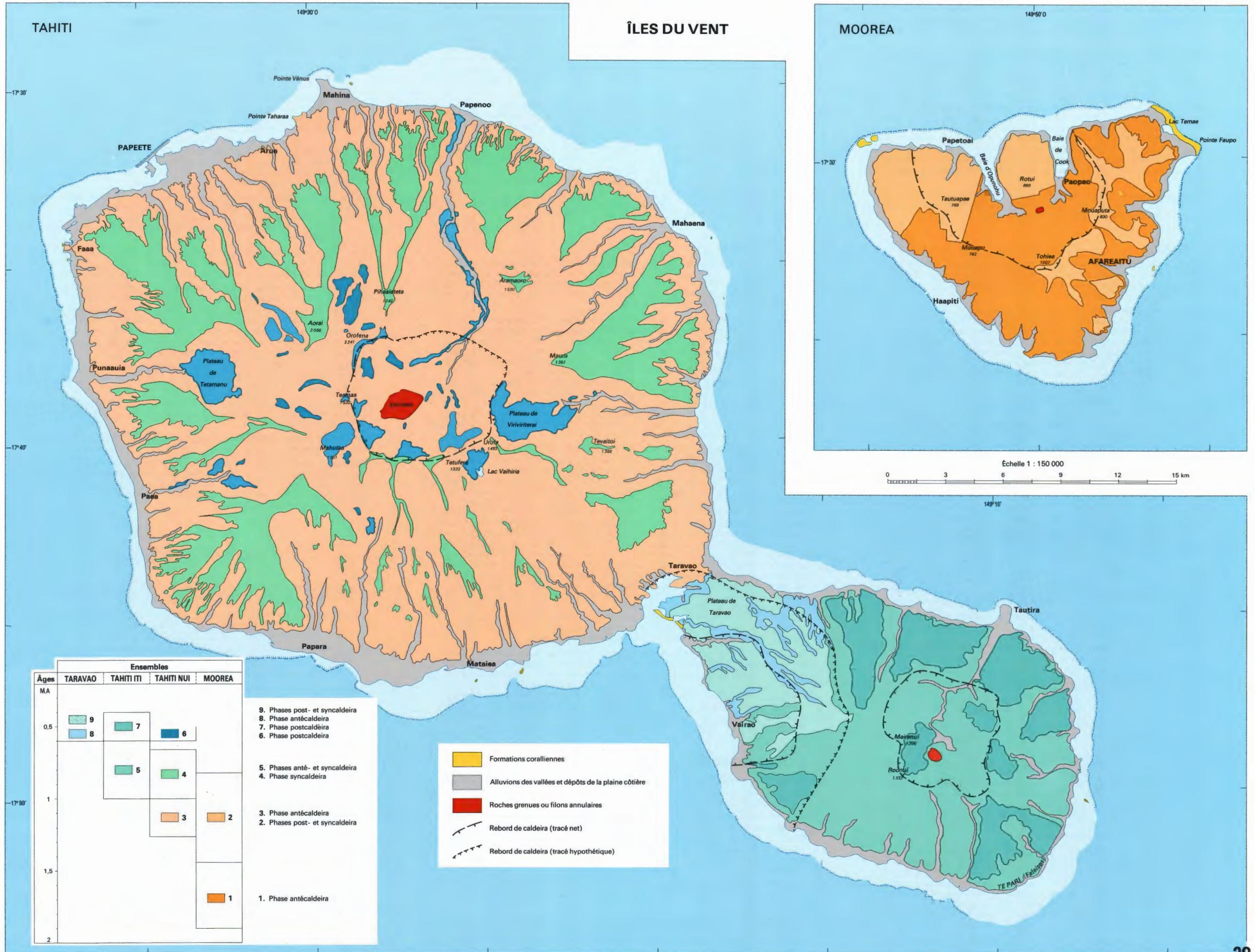
**Le volcan le plus ancien** est au sud et sa base circulaire, d'un diamètre de 8 km, englobe la presqu'île de Faaua située dans la grande île. De **type hawaïen**, il est constitué d'un empilement de **coulées basaltiques** métriques à faible pente (5 à 10°). Il n'est pas affecté par un effondrement central et les vallées rayonnent depuis son centre à 409 m.

**Le deuxième volcan** occupe la plus grande partie du sud de la grande île. Il est affecté d'une **importante caldeira** ouverte vers le nord. L'ensemble est relativement dégradé par l'érosion et il est difficile d'identifier les points satellites de sortie pourtant relativement nombreux. Ici encore le volcanisme est basaltique.

**Le troisième volcan**, le plus jeune, s'est édifié à l'intérieur de la caldeira précédente. Il présente un cratère prolongé par un fossé d'effondrement, un graben ouvert au nord. Il s'agit de l'édifice le mieux conservé et c'est là que se trouve le plus haut sommet de l'île, le mont Turi (669 m).

L'histoire géologique de Huahine se poursuit par la **surrection de cinq dômes phonolitiques** alignés selon deux fractures parallèles nord-sud, distantes de 3 km.

Le long de la fracture occidentale se succèdent, du nord au sud, les monts de Pahiaraea (diamètre: 1 km), Paëo (diamètre: 1,5 km) et Vaihi (diamètre: 1,5 km), espacés les uns des autres d'environ 1,5 km. Ces dômes sont nettement plus récents que les édifices basaltiques, et le mont Pahiaraea s'est même développé



Ensembles				
Âges	TARAVAO	TAHITI ITI	TAHITI NUI	MOOREA
0.5	9	7	6	
	8			
1		5	4	
			3	2
1.5				
2				1

- 9. Phases post- et syncaldeira
- 8. Phase antécaldeira
- 7. Phase postcaldeira
- 6. Phase postcaldeira
- 5. Phases anté- et syncaldeira
- 4. Phase syncaldeira
- 3. Phase antécaldeira
- 2. Phases post- et syncaldeira
- 1. Phase antécaldeira

- Formations coralliennes
- Alluvions des vallées et dépôts de la plaine côtière
- Roches grenues ou filons annulaires
- Rebord de caldeira (tracé net)
- Rebord de caldeira (tracé hypothétique)

au-delà de la limite du volcan de Huahine Nui. Le long de la fracture orientale se trouvent deux dômes en position tout à fait distale : au nord le mont Moua Tapu, au sud le mont Tiva, ce dernier dessinant un promontoire au-delà de la base du volcan de Huahine Iiti.

L’île est ensuite affectée d’**importants mouvements distensifs** qui ouvrent des fractures à l’intérieur desquelles s’engage la lave. Il se forme ainsi deux réseaux de dykes, deux grands systèmes d’intrusions. Le plus important, parallèle à l’alignement de l’archipel de la Société, est bien observable dans la partie centrale de Huahine Nui, en deux zones d’ouverture privilégiées. Le second, nord-est – sud-ouest, perpendiculaire au précédent, très dense, est bien développé à la hauteur de Port Bourayne en bordure nord des golfes et matérialise un petit fossé tectonique séparant les deux parties de Huahine. Les roches signalées sont plutôt des roches microgrenues à faciès gabbroïque, se présentant en dykes et sills plurimétriques, dont la vitesse lente de refroidissement a permis l’acquisition d’un grain très fin. Attribuées au système distensif tardif, elles ne peuvent en aucun cas être comparées à celles des plutons, présents au cœur des caldeiras des autres îles de la Société (Tahiti, Moorea).

Signalons également un épisode peu important, phréatomagmatique, qui a permis la construction du maar de Haapu (diamètre : 200 m) dont le cratère a été comblé par des sédiments lacustres volcano-détritiques bien stratifiés.

### L’ÎLE DE TAHAA

L’île de Tahaa, à proximité (4 km) de Raiatea, est enfermée dans le même lagon que cette dernière. Les deux îles, d’âges voisins (Tahaa : 2,5 à 3,1 Ma ; Raiatea : 2,4 à 2,5 Ma), ont toutefois chacune leur spécificité et différent à la fois dans leur mode de construction et dans leurs matériaux.

En apparence, l’île de Tahaa a une forme circulaire entaillée par les cinq profondes invaginations des baies de Hurepiti, Apu, Haamene, Faaaha et Raai situées dans la partie sud, alors que le contour est plus régulier dans toute la partie nord. L’île a subi deux effondrements selon une ligne N65°. Le premier fait apparaître la caldeira de Hurepiti, au sud-ouest, dont le plancher est ennoyé au niveau des baies de Hurepiti et de Apu. Cette caldeira est partiellement recoupée et prolongée à l’est par la caldeira de Haamene dont le plancher est, cette fois, occupé par les baies de Haamene, de Faaaha et de Raai.

Trois phases principales se partagent la construction du volcan :

a. **La première phase**, antérieure aux deux effondrements, apparaît sur une épaisseur de 400 m. À la base, s’individualise une **série d’océanites**, faite d’une alternance de coulées métriques et de scories. Elle est vraisemblablement plus épaisse qu’elle n’apparaît à l’affleurement. Au-dessus de cette première série, vient la série des **tubes-lavas inférieurs**. Puissante de 60 m, elle est constituée d’un amoncellement de tubes de lave de quelques décimètres à 3 m, s’écrasant mutuellement jusqu’à ce que disparaisse leur lumière axiale. Ces coulées fluides, à très rares passées explosives, sont faites de basaltes à hawaïites, relativement peu porphyriques, ne montrant que de rares phénocristaux d’olivine. Leur succède une série (130 m) de **coulées de basaltes à olivine**, présentant une base scoriacée dont l’importance égale, voire excède, l’épaisseur de la partie massive. Cet épisode témoinge de coulées, cette fois relativement peu fluides, accompagnées d’explosions. La série se termine par un niveau de deux à trois **coulées recelant des nodules centimétriques de péridotites**. Il est relativement constant et peut être regardé comme un niveau repère. Enfin, une ultime série supérieure de **tubes de lave** (160 m) existe, constituée, cette fois, de basaltes riches en olivine. Le cœur des tubes est parfois enrichi en pyroxène et à faciès ankaramitique. L’expulsion de cette série, la plus puissante, a bien pour effet de vider le réservoir, ce qui entraîne l’effondrement des deux caldeiras, effondrements sinon simultanés, du moins subcontemporains.

b. Dans la **deuxième phase** de construction, contemporaine des effondrements, depuis des points d’émission situés à proximité du mur d’enceinte des caldeiras, sont émises des coulées qui dévalent les pentes extérieures du volcan, où elles sont encore souvent conservées en plates-formes, inclinées de 20 à 30 degrés. Deux séries sont émises. La première, d’une épaisseur de 160 m, est faite de **picrites à nombreux phénocristaux d’olivine** et, moins fréquemment, de pyroxène. Les coulées sont massives sur des bases, peu épaisses, de scories. Il lui succède une série de **coulées massives** (1 à 3 m) de **basanites aphyriques**. Cette série forme les plus hauts sommets de l’île et elle est aussi conservée en reliques au-dessus des plates-formes picritiques précédentes.

L’ensemble de la phase postcaldeira n’est présente que dans la partie externe du volcan, c’est-à-dire dans toute la moitié nord de l’île et, quelque peu, dans l’éperon de Vaitoare, au sud.

c. Pour partie contemporaine de la deuxième phase et pour partie plus récente, **la troisième phase** est limitée au comblement de la caldeira de Haamene. Il s’agit d’une série de **coulées massives**, émises d’un point d’éruption situé au pied du mur nord de la caldeira, en amont de la rivière de Aratia. Elles sont formées de **roches intermédiaires** (hawaïites à benmoreïtes), s’étalant sur de faibles pentes et recouvrant indistinctement l’une ou l’autre des séries effondrées de la première phase. En raison de leur situation, de leur faible pente et de leur nature pétrologique, les coulées sont intensément altérées en un *mamu* blanchâtre.

La dernière phase, bien que relativement récente, est recoupée par un système filonien important, dans lequel on distingue des **microgabbros** et des **gabbros**. Il n’existe pas de pluton cumulatif à l’image du massif de Ahititera à Tahiti, et les roches à faciès grenu ne constituent à Tahaa que des filons dont l’épaisseur varie de 2 à 70 m. Chaque caldeira possède son réseau filonien, celui de Haamene étant le mieux exprimé. Tous les filons convergent vers une zone située au fond de la baie Faaaha, zone que l’on peut regarder comme étant à l’aplomb d’un gonflement qui a provoqué les déchirures radiaires.

Il est difficile de situer les phases d’ouverture qui ont été scellées par des intrusions. Leur distribution suggère tout d’abord un schéma radiaire, autour du

centre du volcan principal, des dykes basaltiques à hawaïtiques, qui ont pu être mis en place lors de la remontée du magma de la première phase, vers la surface. En dehors de ceux-ci, relativement peu nombreux, la quasi-totalité des autres dykes est concentrée en une bande cassante, orientée N55°, large de 2 km et située au pied du mur d’effondrement recoupant diamétralement Tahaa (88 % des dykes y sont situés). L’étude plus précise de cette bande montre que l’on peut y repérer les zones de prolongement des cinq grandes baies. Chacune d’elles se comporte comme un graben dont la direction est à la fois celle de la baie et celle des dykes situés en son prolongement.

Pour autant, l’histoire volcanologique de Tahaa n’est pas terminée car, en position tout à fait marginale, s’érigent **de petits volcans de type strombolien**, à rares coulées. Ce sont, au nord, les volcans de Pahure (Patio) (diamètre de base : 800 m ; hauteur : 160 m) et du Oohai (diamètre : 800 m ; hauteur : 140 m) et, au sud, le volcan de Vaitoare. Celui-ci est plus exceptionnel, car il s’agit d’un maar phréatomagmatique à hyaloclastites dont le cratère (diamètre : 240 m) a été occupé par un lac de lave épais de 40 m.

Par l’ensemble de ses caractéristiques, Tahaa diffère des autres îles de la Société. Cette spécificité volcanique va de pair avec une spécificité magmatologique. Il n’y a pas ici de série alcaline aboutissant à des phonolites, les termes les plus différenciés étant des trachytes à biotite et amphibole.

### L’ÎLE DE RAIATEA

L’île de Raiatea, allongée suivant une direction nord-nord ouest – sud-sud est, sur 22 km, a une forme subtriangulaire, anormale pour un volcan océanique. Les écarts faibles qui séparent Raiatea de Tahaa en distance (4 km) et en âges (2,4 à 2,5 Ma en moyenne pour la première et 2,5 à 3,1 Ma pour la seconde), ont permis à une seule barrière corallienne d’enserrer les deux îles.

Le levé géologique identifie à la partie sud de l’île un volcan de type hawaïen, fait, à la base, d’un empilement de **coulées pluridécimétriques à métriques**, mises en place par l’intermédiaire de **tubes de lave en picrites** (ankaramites surtout) à fréquents **nodules de péridotites**. Cette accumulation repose, localement (côte ouest, près de Pufau et de Tainuu), sur des **formations sous-marines adventives à pillow lava et hyaloclastites**. Au-dessus, s’individualise une série, dite “supérieure” à **coulées massives** à la fois **basaltiques et intermédiaires** (hawaïtes et exceptionnelles mugéarites) issues du centre du volcan et, plus rarement, de **cônes adventifs** (Pointe Papararoa au sud-ouest et Baie Vaiorie au sud-est). C’est, vraisemblablement, à la suite de l’émission de cette série ayant vidé le réservoir magmatique sous-jacent, dans lequel s’est opérée la différenciation, que se sont formées les deux caldeiras successives.

La première, de 5 km de diamètre environ, est limitée par des falaises abruptes culminant entre 600 et 1 000 m, alors que la seconde, excentrée au nord-est et d’un moindre diamètre (3,5 km), est cernée par des crêtes situées à 400 m d’altitude en moyenne. Le cœur de cette dernière caldeira a conservé les traces d’une activité tardive à la fois tectonomagmatique sous la forme de **dykes basaltiques**, et, thermique, dans une zone circulaire (400 m de diamètre) qui, soumise aux altérations hydrothermales, a évolué en **faciès zéolitique et argileux** aux teintes bariolées. L’une des intrusions arquées de l’appareil souterrain grenu affleure au cœur de la caldeira sous forme de **gabbros cumulatifs**. L’évolution volcanologique s’est ensuite déportée au nord-est, le long du rayon N170° du volcan précédent. Un **rift fissural** va, dès lors, fonctionner sur une longueur de 7 km, installé soit selon l’axe sommital, soit, plutôt, en position légèrement déplacée au flanc ouest du volcan, puisque les **coulées de trachyte** qui en sont issues sont plutôt situées sur les flancs ouest et nord. Ces entablements de 10 à 100 m de puissance, peu touchés par l’érosion, s’étendent depuis les sommets du Tevaihue et du Plateau de Temehani jusqu’à la côte, entre la Pointe Tereia et Uturoa. Quelques phénomènes explosifs sont associés à cet épisode : lahars interstratifiés au nord du plateau de Temehani et maar de la baie de Upapa. Le seul lambeau trachytique, situé sur le flanc est de l’île, est sans doute le produit d’une sortie adventive.

À la suite de cette puissante émission contemporaine de la dernière phase d’effondrement de la caldeira de la Faaroa, la reprise volcanique est discrète sous la forme d’**océanites en dykes** recoupant les trachytes, ou d’une **petite coulée** les recouvrant. Mais surtout, naissent **cinq intrusions de phonolites**, quatre d’entre elles alignées selon un axe nord-sud (Tapioi, Orotaio, Matotea, Tearai) et une cinquième excentrée (Tauopu). La phase distensive responsable de l’ouverture nord-sud par laquelle montent les phonolites affecte également le plateau trachytique du Temehani qui est partagé en deux par une profonde gorge.

#### L’ÎLE DE BORA BORA

L’île de Bora Bora est située à 420 km de Mehetia. Âgée de 2,4 à 3,4 Ma, elle est réduite à ses superstructures, l’essentiel du volcan initial étant déjà ennoyé. Un large lagon témoigne de la subsidence.

Le relief résiduel est celui du pourtour d’une caldeira de 4,4 km de diamètre, centrée sur le village de Vaitape et passant par les sommets Pahia (661 m), Otemanu (727 m), Matapupu (236 m) et Rufau (139 m). Le cercle se ferme en passant par l’îlot de Toopua (148 m). Le centre de cette dépression est submergé entre Vaitape et Toopua, avec des fonds de l’ordre de 30 m. Les seules formations affleurantes sont donc celles des pentes externes.

Le volcan est parfaitement ordonné autour de la caldeira, ainsi qu’en témoignent les pentes rayonnantes suivies par les coulées et les dykes dirigés selon un schéma radiaire.

L’île a un aspect dissymétrique qui tient à un relèvement de la partie nord-est, faisant affleurer dans la partie nord une plus large bande externe. Ce mouvement positif affecte également la barrière corallienne qui affleure en *motu* quasi continus à l’est et au nord.

Dans la partie sommitale du volcan, trois phases volcanologiques sont identifiées :

a. **La base est un empilement de petites coulées pa-hoe-hoe** dont les chenaux de progression ont été des **tubes de lave** qui se sont mutuellement évasés. Cette phase volcanique ne recèle que des **basaltes** et des **hawaïtes** peu porphyriques, à pyroxènes et olivines.

b. **La deuxième phase est explosive**, sous la forme de **retombés de cendres, projections de scories et de bombes**. Ce niveau peu épais (1 à 6 m, parfois 0,3 m), constitue un excellent repère en raison de son caractère pétrographique très différent des coulées qu’il sépare. À Fare Opu, alors sous la forme d’un cristal-lapilli à pyroxènes, il contient d’abondants cumulats grenus, allant des gabbros théralitiques aux syénites néphéliniques. Il s’agit de fragments arrachés par l’explosion à une intrusion annulaire à sédimentation magmatique, mise en place lors de l’un des effondrements de la caldeira. On peut en déduire que l’ensemble des formations affleurantes relève de phases syn- à postcaldeira. La présence de nombreuses laves différenciées en blocs contenus dans le même niveau d’explosion (sud de Toopua Iiti), prouve que la différenciation magmatique dans le réservoir, était déjà effective.

c. **La dernière phase** crée un empilement débutant par **une à trois coulées massives**, de 1 à 3 m d’épaisseur, **séparées par des niveaux scoriacés**. La deuxième coulée recèle d’abondants et très gros nodules de péridotites, certains atteignant 10 cm. Au-delà, ce sont essentiellement de **petites coulées à tubes de lave** généralement non écrasés.

Cette série sommitale fortement zéolitisée a une épaisseur de 400 m. Celle qui constitue le mur de la caldeira entre Pahia et Otemanu s’est effondrée et a engendré un large cône d’éboulis jusqu’à la plaine alluviale de Vaitape.

L’ensemble du volcan est recoupé par **plusieurs générations de dykes**, dont l’âge peut être précisé. Dans les murs de la caldeira ils ne recoupent que les deux premiers niveaux, sans traverser celui du sommet. Il s’agit de dykes très épais (30 à 50 m) aux bordures figées de basalte, protégeant un cœur de gabbro. Les gabbros sont d’ailleurs présents tout autour de la caldeira. Mais les dykes épais à différenciation grenue centrale peuvent être observés ailleurs que dans le mur de la caldeira et notamment sur la pente externe nord du volcan.

La dernière génération des dykes nord-sud qui recoupent les générations antérieures est à mettre en parallèle avec la tectonique cassante tardivolcanique des autres îles de la Société : Huahine et Raiatea, par exemple.

En dehors de ces deux générations de dykes, la direction principale des intrusions est radiaire, mise en place à la faveur d’un gonflement qui a précédé l’effondrement du volcan.

La **dernière phase, tectonique**, est caractérisée par un relèvement du nord-est de l’île et de sa bordure corallienne.

Au total, le relief de Bora Bora est limité à des falaises, à l’exception de la marge nord surélevée. Dans la portion émergée, nulle roche différenciée n’affleure, mais il ne s’agit, nous l’avons vu, que du volcanisme postcaldeira. En revanche, ces roches existent bien mais dans la phase précaldeira dont les blocs contenus dans le niveau explosif sont les témoins.

## LES ÎLES MARQUISES

L’archipel des Marquises se compose d’îles et d’îlots, isolés les uns des autres, que l’on peut regrouper en deux ensembles géographiques distincts :

- le premier, au nord-ouest, comprend trois îles principales : Ua Huka, Nuku Hiva et Ua Pou et plusieurs îlots (Hatu Iti, Eiao, Hatutu) ou bancs (Hinakura, Motu One, Clark, Lawson).

- le second, à 60 milles (111 km) au sud-est, comprend quatre îles principales : Fatu Hiva, Hiva Oa, Tahuata, Motone, et plusieurs îlots, rochers (Thomasset, Fatu Huku) ou hauts-fonds (Dumont d’Urville).

### LES PRINCIPAUX TRAITs DE LA MORPHOLOGIE VOLCANIQUE

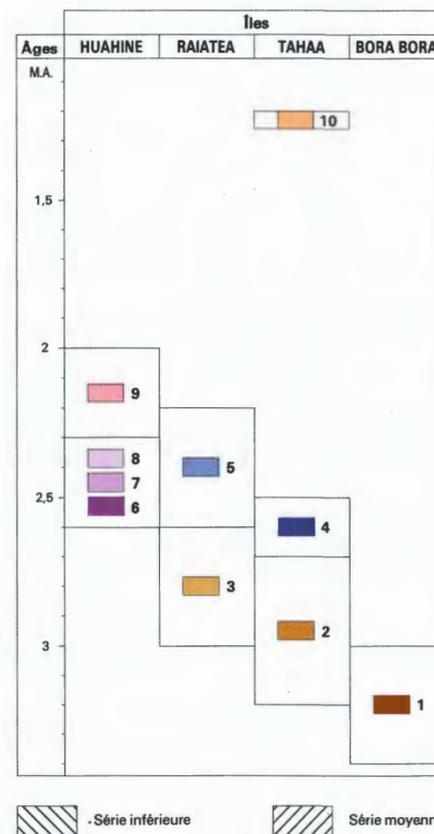
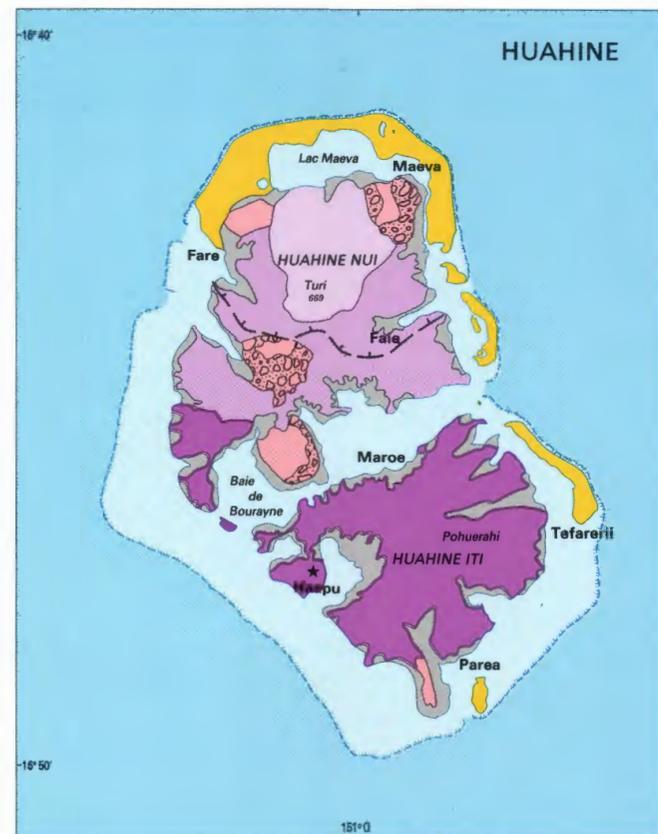
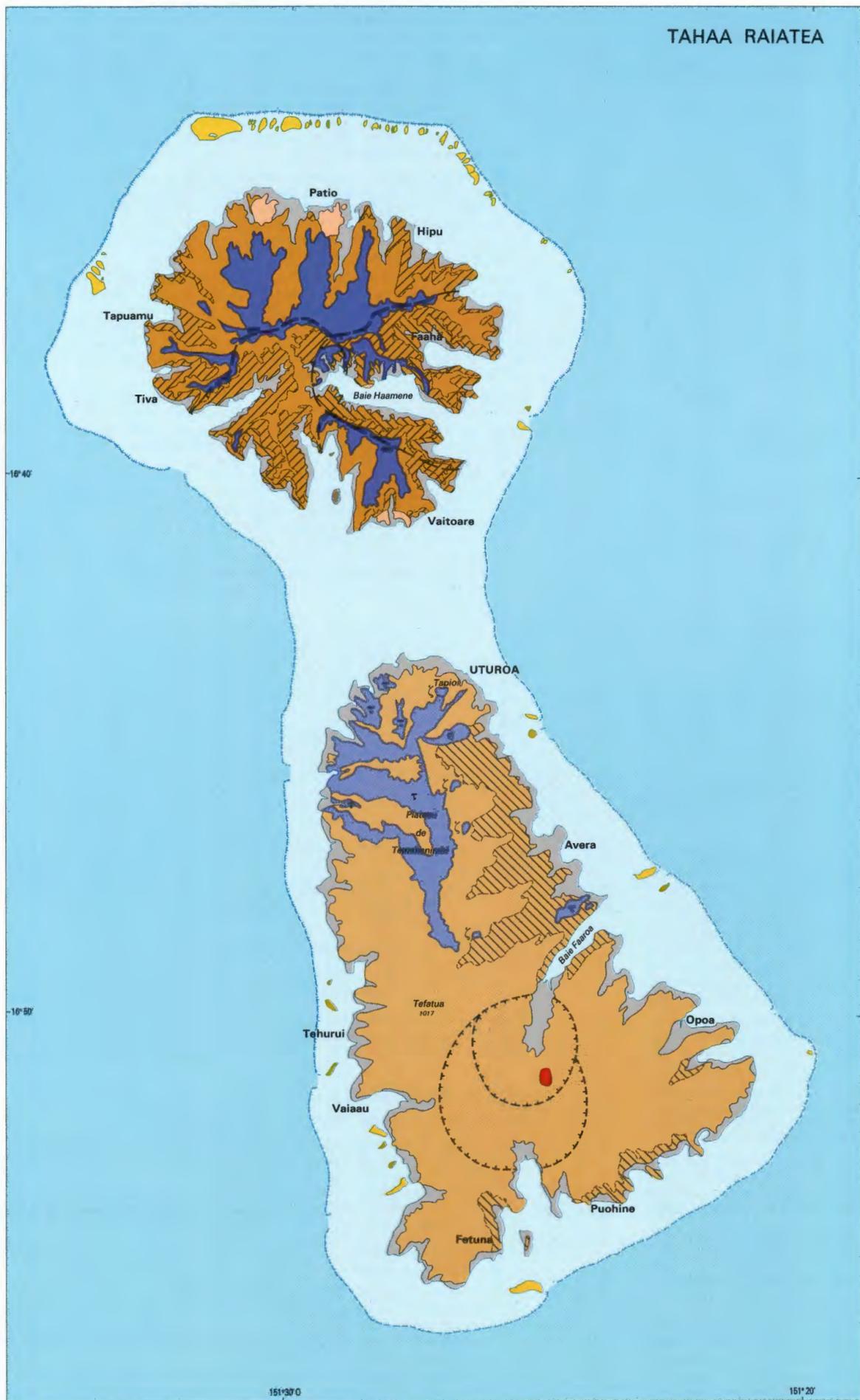
Quatre îles sont construites selon le modèle d’un volcan régulier avec caldeira centrale dont la moitié s’est effondrée en laissant voir un plan diamétral de section. À ce modèle simple s’ajoute, à Fatu Hiva, la croissance secondaire d’un volcan sur le plancher de la caldeira. À Ua Huka, le volcan secondaire est en position excentrique (Fig. 9). Notons toutefois que l’effondrement est postérieur à la croissance du volcan intra-caldeira.

Le schéma se complique lorsque l’effondrement de la caldeira ne se fait pas selon une ligne circulaire, mais le long de plusieurs failles listriques plus ou moins concentriques. C’est le cas à Tahuata où semblent exister deux effondrements subconcentriques.

Quatre volcans coalescents forment l’île de Hiva Oa. Trois d’entre eux sont alignés nord-sud et le plancher de leur cratère s’élève progressivement : ennoyé pour le premier dans la baie des Traitres, il forme la plaine d’Atuona à la cote zéro pour le second, alors que pour le troisième il s’élève à environ 100 m d’altitude. Quant au quatrième, situé au nord-ouest, son cratère est occupé par la baie de Puamau.

Ua Pou, contrairement aux îles précédentes, ne présente pas d’effondrement marqué. C’est une multitude d’extrusions phonolitiques et trachytiques qui apparaît au cœur de l’île et qui, inversant le schéma, fait surgir les points les plus hauts en position centrale.

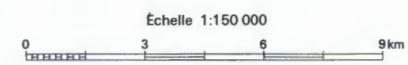
Tous les autres îlots ne sont que des résidus de volcans plus importants, effondrés, dont il ne subsiste que l’un des flancs.



10. Volcanisme récent

- 9. Dômes de phonolite
- 8. Phase Mont Turi
- 7. Phase Huahine Nui
- 6. Phase Huahine Iti
- 5. Phase postcaldeira
- 4. Phase postcaldeira
- 3. Phase antécaldeira
- 2. Phases anté- et syncaldeira
- 1. Phase antécaldeira

- Formations coralliennes
- Alluvions des vallées et dépôts de la plaine côtière
- Éboulis
- Roches grenues
- τ Trachyte
- σ Océanite
- ζ Phonolite
- ★ Maar
- Rebord de caldeira (tracé net)
- Rebord de caldeira (tracé hypothétique)



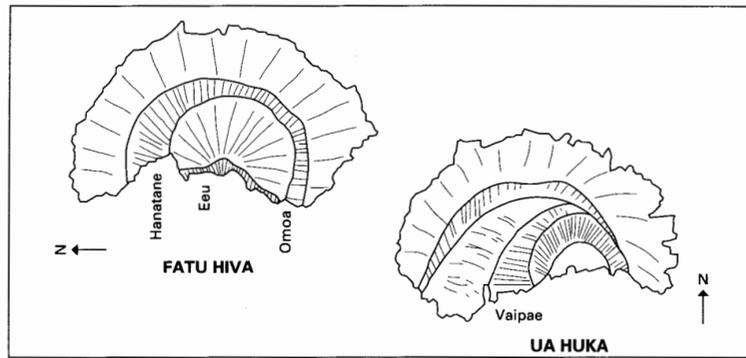


Fig. 9: Volcans à caldeira effondrée et croissance secondaire d'un autre volcan dans celle-ci

## LA GÉOMÉTRIE DES ÎLES MARQUISES

L'allongement apparent de l'archipel est insolite car il est dans une direction N 140° ± 5° différente de celle (N 110° - 120°) des autres alignements d'îles océaniques du Pacifique. L'archipel s'inscrit dans un rectangle, allongé N 140° ± 5° sur 520 km et large de 200 km. Depuis les fonds à -4 000 m, ses limites coïncident à peu près avec les falaises qui bordent le relèvement de l'alignement marquisien (MONTI et PAUTOT - 1973). Les îles les plus grandes, Nuku Hiva, Hiva Oa, Fatu Hiva, se situent sur l'axe médian de ce rectangle.

La direction N 140° ± 5° diffère des structures de la plaque Pacifique acquises dans les derniers 43 Ma (N 30° des bandes d'accrétion et N 120° des transformantes - COX et ENGBRETSON - 1985) et au cours des époques plus anciennes (N 160° des bandes d'accrétion à la ride Farallon et N 70° des transformantes; MAMMERICKX *et al.* - 1975). Cependant, dans le canevas structural du Pacifique, la direction N 160° E d'accrétion de la plaque ancienne est suffisamment proche de celle de l'axe d'allongement apparent de l'alignement pour que nous puissions lui accorder un rôle déterminant. La sortie des laves se serait donc effectuée le long de discontinuités initiales. Dans le détail, toute la bande N 160° subit un volcanisme dans les 260 premiers kilomètres depuis Eiao jusqu'à Ua Pou, alors que seule sa moitié orientale est active sur les 220 km de l'archipel, au sud de Ua Pou (Fig. 10). On peut même placer entre ces deux ensembles une zone décrochante de 30 km de large, qui a pu guider l'émergence de Ua Pou, île qui se singularise par la composition chimique de ses laves basiques (BROUSSE - 1978; LIOTARD *et al.* - 1986), et par la proportion inhabituelle de phonolites (BROUSSE et MAURY - 1978).

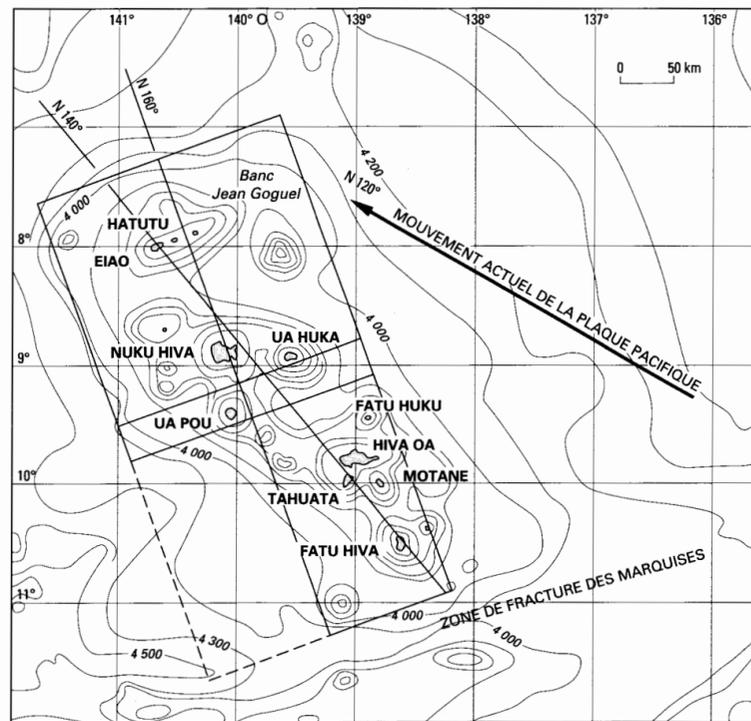


Fig. 10: Schéma structural de l'alignement des Marquises (d'après la bathymétrie du Pacifique Sud CNEOX/COB - 1975)

Au total, les anciennes discontinuités de l'ouverture Farallon semblent être des zones de faiblesse dont a profité le magma pour atteindre la surface. L'expression superficielle du panache serait de ce fait contrôlée par la structure de la lithosphère.

Les autres hypothèses qui ont été formulées pour expliquer la déviation entre l'allongement apparent et la direction d'avancement de la plaque Pacifique mettent en avant la non-fixité du point chaud (DUNCAN et MC DOUGALL - 1976), la mobilité relative des différents points chauds du Pacifique (CHASE et SPROWL - 1984; POLLITZ - 1986) ou encore un changement du pôle de rotation de la plaque dans les 10 derniers millions d'années (COX et ENGBRETSON - *op. cit.*). À l'inverse, la déviation du magma issu du point chaud, par une zone de fracture pré-existante a été proposée pour l'alignement Oeno - Henderson - Ducie - Crough (OKAL et CAZENAIVE - 1985).

## LA GÉOCHRONOLOGIE

Le début de la construction aérienne des volcans externes est matérialisé par la droite BB' B'', dans le diagramme âge/distance (Fig. 11), qui, avec une pente de 11,1 cm/an, passe par les points les plus vieux des îles. Ici ont été plus particulièrement retenues les données relatives à Eiao, Nuku Hiva et Ua Pou, car le volcan externe de Ua Huka n'est pas daté et les données relatives à Hiva Oa et Fatu Hiva restent partielles.

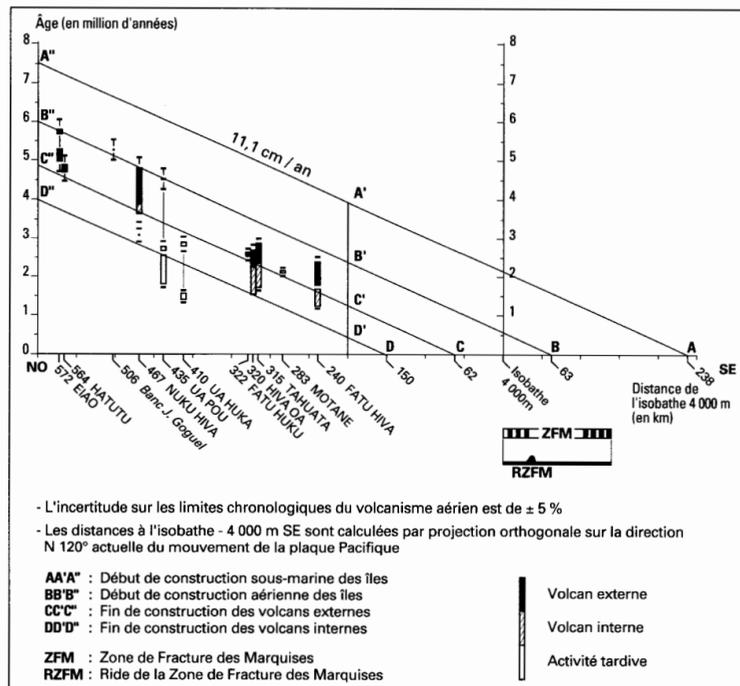


Fig. 11: Modélisation théorique du point chaud des Marquises, sur diagramme âge/distance

La droite CC' C'' matérialise les roches les plus récentes des volcans externes marquisiens. Aux données d'Eiao et de Nuku Hiva s'ajoutent celles de Hiva Oa et de Fatu Hiva. La durée de construction des volcans externes (écart entre les droites BB' B'' et CC' C'') est de 1,10 Ma, cette valeur étant supérieure à celle de 0,75 Ma qui correspond à l'édification des volcans de l'alignement de l'archipel de la Société.

Dans les travaux jusqu'ici consacrés aux îles Marquises, la position du point chaud était celle que fixait, au temps zéro, la droite de corrélation calculée en fonction des âges moyens des îles. La position alors repérée coïncidait à peu près avec celle de la faille transformante ou zone de fracture des Marquises. En procédant ainsi, on ne tenait pas compte du temps nécessaire à la construction des parties sous-marines des îles.

Aucun renseignement n'existe sur d'éventuels séismes tectono-volcaniques dans la zone du point chaud des îles Marquises. On est même en droit de se demander si elle est bien encore active. Faute de données précises nous considérerons que les durées des constructions sous-marines et aériennes sont les mêmes que dans l'archipel de la Société. Pour une construction totale s'étendant sur 1,80 Ma, les épisodes sous-marins et aériens sont respectivement de 1,05 et 0,75 Ma, ce qui donnerait aux îles Marquises, pour un temps de construction aérienne de 1,12 Ma (volcans externes), une durée de volcanisme sous-marin de 1,57 Ma. Dans cette hypothèse, la construction, depuis le plancher océanique jusqu'au sommet des volcans externes, durerait une fois et demi plus longtemps que pour l'archipel de la Société, soit 2,7 Ma.

La droite AA' A'', parallèle aux droites BB' B'' et CC' C'', donne le début de la construction sous-marine des volcans. L'extrémité nord-occidentale de l'alignement aurait commencé à s'édifier il y a 8 Ma, l'activité se poursuivant durant 4 Ma, jusqu'au moment où se crée le bourrelet sous-marin au sud-est de Fatu Hiva.

Comme pour l'archipel de la Société, nous émettons l'hypothèse selon laquelle l'ensemble des constructions volcaniques s'est effectué au cours de la traversée de la zone de point chaud, débutant en A, point d'extrapolation de la droite AA' A'' au temps zéro, et se terminant en C, extrapolation au temps zéro de la droite CC' C''.

La traversée N 120° ainsi calculée de la bande de point chaud s'étendrait sur 300 ± 10 km. Comme la géométrie du point chaud est imposée par les directions N 160° de la plaque, il en résulte que la largeur réelle de la bande chaude serait de 190 km, soit près d'une fois et demi celle de l'archipel de la Société (135 km) (BROUSSE et LÉOTOT - 1988).

Le modèle présenté n'a pas encore attiré l'attention sur la zone de fracture des Marquises (ZFM) où l'on avait, jusqu'à présent, placé l'origine de l'alignement des Marquises (MC NUTT *et al.* - 1989). Il localise la zone de point chaud à environ 200 km (point A, Fig. 11) au sud-est de la ride volcanique (RZFM) installée au cœur de la ZFM, alors que son extrémité nord-occidentale (C) est en avant (100 km environ). Nous admettrons que cette zone est fixe et que la structure transformante ancienne a été déplacée à la faveur du mouvement de progression actuelle de la plaque, car, lorsque commence l'activité volcanique il y a 8 Ma, la ZFM était à 900 km au sud-est de sa position actuelle. Elle commence à passer à la verticale du point chaud (en A), lorsque, à 2,25 Ma, elle est à 250 km de sa position actuelle, l'instant précisément où s'arrête la construction sous-marine de l'alignement (B' sur la droite). Tout se passe comme si la fracture transverse guidait le volcanisme à sa marge nord-occidentale en laissant derrière elle une zone inactive, allant en s'agrandissant au fur et à mesure qu'elle passe du point A à sa position actuelle.

Nous définirons la fin du fonctionnement des volcans internes par la droite DD' D'' qui passe par les points les plus récents de ces volcans. Cette phase, bien connue à Nuku Hiva, Ua Pou, Hiva Oa et Tahuata, est moins parfaitement définie à Fatu Hiva, Ua Huka et pourrait manquer dans les îles les plus anciennes (Eiao et Hatutu).

La durée d'édification des volcans internes est de 0,80 Ma, peu différente de celle des volcans externes. Si une construction d'une telle importance a été acquise à la hauteur de la bande de point chaud, cela revient à augmenter celle-ci de près de 90 km (écart supplémentaire de 57 km entre deux parallèles N 160°). Il se peut aussi que la bande s'agrandisse au sud-ouest de 60 km, aux alentours de 3,7 à 4 Ma, lorsque s'arrête la construction sous-marine (point A') et que débute précisément la phase de volcan interne à Nuku Hiva.

Parfois, le volcanisme ne se limite pas à la construction de ce type d'édifice. Il existe des reprises récentes d'activité dues à la délivrance de poches magmatiques conservées à l'intérieur de la masse des îles et non pas au point chaud. La totalité de l'activité volcanique des Marquises s'étale sur 7 Ma, de 8,1 Ma (A'') à 1 Ma (JARRARD et CLAGUE - 1977), ce qui est une durée légèrement plus longue que celle qui a été proposée jusqu'à présent (MC NUTT *et al.* - 1989).

Au sud-est de l'alignement, la zone de fracture des Marquises est occupée par une longue ride (RZFM) de 350 km sur 20 km de largeur pour une hauteur de 1,5 km, limitée par des pentes de 11° au nord et 14° au sud (MONTI et PAUTOT - *op. cit.*; PAUTOT et DUPONT - 1974; MC NUTT *et al.* - 1989). Son toit, globalement arrondi, est surmonté de petits cônes. La topographie au sud de la ride est celle d'une croûte vieille de 40 à 50 Ma, recouverte de sédiments, et, au nord, celle d'une carapace volcanique sans sédiments pélagiques.

Des laves âgées de moins de 1 Ma (datations R.A. Duncan) ont été prélevées juste au nord de la RZFM. Il est donc fort probable que celle-ci soit une très jeune ride volcanique née du fonctionnement du point chaud lors de son passage à l'aplomb de la zone de faiblesse pré-existante de la lithosphère océanique. Cette disposition est conforme au modèle présenté, la croûte océanique ancienne recouvrant la zone de point chaud devenue inactive au passage de la ZFM, alors que l'activité est concentrée au front nord de la faille transformante. MC NUTT *et al.* (*op. cit.*) émettent toutefois une opinion différente, en supposant que le point chaud marquisien est toujours en pleine activité, même s'il semble que le volcanisme ne se soit pas, pour l'instant, exprimé au sud de la zone de fracture des Marquises; l'intensité en serait peu importante en comparaison de celui d'Hawaï et ne permettrait pas une pénétration continue des magmas à travers la lithosphère océanique, en l'absence de zones de faiblesse.

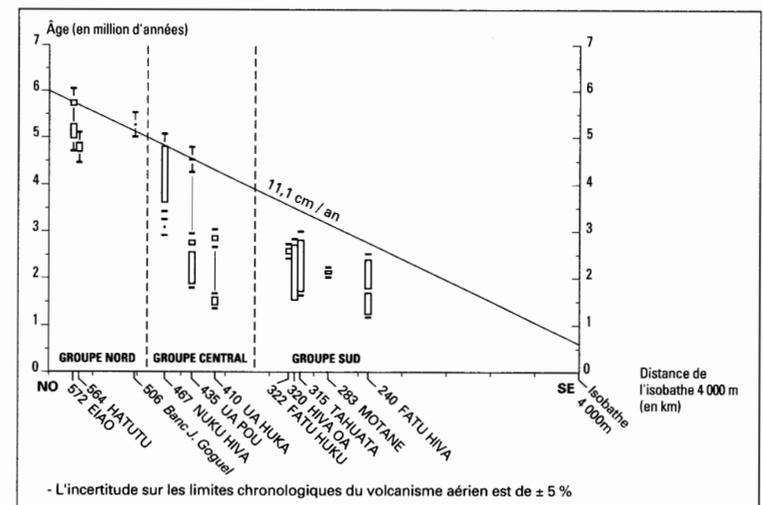


Fig. 12: Synthèse de la chronologie du volcanisme aérien de l'alignement des Marquises, sur diagramme âge/distance

Il est donc possible que le croisement d'une transformante et d'une zone de point chaud tel que nous le proposons pour la ZFM et le point chaud des Marquises reste exceptionnel et confère à l'alignement des îles Marquises une quasi-spécificité.

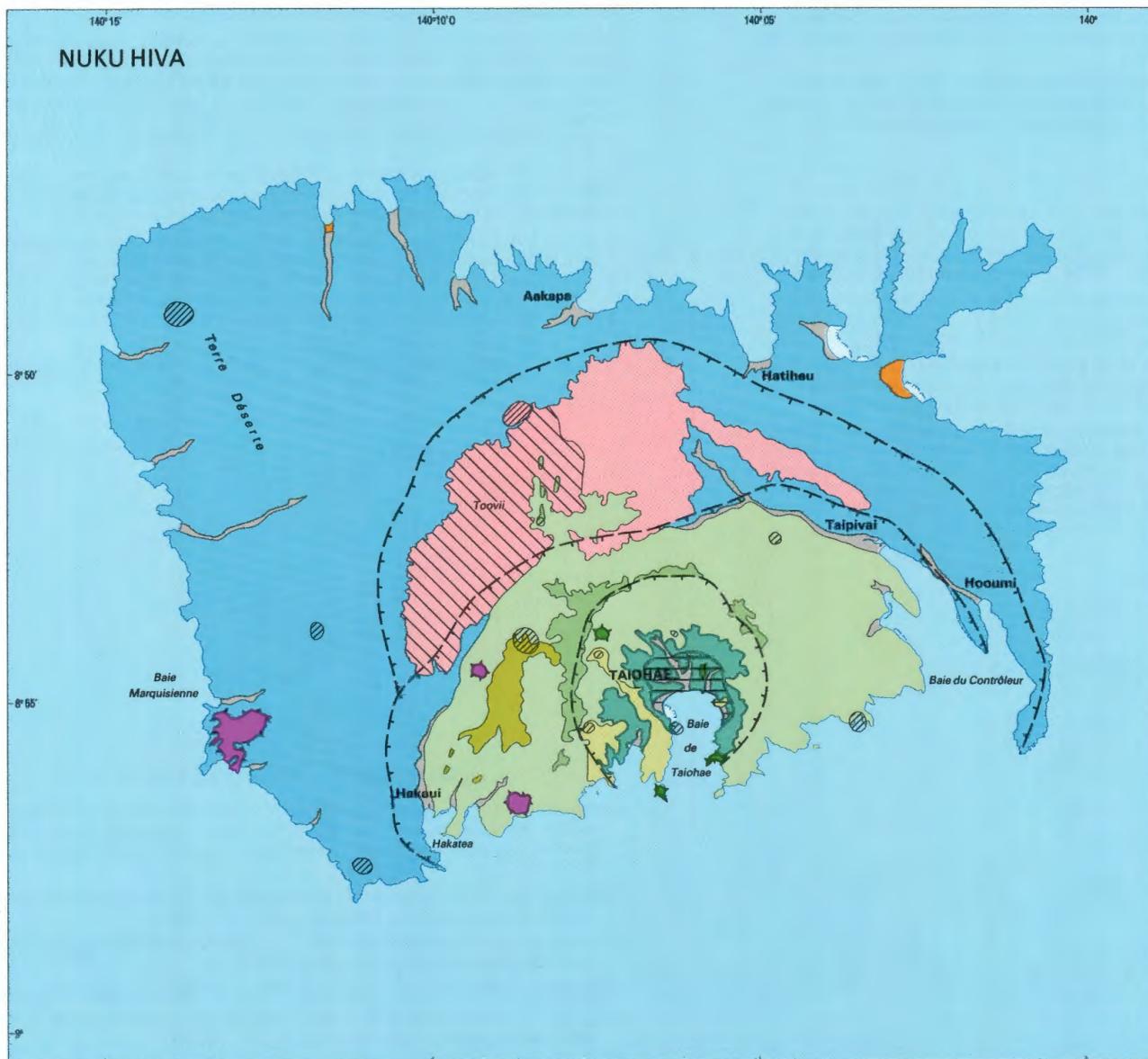
## L'ÎLE DE NUKU HIVA

La partie aérienne de Nuku Hiva s'est construite en quatre phases:

- Phase 1:** Au cours de la première phase, se construit un volcan en bouclier. Les laves issues de la partie sommitale s'épanchent sur des pentes peu inclinées jusqu'à la côte. Leurs surfaces sont encore bien conservées à l'ouest (Terre Déserte). Dans les zones très érodées, il ne subsiste plus que des reliefs en "clochetons" où l'on discerne l'empilement monotone de coulées peu épaisses (1 à 2 m en moyenne) comme au Taatui (Aakapa-côte nord) ou dans la vallée d'Hakau. À ce type d'éruptions centrales s'ajoutent des éruptions adventives à activité explosive et effusive, comme au Topukee (Terre Déserte). L'ensemble, globalement homogène, est essentiellement composé de basaltes.
- Phase 2:** Pendant la deuxième phase, l'effondrement de la caldeira a formé une dépression elliptique de 20 km de grand axe dont il ne subsiste plus, aujourd'hui, que la partie nord. La reprise de l'activité éruptive sur le plancher de la caldeira a pour effet de combler partiellement cette dépression, créant ainsi le plateau de Toovii au centre de l'île.

L'épaisseur du remplissage, de l'ordre de 300 à 400 m, est visible dans la haute vallée d'Hakau et à la bordure est du plateau. Les produits accumulés, laves et lahars, ont des épaisseurs unitaires de l'ordre de la dizaine de mètres. Les roches, au moins pour les plus récentes du cycle, sont des hawaïtes à grandes lattes de plagioclase.

ARCHIPEL DES MARQUISES



Chronologie des laves

- Phase post-caldeira n° 3
  - Série à basaltes-hawaïites
- Phase d'édification du volcan interne (Taiohae)
  - Épisode adventif terminal  
Coulées épaisses de basaltes à olivines-pyroxènes et grandes amphiboles
  - Épisode différencié
  - Épisode moyen à roches « différenciées »
  - Série inférieure à basaltes-hawaïites
- Remplissage de Toovii
  - Coulées épaisses de basaltes-hawaïites
- Volcan externe de Terre Déserte
  - Coulées type « basalte »

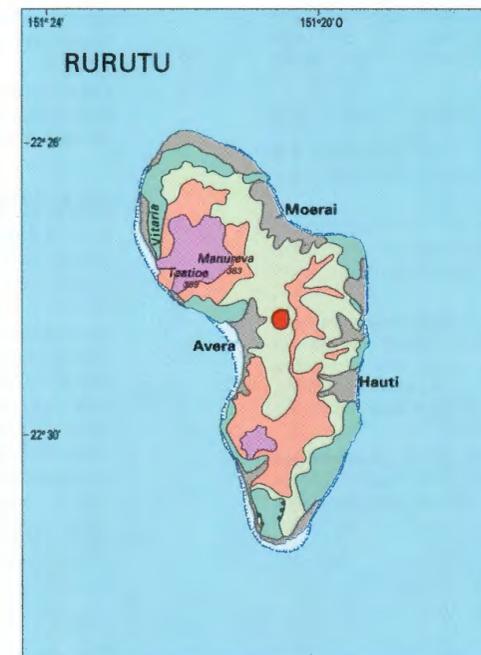
Formations volcaniques

- Limite de caldeira
- Cône strombolien
- Intrusions et dômes-coulées
- Plancher de la caldeira n° 3
- Projections sur le plateau de Toovii

Formations non volcaniques

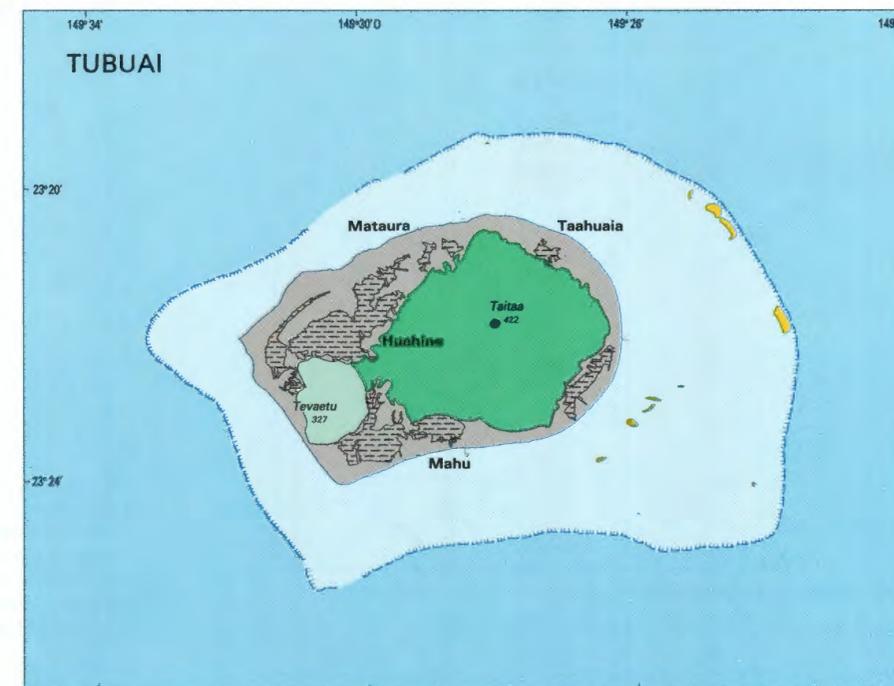
- Dune calcaire consolidée
- Alluvions

ARCHIPEL DES AUSTRALES



- Formations de la plaine côtière
- Récif soulevé
- Volcanisme aérien (scories et laves)
- Volcanisme aérien (coulées)
- Volcanisme sous-marin (hyaloclastites et laves en pillows)
- Roches grenues
- Affleurements de manganèse

TUBUAI



- Formations coralliennes
- Alluvions
- Phonolite
- Basanites du volcan Est
- Basanites du volcan Ouest
- Marécages



c. La troisième phase correspond à la construction d'un grand volcan interne, après un second effondrement de 15 km de diamètre environ. Le pourtour de cette nouvelle caldeira recoupe, dans la vallée d'Hakau, celui du premier effondrement.

Un nouveau volcan se construit ensuite sur le fond de cette dépression d'abord basaltique, puis formé de roches de plus en plus claires à chimisme différencié. Parallèlement, la part des pyroclastites devient plus importante, traduisant une augmentation de l'explosivité. Les laves à amphibole et les produits pyroclastiques associés, à chimisme intermédiaire, représentent l'essentiel du volume du nouveau volcan.

Les termes clairs les plus évolués, à forte viscosité, des trachytes, apparaissent ensuite sous forme de dômes près de la lèvre de la deuxième caldeira, et, plus rarement, à l'extérieur, comme le dôme-coulée du Keiaki. Les produits lités des éruptions explosives recouvrent à cette époque le plateau de Toovii sur une épaisseur atteignant près de 30 m.

L'activité de quelques cônes, débordant également sur Toovii, clôturait cet épisode. Elle marque le retour de roches plus sombres à chimisme intermédiaire, caractérisées par des amphiboles pluricentrimétriques et de l'olivine.

d. Les dernières manifestations du volcanisme concernent un ultime effondrement de 5 km de diamètre, à l'intérieur des deux précédents. Quelques grands dômes de roches différenciées s'installent alors sur le bord de cette troisième caldeira. Intrusions, dykes et sills de même nature lardent son plancher. Enfin, une activité effusive à basaltes et hawaïtes apparaît sur la marge ouest. Ce sont là les dernières manifestations éruptives de Nuku Hiva.

Puis l'histoire géologique de Nuku Hiva se termine par le grand effondrement (ou glissement) qui fait disparaître la partie sud de l'île le long d'une ligne de fragilité est-ouest qui semble liée à la tectonique régionale car on retrouve de tels effondrements à Hiva Oa et Ua Huka.

## LES ÎLES AUSTRALES

Dans le sud-ouest de l'océan Pacifique, l'archipel des Australes, prolongé à son extrémité occidentale par les îles Cook, s'étire sur 2 300 km (Fig. 13). La présence au sud-est du volcan sous-marin en activité Macdonald (29° S, 140° O) (JOHNSON - 1970 ; BROUSSE et RICHER de FORGES - 1980), augmente l'intérêt scientifique de cet alignement.

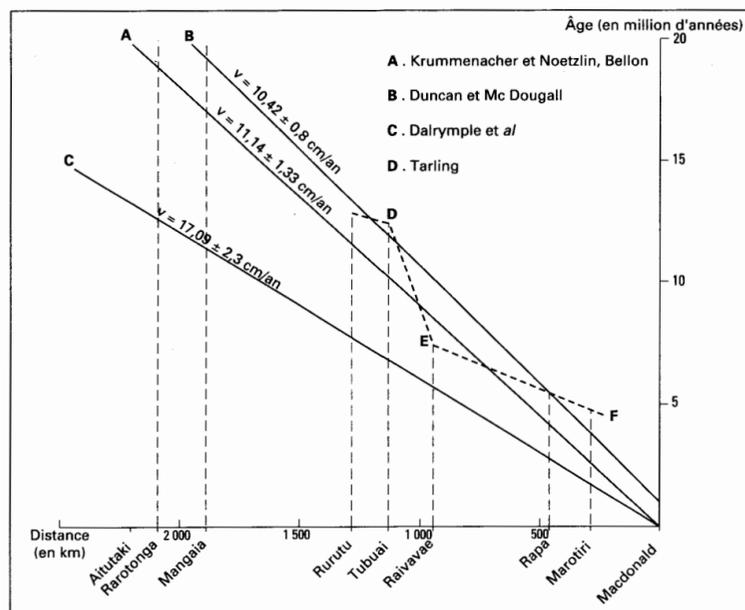


Fig. 13: Propagation volcanique spatio-temporelle des Cook - Australes

L'analyse chronologique des édifices volcaniques laisse apparaître une décroissance des âges radiométriques depuis l'île de Mangaia dans les îles Cook, datée de 19 à 17 Ma (DALRYMPLE et al. - 1975) et le Macdonald daté de 1,2 à 0 Ma (BELLON - 1981).

L'archipel des Australes est constitué de cinq îles hautes et d'un atoll (Maria) précédé par le "seamount" Macdonald au sud-est. Les six îles Cook, dont trois sont des atolls (Palmerston, Takutea, Manuae Ua), prolongent les Australes dans la direction hawaïenne.

La distance moyenne entre les îles est de 140 km, deux fois supérieure à celle qui sépare les volcans de l'archipel de la Société. Mais il y a des irrégularités dans ce dispositif, puisque Maria et Mauke sont très éloignées tandis que Mauke et Aitutaki sont proches.

Comme dans l'alignement de l'archipel de la Société, on peut distinguer plusieurs bandes parallèles. Ce sont, du sud au nord :

- Mangaia, Rarotonga, Palmerston.
- Macdonald, Marotiri, Rapa, Rimatara, Maria, Mauke, Aitutaki.
- Raivavae, Tubuai, Rurutu.

## L'ÂGE DES ÎLES AUSTRALES

Deux faits perturbent le schéma classique rencontré jusqu'à présent. D'une part, l'activité de l'une des îles, Tubuai, s'est poursuivie pendant très longtemps (près de 6 Ma). D'autre part, une réactivation volcanique il y a moins de 1 Ma s'est produite alors que le volcanisme était éteint depuis 6 à 10 Ma. Elle s'est accompagnée d'un soulèvement tectonique des îles (Rurutu, Rimatara, Mangaia, Aitutaki, Mitiaro et Mauke) qui a porté les formations carbonatées récifales et périrécifales jusqu'à une altitude de 70 à 100 m.

Les hypothèses relatives au rajeunissement volcano-tectonique supposent l'existence, soit de nouveaux points chauds à la verticale de Rurutu et Rarotonga, soit de rouleaux convectifs allongés dans la direction d'avancement de la plaque Pacifique.

## L'ÎLE DE TUBUAI

L'île de Tubuai culmine à 400 m d'altitude; le col de Huahine, à l'altitude de 40 m, sépare deux ensembles montagneux, l'un à l'est où culmine le mont Taita, l'autre à l'ouest où le mont Tunarotu s'élève à 312 m. Si l'édifice oriental présente un contour circulaire intact, l'édifice occidental, en croissant, ne présente que sa partie orientale.

Les coulées de l'est sont principalement des ankaramites et des océanites. Celles de l'ouest sont des basanites à néphéline (MOTTAY - 1976). Des massifs phonolitiques accidentent le massif est (mont Taita) et le massif ouest (mont Pahatu).

L'île s'est édifiée sur un substratum situé à plus de 4 500 m de profondeur. Des anomalies magnétiques de 25 à 30 ayant été repérées dans le sous-sol océanique à la hauteur de Tubuai, un âge compris entre 63 et 70 Ma peut lui être attribué.

L'appareil volcanique coiffe un socle océanique, de la fin du Secondaire (65 à 70 Ma), situé à -4 500 m, et il y occupe une aire basale elliptique de 150 km nord-est - sud-ouest sur 100 km de petit axe (Fig. 14). Le volume de l'île, assimilé à celui d'un cône, est d'environ 70 000 km<sup>3</sup>. En regard, le volume émergé posé sur une base de 45 km<sup>2</sup> et d'une hauteur de 422 m, n'est que de 6 km<sup>3</sup> représentant moins de 1/10 000 du total.

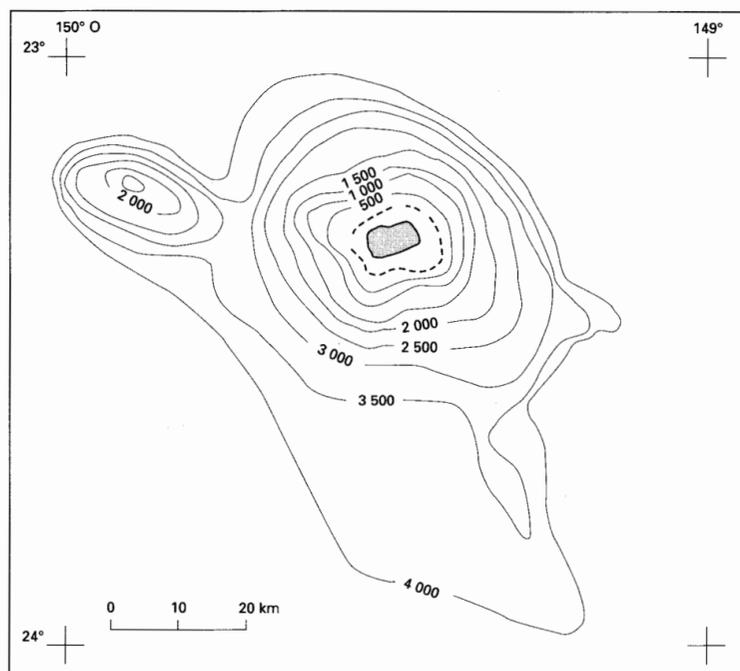


Fig. 14: Carte sous-marine de Tubuai (d'après carte CNEOX/COB 1974)

En raison du climat tropical humide, l'altération est intense si bien que les affleurements de roche saine sont l'exception. Néanmoins les observations géologiques conduisent à l'individualisation de deux unités volcaniques :

♦ Le volcan principal Est, le plus important, présente un empilement de coulées de puissance métrique, à semelle de blocs centimétriques de type pa-hoe-hoe. Les phénomènes explosifs ne manquent cependant pas. Il existe une brèche phréatomagmatique à la hauteur du captage pour l'alimentation en eau de Mataura, recoupée par les sondages de reconnaissance. De plus, le flanc sud du mont Taita, au-dessus du village de Tamatoa et de la cote 240 m, est tapissé par des cendres noires, fortement altérées, recelant d'abondants pyroxènes noirs, parfaitement automorphes, de 5 à 6 mm de longueur.

Les coulées sont par ailleurs recoupées par les intrusions de phonolites du motu Ofai et du mont Taita dont les blocs éboulés, finement ciselés par les embruns, encombrant les versants jusqu'à la plaine littorale.

Un système filonien de dykes basaltiques, essentiellement orientés est-ouest, recoupe l'ensemble.

Ce volcan principal présente une discontinuité, sur son versant sud, qui correspond (cote 140 m) au creusement de vallées aux dépens des coulées de base, puis au comblement ultérieur par de nouvelles coulées. Cette discontinuité, qui témoigne d'une longue rémission du volcanisme durant laquelle l'érosion a disséqué le vieux volcan, permet donc de distinguer deux phases d'édification :

- durant la première phase, la partie basale du volcan Est, d'une épaisseur d'environ 140 m, se serait constitué entre 12 et 10,5 Ma.

- lors de la seconde phase, la partie sommitale se serait formée, entre 9,5 et 6,8 Ma avec coulées et dômes de phonolites.

♦ Le volcan Ouest, plus petit que le précédent, a la forme d'un demi-rempart ouvert au nord-ouest à la hauteur du village d'Haramea. Seule persiste l'armature de l'amphithéâtre du cratère d'Haramea, faite de coulées empilées que recoupent les intrusions phonolitiques du Piritia, du Pahatu et du Petit Pahatu.

La construction de ce volcan semble succéder à la première phase d'édification du volcan principal Est. Il est d'ailleurs possible, ainsi que semblent le suggérer les traits morphologiques, que le volcan principal ait été plus grand qu'il n'apparaît actuellement. Son effondrement, à l'ouest et à la hauteur de Huahine, aurait pu ménager une caldeira à l'intérieur de laquelle aurait crû le volcan Ouest. Quoi qu'il en soit, l'édification du volcan Ouest semble avoir duré 2,5 Ma, entre 10,5 et 8 Ma.

Contrairement à la plupart des îles de Polynésie qui présentent une haute falaise fossile côtière, témoin du dernier relèvement eustatique quaternaire, Tubuai possède une très large plaine littorale et les marécages y sont abondants.

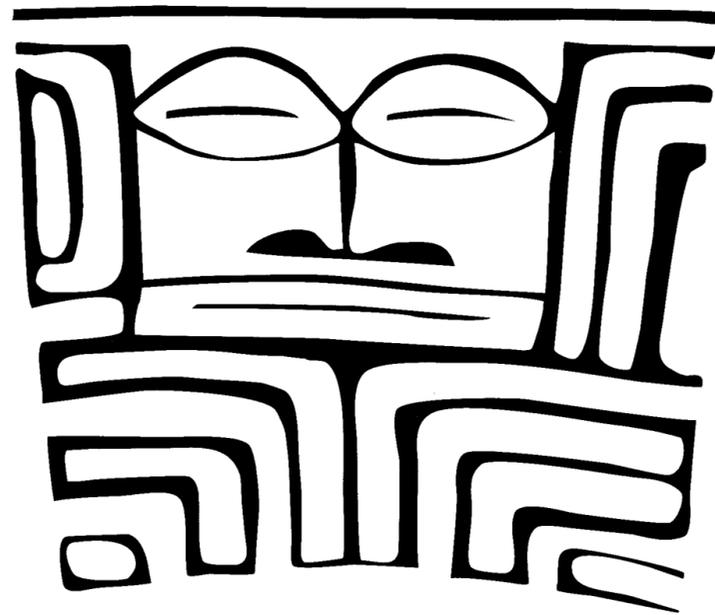
Par ailleurs, le grand âge de cette île explique l'important degré de dégradation du volcan. Nulle morphologie n'y est bien conservée et en particulier, aucun stock grenu n'affleure dans la possible caldeira du volcan, comme c'est le cas dans l'île de Rapa. Les autres roches grenues sont des nodules de péridotite dans le volcan Ouest et des dunités ferrifères dans le volcan Est (BERGER et BROUSSE - 1981).

R. BROUSSE

## Orientation bibliographique

- BARDINTZEFF (J.M.), BELLON (H.), BONIN (B.), BROUSSE (R.) et MC BIRNEY (A.R.) -1988- Plutonic rocks from Tahiti-Nui caldera (Society Archipelago): a petrological, geochemical and mineralogical study. *J. Volcan. and Geoth. Res.*, 35: 31-53.
- BLANCHARD (F.) -1978- Pétrographie et géochimie de l'île de Moorea: Archipel de la Société, Pacifique Central. Thèse 3e cycle, Orsay, 196 p.
- BROUSSE (R.) -1978- Éléments d'analyse de quelques îles des Marquises: Fatu Hiva, Tahuata, Motane, Ua Pou. *Cah. Pacif.*, 21: 107-144.
- BROUSSE (R.) -1979- Île Tubuai. Rapport de Mission. S.M.C.B. - DIR.C.E.N. (inédit).
- BROUSSE (R.) et BERGER (E.T.) -1985- Raiatea dans l'archipel de la Société (Polynésie française). *C.R. Acad. Sci.*, 301 (II): 115-118.
- BROUSSE (R.), BOUTAULT (G.), EISENSTEIN (A.) et GELUGNE (P.) -1985- Tahiti Nui, carte géologique, carte des formations de surface au 1/25 000, carte des instabilités de surface, 1/50 000. Ministère de l'Équipement, de l'Aménagement, de l'Énergie et des Mines, Papeete.
- BROUSSE (R.) et GELUGNE (P.) -1987- Carte géologique au 1/25 000, Notice 32 p. Ministère de l'Équipement, de l'Aménagement, de l'Énergie et des Mines, Papeete.
- BROUSSE (R.), GISBERT (T.) et LÉOTOT (C.) -1986- L'île de Tahaa: un volcan à deux caldeiras successives (Archipel de la Société; Polynésie française). *C.R. Acad. Sci.*, 303 (II): 247-250.
- BROUSSE (R.) et LÉOTOT (C.) -1988- Modèle d'édification de l'Archipel de la Société (Polynésie française). *C.R. Acad. Sci.*, 307 (II): 533-536.
- BROUSSE (R.), MACHERY (C.), BERGER (E.) et BOUTAULT (G.) -1983- L'île de Huahine: trois volcans successifs (Archipel de la Société; Polynésie française). *C.R. Acad. Sci.*, 296 (II): 1 559-1 562.
- BROUSSE (R.), MADDALENA (G.), LÉOTOT (C.) et BERGER (E.) - 1986 - Bora Bora, une île de la Société réduite à la partie sommitale de sa caldeira. *C.R. Acad. Sci.*, 301 (II): 367-370.
- LAMBECK (K.) -1981- Flexure of the ocean lithosphere from island uplift bathymetry and geoid height observations, the Society islands. *Geophys. J.R. Astr. Soc.*, 67: 91-114.
- LÉOTOT (C.) et BROUSSE (R.) -1987- 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). *C.R. Acad. Sci.*, 304 (II): 99-102.
- MOTTAY (G.) -1976- Contribution à l'étude géologique de la Polynésie française. Archipel des Australes. Mehetia. Thèse 3e cycle, Orsay, 217 p.
- OBELLIANNE (J.M.) -1955- Contribution à l'étude géologique des îles des Établissements Français de l'Océanie. Sciences de la Terre, 3: 146 p.

# 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.