

Les Marquises (Polynésie française) : volcanologie, géochronologie, discussion d'un modèle de point chaud

par ROBERT BROUSSE*, HANS G. BARSCZUS**, HERVÉ BELLON***, JEAN-MARIE CANTAGREL****, CHRISTOPHE DIRAISON***, HERVÉ GUILLOU* et CHRISTOPHE LEOTOT*

Mots clés. – Point chaud, Magmatisme intraplaque océanique, Volcanologie, Géochronologie, Marquises, Polynésie française, Pacifique.

Résumé. – Les édifices aériens des îles Marquises (alignement orienté N140°E dans l'océan Pacifique centre-sud, longitude 138°20'W à 140°40'W, latitude 7°50'S à 10°35'S) présentent des caractères spécifiques : phases de construction successives bien distinctes et d'importance égale, coexistence de basaltes saturés en silice et de basaltes sous-saturés. Cinquante datations ⁴⁰K-⁴⁰Ar nouvelles obtenues sur un échantillonnage suffisamment représentatif de l'histoire volcanique de chaque île, confrontées aux données antérieures, permettent de proposer un modèle de point chaud marquisien et d'évaluer les paramètres caractéristiques de l'activité aérienne dans l'alignement. Sur ces bases, une zonation temporelle apparaît nettement : les îles septentrionales ont été construites entre 5,80 et 4,70 Ma; les îles centrales (4,80 à 1,40 Ma) sont remarquables par la durée de leur activité (Ua Huka : 1,50 Ma; Nuku Hiva : 2,70 Ma); les îles méridionales (2,80 à 1,30 Ma) voient le volcanisme aérien des édifices principaux s'exercer au minimum durant 1,15 Ma. L'activité la plus récente attribuée au point chaud se situe dans la zone de fracture des Marquises. Une décroissance générale des âges moyens du volcanisme aérien est constatée du NW au SE de l'alignement, mais les progressions des âges d'initiation et de cessation de l'activité aérienne en fonction de la distance ne sont pas linéaires.

The Marquesas alignment (French Polynesia) : volcanology, geochronology, a hot spot model

Key words. – Hot spot, Intraplate magmatism, Volcanology, Geochronology, Marquesas archipelago, French Polynesia, Pacific ocean.

Extended abstract. – The Marquesas alignment (French Polynesia, south-central Pacific ocean), one of the most isolated island chains in the Pacific is composed of eight main volcanic islands. It has a N140°E ± 5° apparent orientation (fig. 1), which differs from the N110-120°E direction of other Pacific alignments (ex. : Hawaii, Society) subparallel to the present spreading direction of the Pacific plate.

Geometry. The Marquesas lavas would be derived preferentially from the old discontinuities of the oceanic crust generated at the Farallon ridge, mainly at the N160°E direction of accretion. The Marquesas alignment lies inside a N160°E oriented stripe (fig. 1), which is affected by volcanism all along its width (about 250 km) for the first 260 km (from Eiao to Ua Pou), whereas only the eastern half of the band has been active for the last 220 km in the south. In addition, a strike-slip N070°E oriented zone could exist near Ua Pou.

Volcanology. The volcanic style of the Marquesas islands is characterized by the succession of aerial building phases, whose intensity remained nearly constant with time. This behavior seems to entail a long period of activity for each volcano, during which the production of magmas would stay nearly constant instead of decreasing with time.

Geology and ⁴⁰K-⁴⁰Ar chronology of aerial volcanism. Whole-rock ⁴⁰K-⁴⁰Ar isotopical ages now available for aerial volcanism are presented in table I (near by 50 new and previously published values). The age spectrum for each island often is restricted because of an insufficient sampling and the tephrostratigraphical relations between dated lavas sometimes remain obscure. The main geological features and a discussion of the chronology of aerial volcanism are given for each island. Major chronological limits and the deficiencies of knowledges are defined as follows :

– Eiao corresponds to the superstructure of the NW quarter portion of a volcano affected by the collapse of a caldera. The building of the aerial volcano required at least two phases of activity : phase 1 (5.80 to 5.70 m.y.), phase 2 (5.30 to 5.00 m.y.);

– Hatutu is the SE residual portion of a volcano which is now almost entirely submerged. Ages measured on two basaltic flows range from 4.90 to 4.70 Ma;

– Banc Jean Goguel is a seamount located 65 km east of Eiao and reaching its highest point at – 30 m. An oceanite dredged from the flank of the volcano (– 700 m) has an age of 5.30 Ma;

– the large island of Nuku Hiva in the central region of the alignment is composed of two concentric volcanoes, each of them affected by a caldera collapse; their southern parts actually are missing because of a post-volcanic tectonics. The base of the external volcano (old volcano) is not dated. Ages measured on external and internal volcanoes lay between 4.80 and 3.60 Ma but are not enough constrained by tephrostratigraphy. Trachytic intrusions are not dated. A late separate phase of volcanic activity occurred around 3.10 Ma on a plateau between the two major volcanoes;

– the volcano of Ua Pou is devoid of any central caldera and the aerial activity is characterized by the abundance of differentiated lavas (phonolites and trachytes); quartz tholeiites, olivine tholeiites and nepheline basalts have been sampled [Duncan *et al.*, 1986]. According to the present knowledges, the emplacement of tholeiites (4.50 to 4.45 Ma) distinctly precedes that of nepheline basalts (2.80 to 2.70 Ma). Radiometric data on differentiated lavas are distributed between 2.50 and 1.80 Ma;

– Ua Huka is made of an older external volcano affected by collapse of a central caldera, at the bottom of which was built a recent internal volcano also affected by caldera collapse. The external volcano is not dated and the few ages measured on the internal one are concentrated around 2.90-2.80 Ma; differentiated lavas from the recent volcano are not dated. Some small late basaltic cones finally were built on the southwestern region of the island and are dated between 1.60 and 1.40 Ma;

– Fatu Huku is the residual structure of a volcano which is now almost entirely submerged. Two basaltic flows sampled on the island are dated between 2.65 and 2.55 Ma;

* Lab. pétrographie-volcanologie, Bât. 504, Univ. Paris-Sud, 91405 Orsay cedex.

** Centre géologique et géophysique, USTL, place E. Bataillon, 34060 Montpellier cedex et Centre ORSTOM de Tahiti, BP 529, Papeete, Polynésie française.

*** Lab. géochimie et de géochronologie, URA n° 1278. Genèse et Evolution des Domaines Océaniques, Univ. Bretagne occidentale, 6 avenue Le Gorgeu, 29287 Brest cedex.

**** Univ. Clermont-Ferrand II, UA10, 5 rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand cedex.

Note présentée à la séance des 21-22 novembre 1988, déposée le 10 juillet 1989; manuscrit définitif accepté le 11 juin 1990.

Midi 12

NDE

C... I

DIFF = 60

O.R.S.T.O.M. Fonds Documentaire

N° : 35 506 exp

Cote : B

M

— Hiva Oa, the largest island of the alignment, has a complex volcanic structure which is the result of a polyphased construction that includes from the west to the east the Atuona volcanic unit, the trachytic central chain of Ootua-Tapeata and the Puamau volcano. Ages measured on the Atuona volcanic unit are distributed between 2.75 and 1.70 Ma (the base of aerial volcanism is not dated); those of Puamau volcano lie between 1.95 and 1.60 Ma. Trachytic intrusions of Atuona, Puamau and the central chain are not dated;

— Tahuata volcano is now reduced to its NW portion and has undergone collapse of one or perhaps two central calderas. Basaltic flows and cobbles are dated between 2.90 and 1.75 Ma; domes of phonolite which intersect the volcano are not dated;

— Motane is the WSW edge of a caldera, i.e. the main part of the initial volcano would be actually submerged. Two phases of aerial volcanic activity have been identified and are separated by a paleosol; only the recent phase is dated around 2.20-2.15 Ma.

— Fatu Hiva, the most southeastern island of the alignment, is composed of two concentric volcanoes whose western halves are now submerged because of a post-volcanic faulting tectonics. Ages measured on the older external volcano are distributed between 2.45 and 1.80 Ma, but the base of aerial now emerged volcanism is not dated. The recent internal volcano was built inside the caldera of the external one and yields ages ranging from 1.70 to 1.30 Ma; differentiated lavas issued from this recent volcano are not dated.

Geochemistry of basalts (major and trace elements). 78 aerial basalts have been selected from a compilation of published and new chemical analyzes (features of selection: LOI \leq 2.5%; MgO $<$ 12%; $25 \leq$ DI $<$ 35; CIPW norm calculated with $Fe^{3+}/Fe^{2+} = 0.15$). Four other basalts from Ua Pou are considered (LOI $<$ 4%; MgO $<$ 12%; $22 \leq$ DI $<$ 35.5; CIPW norm calculated with $Fe^{3+}/Fe^{2+} = 0.15$). Three types of basalts are noted:

(1) 6 quartz tholeiites, (2) 50 olivine tholeiites, (3) 26 nepheline basalts (21 alkali basalts and 5 basanites ($Ne_N \geq 5\%$)). These basaltic types coexist on several islands. A temporal evolution of the silica saturation of basalts clearly appears on some islands (ex.: Nuku Hiva): lavas of the old volcano are rather olivine tholeiites or even quartz tholeiites, whereas the most recent lavas are more silica-undersaturated. Despite insufficient sampling, the proportion of nepheline basalts tends to increase from the oldest islands in the NW to the youngest ones in the SE.

The scattering of K₂O, Rb, Sr and Ba contents affects all of the islands, but K₂O contents globally increase from the NW to the SE of the alignment. Tholeiites of Ua Pou show particularly low contents in incompatible elements in relation to the other Marquesan basalts, but however are clearly more enriched in those elements than N MORB tholeiites. Diagrams of "incompatible elements normalized to primitive mantle" (fig. 3B) confirm the particularity of the Ua Pou tholeiites, which have a spectrum comparable to those of Tubuai basalts (Cook-Austral). Sr and Nd isotopic ratios demonstrate a heterogeneous source for the Marquesan basalts; the single island of Ua Pou has all the variations of isotopic compositions of magmas for all the islands.

A hot spot model; conclusions. We propose a hot spot model for the Marquesas alignment (fig. 2), which takes account of the age of each phase in the volcanic activity (submarine, then aerial). The duration of construction of the older external volcanoes is fixed at 1.12 m.y. and allows 1.57 m.y. for the duration of submarine activity. The N120°E crossing of the hot spot zone would be 300 ± 10 km long and the geometry of this zone is thought to be imposed by the N160°E old discontinuities of the Pacific plate; in this case, the width of the active stripe is 190 km. If we assume that the duration of the internal volcanoes construction also was directly controlled by the hot spot, then we must raise the width of the active stripe by about 60 km. The model brings out the major role of interactions between the hot spot and the Marquesas fracture zone: indeed, it seems that the Marquesas fracture zone, when moving over the supposed fixed hot spot, would make it progressively inactive.

This theoretical model for the Marquesan hot spot must account for the chronological synthesis of aerial volcanism just outlined. The connection between the volcanic process and the drift of the Pacific plate is indicated by the decrease from NW to SE of ages of aerial volcanism (fig. 4). However, even if it still remains significant chronological inconsistencies, the ages progression of the aerial activity does not seem to be linear and could express irregularities in the hot spot operating system. The hot spot volcanism of the Marquesas alignment was probably tectonically controlled by the present N120°E drift direction of the Pacific plate and by old discontinuities of the oceanic crust generated at the Farallon ridge (N160-170°E of accretion and N70-80°E of transform faults). Nevertheless, the average N140°E orientation of the Marquesas alignment is still not clearly explained.

INTRODUCTION

On ne peut parler de la géologie des Marquises sans évoquer le traité de Jardin [1858] sur l'histoire naturelle de cet alignement. Il aura cependant fallu attendre presque 80 ans pour que la géologie de ces îles soit à nouveau abordée par Chubb [1930]. Etudiant dans le détail Fatu Hiva, Tahuata, Hiva Oa et Nuku Hiva lors de l'expédition du «St George» de la Scientific Expeditionary Research Association of London, il reconnaît les structures particulières de Fatu Hiva et Nuku Hiva consistant en deux moitiés de caldèiras emboîtées, structure qu'il croit également reconnaître à Tahuata. A Hiva Oa, Chubb décrit trois cratères accolés (Atuona, Tahauku et Taaoa). Au niveau de l'archipel, il se rend compte de l'importance particulière de l'alignement des centres d'émission et des failles d'effondrement qu'il reconnaît sans pouvoir déjà les interpréter à l'aide d'un schéma global.

Par la suite, les îles Marquises ont été visitées vers 1952-1954 par Obellianne et Hiva Oa en 1955 par Aubert de la Rüe. Obellianne [1955] ne donne pas seulement une description succincte de toutes ces îles (exceptées Motane, Fatu Huku, Motu Iti et Motu One non visitées) et de leur pétrographie, mais il en présente aussi les premières esquisses géologiques. Aubert de la Rüe [1959] confirme pour l'essentiel les informations apportées par Chubb [1930], en précisant toutefois la nature de la «soufrière» de Fatueki.

Plus récemment, des études systématiques ont été entreprises dans l'ensemble de l'alignement, principalement par

Brousse [1973, 1974] (géologie, volcanologie, pétrographie), Duncan [1975] (géochronologie) et Barszczus [1981b] (géophysique et géochimie), fournissant l'essentiel de nos connaissances actuelles sur le volcanisme des îles marquises. Il convient de mentionner également l'étude géomorphologique de ces îles (Brousse *et al.*, 1978a) et de préciser — malgré leur absence apparente — l'existence, confirmée par des dragages, de bancs coralliens ennoyés dans le nord de l'alignement [Barszczus, 1981a]. L'absence apparente des récifs coralliens est expliquée par la survenance d'un choc thermique vers — 18 000 ans et la lenteur de leur reconstruction. Enfin, il faut citer les études effectuées par le BRGM à Eiao et la thèse de Gonzales-Marabal [1984] sur Hiva Oa, exploitant le matériel récolté par R. Brousse et F. Blanchard.

Plus précisément pour cette note, les datations isotopiques (J.M.C., H.B. et C.D.) ont été réalisées grâce au support de l'ATP GGO du CNRS, de même que les analyses géochimiques nouvelles. La synthèse des connaissances sur la géométrie et la volcanologie de l'alignement (R.B. et H.G.B.) repose sur l'expérience du terrain de ces auteurs acquise durant des missions nombreuses effectuées depuis 1970. L'échantillonnage analyse résulte de ces missions.

I. — GÉOMÉTRIE DES MARQUISES

L'alignement des Marquises, situé dans l'océan Pacifique central entre 138°20' et 140°40' de longitude Ouest, entre 7°50' et 10°35' de latitude Sud, comprend huit îles princi-

pales : Eiao, Nuku Hiva, Ua Huka, Ua Pou, Hiva Oa, Tahuata, Motane, Fatu Hiva, auxquelles s'ajoutent quelques îlots secondaires. L'allongement apparent de l'alignement est insolite car il est dans une direction $N140^{\circ}E \pm 5^{\circ}$ différente de celle ($N110-120^{\circ}E$) qu'ont les alignements d'îles océaniques du Pacifique, Hawaii [Crough et Jarrard, 1981] ou la Société [Brousse et Léotot, 1988]. D'une manière plus globale, l'alignement des Marquises est apparemment inscrit dans un rectangle, allongé à $N140^{\circ}E \pm 5^{\circ}$ sur 520 km et large de 200 km. Depuis les fonds à - 4000 m, ses limites coïncident à peu près avec les falaises qui bordent le relèvement de l'alignement marquisien [Monti et Pautot, 1973]. Il est à remarquer que les îles les plus grandes, Nuku Hiva, Hiva Oa, Fatu Hiva, se situent à l'axe médian de l'enveloppe signalée.

La direction $N140^{\circ}E \pm 5^{\circ}$ est étrange car elle diffère des lignes structurales de la plaque Pacifique acquises dans les derniers 43 Ma ($N030^{\circ}E$ des bandes d'accrétion et $N120^{\circ}E$ des transformantes) [Cox et Engebretson, 1985] comme dans les époques plus anciennes ($N160^{\circ}E$ des bandes d'accrétion à la ride Farallon et $N070^{\circ}E$ des transformantes [Mammerickx *et al.*, 1975]). Dans le canevas structural du Pacifique, la direction $N160^{\circ}E$ d'accrétion de la plaque ancienne est suffisamment proche de celle qu'a l'axe d'allongement apparent de l'alignement pour que nous puissions lui accorder un rôle déterminant. La sortie des laves marquisiennes se serait effectuée le long de discontinuités initiales. Dans le détail, la largeur de la bande $N160^{\circ}E$ est volcanisée dans les 260 premiers kilomètres depuis Eiao jusqu'à Ua Pou alors que seule la moitié orientale de la bande est active sur les 220 km restant au sud (fig. 1). Il y a même lieu de placer entre les deux ensembles une zone décrochante de 30 km de large, qui a pu guider l'émergence de Ua Pou, île qui se singularise par le chimisme de ses laves basiques, différent de celui des autres îles des Marquises [Brousse, 1978; Liotard *et al.*, 1986], et par la proportion inhabituelle de phonolites [Brousse et Maury, 1978].

La commande que la structure de la vieille croûte semble imposer à la sortie des Marquises est effective dans les autres points chauds du Pacifique. C'est en effet la direction de la bande de distribution des épicentres seismo-volcaniques au SE de Tahiti [Talandier et Okal, 1984]; c'est aussi cette direction qui commande la distribution des îles de l'alignement de la Société [Brousse et Léotot, 1988; Léotot, 1988] et des Australes [Diament et Baudry, 1988].

Au total, les anciennes discontinuités de l'ouverture Farallon semblent bien être des zones de faiblesse dont profite le magma pour atteindre la surface. L'expression superficielle du panache serait de ce fait contrôlée par la structure de la lithosphère dans le Pacifique comme cela a été signalé ailleurs notamment aux Kerguelen, dans l'océan Indien [Lameyre *et al.*, 1983].

La proposition que nous faisons ne considère pas les hypothèses formulées jusqu'alors pour expliquer la déviation entre l'allongement apparent et la direction d'avancement de la plaque et qui mettent en cause la non-fixité du point chaud des Marquises [Duncan et McDougall, 1976], la mobilité relative des différents points chauds du Pacifique [Chase et Sprowl, 1984; Pollitz, 1986] ou encore un changement du pôle rotation dans les 10 derniers millions d'années [Cox et Engebretson, 1985]. A l'inverse, la dévia-

tion 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 Cazenave, 1985].

II. - VOLCANOLOGIE

Du point de vue volcanologique, le schéma des îles Marquises est relativement simple et résulte de plusieurs phases d'édification pour chacun des volcans. A Fatu Hiva, par exemple, l'édification aérienne a créé deux édifices : un volcan externe dont le centre est effondré en une large caldeira, puis, lors d'une deuxième phase, un volcan interne qui croît dans la caldeira précédente et qui, également, possède une plus petite caldeira centrale [Brousse, 1978]. En d'autres cas, comme à Hiva Oa, le schéma est plus complexe, quatre phases se succédant d'ouest en est [Brousse *et al.*, 1978a; Gonzales-Marabal, 1984].

Il reste que le schéma volcanologique des Marquises est très spécifique et diffère de celui des volcans de l'alignement de la Société ou de Hawaii. Les phases marquisiennes successives, nettement distinctes, sont d'importance relativement égale, alors qu'à la Société ou à Hawaii l'importance des phases successives diminue avec le temps. Cette spécificité du volcanisme marquisien traduirait une alimentation magmatique plutôt constante dans le temps.

Ainsi, les faits signalés rendent difficile l'homologie complète qu'on est en droit d'attendre dans le fonctionnement des points chauds de la Société et des Marquises. Il semble toutefois qu'on puisse homologuer la totalité de la construction aérienne (stades pre- et syn-caldeira) des îles de la Société avec l'édification du seul volcan externe des Marquises. La construction du volcan interne est, par contre, à comparer au stade à la fois post-caldeira et post-érosion des îles de la Société.

Les seules manifestations d'activité actuelle sont les importants dégagements gazeux de H_2S à la Soufrière de Fatueki à Hiva Oa [Gonzales-Marabal, 1984].

III. - GÉOLOGIE ET CHRONOLOGIE $^{40}K-^{40}Ar$ DU VOLCANISME AÉRIEN

Près de cinquante datations isotopiques $^{40}K-^{40}Ar$ sur roche totale ont été sélectionnées (tabl. I) parmi celles réalisées aux laboratoires de géochronologie de l'UBO Brest et de l'université de Clermont-Ferrand II sur des laves provenant de deux collections distinctes établies par R. Brousse et H.G. Barsczus lors de plusieurs missions effectuées sur l'alignement. Ces données nouvelles sont comparées à celles publiées antérieurement [Duncan et McDougall, 1974; Duncan *et al.*, 1986; Katao *et al.*, 1988] ou communiquées récemment par R.A. Duncan. Leur valeur a été testée avant leur utilisation chronologique. Ces tests portent sur la qualité «pétrologique» de l'échantillon (état de la paragenèse minéralogique primaire, importance de l'altération des minéraux et de la mésostase (perte au feu notamment), présence d'une cumulation importante de phénocristaux d'olivine et clinopyroxène (éventuellement xénocristaux) ou composition chimique révélant de fortes concentrations en MgO , Cr et Ni) et sur la qualité des paramètres analytiques des datations (pourcentage d'argon radiogénique et



FIG. 1 - Schéma structural de l'alignement des Marquises - d'après bathymétrie du Pacifique Sud, échelle 1/2 800 000^e, CNEXO/COB, 1975.
 Fig. 1. - Structural map of the Marquesas alignment - after bathymetry of the South Pacific Ocean, scale 1/2,800,000, CNEXO/COB, 1975.

concentration de ^{36}Ar au regard de la teneur en K_2O de l'échantillon). Enfin, lorsque cela a été possible, l'adéquation des données analytiques et des données téphrostratigraphiques a été examinée.

1) Eiao

L'île la plus septentrionale de l'alignement (avec Hatutu) a la forme d'un croissant long de 13 km, large de 3,5 km, concave vers le SE et montre un plateau dont l'altitude va-

rie entre 300 et 500 m, incliné vers le NW, bordé par de hautes falaises côtières.

L'édifice constitué par un empilement de coulées basaltiques métriques, pahoehoe, est recoupé par de nombreux dykes dont les directions convergent en une zone située en mer au SE de l'île. Ces observations conduisent à considérer qu'il s'agit de la superstructure du quart NW d'un volcan affecté par l'effondrement d'une caldeira de diamètre décakilométrique [Brousse, 1973; Brousse et Bellon, 1974; Liotard et Barszczus, 1984].

L'accès de l'île est très difficile et seule une coupe de la côte NW effectuée à partir de la baie Vaituha a pu être levée dans le détail entre 0 et 300 m. Les âges mesurés se répartissent selon deux groupes (tabl. I) : (a) 5,80-5,70 Ma : coulées à la base (0 à 40 m) de la coupe (B65A et B, EAO03 et 11) surmontées par un paléosol; (b) 5,30-5,00 Ma : coulées B65P et 66R à 120-150 m, B66E à 290 m et dyke B66P1. Ces données semblent montrer que la construction de l'édifice s'est effectuée en deux stades au moins, séparés par une phase de latence de 0,40 Ma.

2) Hatutu (ou Hatutaa)

Cet îlot allongé NE-SW et situé à quelques kilomètres au NE d'Eiao a également une forme de croissant long de 5,5 km et large de 1 km, concave vers le NW. Il représenterait le pan SE résiduel d'un volcan à présent presque entièrement immergé [Obellianne, 1955; Liotard et Barszus, 1983b]. Deux coulées basaltiques prélevées au SW de l'édifice, sur la pente externe, sont datées à 4,90 et 4,70 Ma (HTT05 et 01) et sont donc un peu plus récentes que la deuxième phase d'activité d'Eiao.

3) Banc Jean Goguel

Situé à 65 km à l'est d'Eiao et séparé par deux dépressions profondes des bancs Motu One et Clark, ce haut fond volcanique de forme elliptique remonte à - 30 m [Barszus et Liotard, 1984]. Une océanite recueillie parmi les 20 kg de laves dragués à la cote - 700 m au cours de la mission «Marquises 1980» du B.C.B. Marara (H.G. Barszus) est datée à 5,30 Ma (BJG08). Cet âge est celui de la deuxième phase d'activité d'Eiao.

4) Nuku Hiva

Localisée dans la zone centrale de l'alignement, cette île est avec celle de Hiva Oa l'édifice aérien le plus grand des Marquises. En forme de quadrilatère (25 km d'est en ouest, 15 km du nord au sud), Nuku Hiva est le résultat d'une construction complexe. On peut y distinguer deux volcans emboîtés présentant chacun une caldeira [Brousse, 1973; Brousse et Guille, 1978] et dont les parties méridionales ont aujourd'hui disparu à la suite d'effondrements tardifs.

Le volcan externe, ancien, résulte d'une activité essentiellement effusive peu différenciée (basaltes et hawaïtes). Sa caldeira aurait un diamètre de 12 à 15 km.

Le volcan interne, plus récent, qui expose de nombreux niveaux scoriacés entre les coulées, est recoupé par un réseau filonien très développé. Sa caldeira plus réduite aurait un diamètre de 6 km. Ses laves forment une série alcaline différenciée des basaltes aux trachytes [Brousse et Guille, 1978; Maury et Brousse, 1978]. Les roches grenues y sont fréquentes (galets de syénite dans la vallée de Hakau au SW de l'île).

Situé entre ces deux unités, le plateau de Tovii a été interprété comme une unité volcanique autonome [Brown, 1935; Adamson, 1939].

Les âges obtenus sur les formations de l'unité ancienne sont compris entre 4,80 et 3,80 Ma, mais la base de l'édifice n'est pas datée. La succession chronoradiométrique et

la téphrostratigraphie établie restent difficilement comparables pour l'instant. Les trop rares données sur les formations de l'unité plus récente (une coulée sommitale et une coulée intracaldera (B63J et 61H)) se distribuent entre 3,90 et 3,60 Ma. Les trachytes recoupant l'édifice ne sont pas datés. Deux données sur les formations du plateau de Tovii convergent à 3,20-3,10 Ma (B63Z, tabl. I, si datation la plus récente uniquement considérée; dyke daté par Duncan et McDougall, [1974]), accréditant l'hypothèse d'une activité postérieure dans cette zone. Enfin, en quelques points de la pente externe de l'unité ancienne se signale une activité réduite, non datée, mais nettement plus récente que le volcan ancien.

5) Ua Pou

Cette île, à 50 km au sud de Nuku Hiva, ne présente pas de caldeira exprimée en son centre, à la différence des autres grandes îles marquises. De contour presque losangique et de 105 km² de superficie, elle présente une crête centrale N-S et des crêtes secondaires, séparant les vallées, au sommet desquelles percent des necks phonolitiques formant les points culminants de l'île [Brousse, 1973 et 1978]. Plus de la moitié des laves affleurantes et localisées principalement au centre d'Ua Pou serait différenciée (trachytique et phonolitique), le volcan basaltique initial affleurant en périphérie. Les datations les plus récentes [Duncan *et al.*, 1986] ont eu pour objectif de préciser les relations chronologiques entre les basaltes tholeiitiques (tholeiites à quartz et tholeiites à olivine) et les basaltes à néphéline normative (basaltes alcalins et basanites) qui coexistent spatialement. Les basaltes tholeiitiques sont plus anciens (3 âges de 5,61 à 4,46 Ma) que les basaltes à néphéline normative (2,80 à 2,70 Ma). En raison de son isolement, l'âge à 5,61 Ma (tabl. I) demande à être confirmé et, en l'état actuel des connaissances, la mise en place des basaltes tholeiitiques sera principalement située autour de 4,50-4,45 Ma. Un laps de temps de 1,60 à 1,70 Ma semble séparer les deux types d'émissions basaltiques, il ne permet toutefois pas de conclure à l'existence d'une coupure temporelle réelle signifiant l'absence de relations entre ces magmas. Une activité plus tardive, différenciée et évoluant des hawaïtes aux phonolites, succède aux émissions basaltiques alcalines, datée entre 2,49 et 1,78 Ma.

6) Ua Huka

De morphologie assez comparable à Nuku Hiva, l'île a une forme de croissant concave vers le sud. On peut y distinguer un volcan externe, ancien, à caldeira dont le rebord est marqué par une crête hémi-circulaire [Brousse et Sevin, 1978]. Sur le plancher de la caldeira s'est développé un volcan interne, plus récent, légèrement excentré vers l'est et possédant lui-même une caldeira.

Les seules laves datées proviennent de ce deuxième édifice : une coulée de la pente externe (B67E), deux coulées, un dyke et un galet dans la caldeira [Duncan et McDougall, 1974]. L'activité se place autour de 2,90-2,80 Ma (tabl. I). L'épisode différencié n'est pas daté. Par contre, le volcanisme basaltique tardif (volcans scoriacés, tels celui de Tepepo et volcans hawaïens, tels celui de Tahoatikihau qui

TABLE I. - Alignement des Marquises, datations isotopiques ^{40}K - ^{40}Ar retenues dans l'interprétation chronologique du volcanisme aérien. Les âges sont calculés d'après les constantes de désintégration et les abondances isotopiques définies par Steiger et Jäger [1977] : $\lambda_{\beta^-} = 4,962 \cdot 10^{-10} \text{ an}^{-1}$; $\lambda_{\epsilon} = 0,581 \cdot 10^{-10} \text{ an}^{-1}$; $^{40}\text{K} = 0,01167 \%$ de K total en atomes. datations UBO Brest : l'incertitude sur l'âge mesuré est fixée à $\pm 5 \%$ lorsque $^{40}\text{Ar}^* \geq 15 \%$ et $\text{K}_2\text{O} \geq 0,1 \%$.

(1) Duncan et Mc Dougall, 1974 (recalculé avec les constantes 1977) (2) Duncan et al, 1986 (3) Duncan (inédit) - (4) Katao et al, 1988		Analyses UBP-CNRS UA 10 - Clermont-Ferrand				Analyses U.B.O. Brest				OBSERVATIONS	
Echantillon, localisation	Age (m.a.)	Echantillon, localisation	K2O(%)	$^{40}\text{Ar}^*$ ($\times 10^{-7}\text{cc/g}$)	$^{40}\text{Ar}^*$ (%)	Age (m.a.)	K2O(%)	$^{40}\text{Ar}^*$ ($\times 10^{-7}\text{cc/g}$)	$^{40}\text{Ar}^*$ (%)	Age(m.a.)	
		B86A, dyke, baie de Oi	1,23	0,577	18	1,46 \pm 0,07	1,15	0,513	23	1,38 \pm 0,07	FATUHIVA
(3)B69M coulée,+275m, Hanavave	1,38 \pm 0,04	B69M,coulée, +275m, Hanavave					0,96	0,440	9	1,42 \pm 0,21	volcan interne
(1)73-47, galet, Omoa	1,46 \pm 0,05						0,96	0,450	11	1,45 \pm 0,11	
	1,33 \pm 0,02						0,96	0,452	9	1,46 \pm 0,22	(laves différenciées non datées)
(1)73-45, galet, Omoa	1,39 \pm 0,02	B69K,coulée,+250m, Hanavave					1,14	0,617	17	1,68 \pm 0,08	
(1)73-49, galet, Hanavave	1,42 \pm 0,03										
(1)73-44, coulée,Omoa	1,42 \pm 0,05										
		B84 S, dyke, plateau de Tetana	1,57	0,857	10	1,70 \pm 0,15	1,55	0,961	14	1,92 \pm 0,14	volcan externe
		B84R,coulée,+110m,pl.de Tetana	1,22	0,767	12	2,00 \pm 0,15					
		B84J,coulée,+80m,pl.de Tetana					0,53	0,359	14	2,10 \pm 0,16	(pente externe non datée)
		B84B,coulée,base pl. de Tetana					0,77	0,611	20	2,46 \pm 0,12	
		B57B2,coulée,+390m, Ataeva					1,17	0,888	18	2,26 \pm 0,11	MOTANE
		B56M,coulée,+190m,Ataeva	1,21	0,834	11	2,15 \pm 0,20	1,13	0,770	14	2,11 \pm 0,16	volcanisme sous la discontinuité, non daté
(1) 73-43,galet,Vaitahu	1,82 \pm 0,04	B55A,coulée,+250m, Vaitahu	0,76	0,426	17	1,74 \pm 0,09					TAHUATA
(1) 73-42,galet,Vaitahu	1,94 \pm 0,03	B55M,coulée,+250m,Hanene	0,99	0,655	11	2,10 \pm 0,20					phonolites non datées
(1) 73-41,galet,Hapaloni	1,97 \pm 0,03	B54X,coulée,+220m,Vaitahu	0,86	0,728	14	2,60 \pm 0,20	0,90	0,821	18	2,83 \pm 0,14	
(1) 73-40,galet,Hanateio	2,09 \pm 0,04	B54S,coulée,+190m,Vaitahu					1,14	1,029	15	2,80 \pm 0,21	
		B54M,coulée,+35m,Vaitahu					0,85	0,783	20	2,86 \pm 0,14	
(4) BB1, Nahoe (Pte Tenamano)	1,87 \pm 0,05	B53P,dyke,intracaldeira Puamau	2,00	1,243	11	1,93 \pm 0,15					HIVA OA
(1) 73-27,dyke, intracaldeira Puamau	1,89 \pm 0,15										trachytes non datés
(1) 73-28,coulée,vers sommet caldeira Puamau	1,94 \pm 0,11										volcan de Puamau
(1) 73-31,galet, Sud Puamau	1,63 \pm 0,03										
(1) 73-29,galet, Sud Puamau	1,62 \pm 0,03										
(1)73-34,dyke,intracaldeiraAtuona	1,77 \pm 0,04	B51D,coulée intracaldeira Atuona	2,86	1,585	19	1,72 \pm 0,08					Unité d'Atuona
(1) 73-32,coulée, Taaoa	2,55 \pm 0,06	HVO O1,		1,52	16	1,78 \pm 0,09					
(1) 73-33,galet, Taaoa	2,54 \pm 0,06	HVO 27,		0,92	12	1,81 \pm 0,15					
(4) E3,coulée,intracaldera Atuona	2,05 \pm 0,04	B51E,		2,94	23	1,92 \pm 0,08					
(4) G5,coulée,ouest baie Tahauku	2,44 \pm 0,08	HVO O7,		1,04	17	2,02 \pm 0,10					
(4) M2,coulée,ouest plage Taaoa	1,77 \pm 0,05										
(4) N1,dyke,ouest plage Taaoa	2,74 \pm 0,07										
(4) O3,coulée,ouest plage Taaoa	2,27 \pm 0,06										
(4) R7, Tapeata	2,51 \pm 0,07										
(4) R2B, Tapeata	1,77 \pm 0,05										
(4) BF5, Ootua	1,77 \pm 0,05										
(4) BH4, plage Hanaiapa	1,93 \pm 0,05										base du volcanisme non daté
(4) BH8, plage Haianapa	1,84 \pm 0,05										
	2,46 \pm 0,06										
		FTK 09	2,29	1,876	25	2,54 \pm 0,09					FATUHUKU
		FTK 04	1,37	1,165	20	2,60 \pm 0,10					
		FTK 13	1,27	1,081	22	2,65 \pm 0,10					

TABLE I. — Marquesas alignment, ^{40}K - ^{40}Ar isotopic ages considered for the chronological interpretation of aerial volcanism. Ages are calculated using the decay constants and isotopic abundances of Steiger and Jäger [1977].
UBO Brest data : the uncertainty on a measured age is $\pm 5\%$ when $^{40}\text{Ar}^* \geq 15\%$ and $\text{K}_2\text{O} \geq 0.1\%$.

(1) Duncan et Mc Dougall, 1974 (recalculé avec les constantes 1977) (2) Duncan et al, 1986 (3) Duncan (inédit) - (4) Katao et al, 1988			Analyses UBP-CNRS UA 10 - Clermont-Ferrand				Analyses U.B.O. Brest				OBSERVATIONS
Echantillon, localisation	Age (m.a.)	Echantillon, localisation	K ₂ O(%)	⁴⁰ Ar* (x10 ⁻⁷ cc/g)	⁴⁰ Ar*(%)	Age (m.a.)	K ₂ O(%)	⁴⁰ Ar* (x10 ⁻⁷ cc/g)	⁴⁰ Ar*(%)	Age(m.a.)	
(1) 73-6, galet, intracaldeira v.i.	2,78±0,03	B67S2, lac de lave, Tahoatikikau B67H, cratère du cône Tepoepo B67B, base du cône Tepoepo	0,77 0,68 0,99	0,347 0,330 0,493	6 8 8	1,40±0,25 1,50±0,20 1,60±0,20					UA HUKA volcanisme basaltique tardif
(1) 73-5, dyke, intracaldeira v.i. (1) 73-9, coulée, intracaldeira v.i. (1) 73-8, coulée,	2,82±0,04 2,85±0,05 2,86±0,03	B67E, coulée, +120m, pente externe v.i.	0,99	0,924	13	2,90±0,20					volcan interne (laves différenciées non datées) volcan externe non daté
(2) UAP 015 (2) UAP 012 (2) UAP 019 (2) UAP 037 (2) UAP 025 (2) UAP 003 (2) UAP 010 (2) UAP 001 (2) UAP 002 (2) UAP 011 (2) UAP 017 (2) UAP 024	1,78±0,03 2,24±0,05 2,42±0,04 2,42±0,03 2,49±0,03 2,70±0,06 2,70±0,04 2,75±0,03 2,78±0,03 4,46±0,07 4,51±0,14 5,61±0,06	UAP 011	0,73	1,058	13	4,48±0,30					UA POU laves différenciées basaltes alcalins et basanites tholeiites
(1) 73-18, dyke, Taipivai	3,07±0,05 3,13±0,05	B63Z, coulée, base Taipivai B61H, coulée, +110m, intracal. v.i. B63J, coulée, +480m, sommet cald.	5,25 1,75 2,06	5,404 2,083 2,391	11 24 22	3,20±0,30 3,70±0,15 3,60±0,15	5,16 1,57	6,225 1,998	42 38	3,74±0,19 3,94±0,20	NUKU HIVA volcanisme tardif (plateau de Tovii) trachytes non datés volcan interne
(1) 73-14, galet, Anaho (1) 73-11, galet, Anaho (1) 73-13, galet, Anaho (1) 73-12, galet, Anaho	3,80±0,09 3,99±0,06 4,04±0,14 4,30±0,06 4,32±0,07	B64K, coulée, +400m, sommet cald. B77R, coulée, +260m, terre déserte B77M, coulée, +220m, terre dés. B77K, coulée, +160m, terre déserte B77J, coulée, +120m, terre déserte	2,01 2,33 2,41 0,86 0,64	2,638 2,850 2,951 1,322 0,840	35 21 31 14 11	4,10±0,10 3,80±0,20 3,80±0,10 4,80±0,30 4,10±0,30	1,81 2,32 2,13 0,85	2,709 3,153 3,105 1,304	51 21 42 17	4,64±0,23 4,21±0,21 4,52±0,23 4,75±0,24	volcan externe (base du volcan non datée)
		BJG 08	0,48	0,818	15	5,30±0,30					BANQ JEAN GOGUEL volcan sous marin
		HTT 01, coulée HTT 05, coulée	1,19 0,81	1,820 1,271	21 21	4,70±0,20 4,90±0,20					HATUTU
(3) B66P1, dyke, +65m, Vaituha	5,07±0,12 5,12±0,19	B66P1, dyke, +65m, Vaituha B66E, coulée, +290m, Vaituha B66R, coulée, +150m, près Vaituha B65P, coulée, +120m, Vaituha EAO 11, coulée vers base Vaituha EAO 03, coulée vers base Vaituha B65B, coulée, +40m, Vaituha B65A, coulée, +35m, Vaituha	0,96 1,35 0,70 1,11 0,72	1,551 2,268 1,198 2,078 1,327	25 29 19 34 27	5,00±0,20 5,20±0,20 5,30±0,25 5,80±0,15 5,70±0,20	0,82 1,38 0,64 1,47 1,56	1,322 2,284 1,066 2,720 2,900	14 53 32 27 37	4,99±0,37 5,13±0,26 5,16±0,26 5,73±0,29 5,76±0,29	EIAO Phase 2 Phase 1

présente un lac de lave fossile) mis en évidence au SW de l'île est daté à 1,60-1,40 Ma.

7) Fatu Huku

L'accès de l'îlot (1900 m d'est en ouest, point culminant à 361 m) découvert par Cook en 1774 est difficile.

Les données bathymétriques montrent qu'il s'agit d'une structure résiduelle presque entièrement ennoyée¹. L'examen des falaises, effectué lors d'une visite en 1980, a révélé la présence de deux phases de construction (présence d'un paléosol), des formations de brèches et de tufs à la base, un empilement de coulées, enfin de nombreux dykes NE-SW recoupant l'ensemble (Liotard et Barszczus, 1983a).

Deux coulées de basalte affleurant sur la côte ouest sont datées à 2,65 et 2,54 Ma (tabl. I).

8) Hiva Oa

L'île la plus grande de l'alignement (315 km²) s'étend sur 40 km d'ouest en est. Sa structure complexe résultant d'une construction polyphasée comprend :

— à l'ouest, l'unité d'Atuona, «super-volcan» constitué par des centres émissifs successifs et coalescents [Chubb, 1930; Brousse *et al.*, 1978a; Brousse *et al.*, 1978b), ou volcan ancien à large caldeira, à l'intérieur de laquelle se sont édifiés des volcans postérieurs [Gonzales-Marabal, 1984]. Les dykes différenciés jusqu'aux trachytes qui recoupent cette unité ont une fréquente orientation N-S;

— au centre, la chaîne centrale, N170 °E, d'Ootua-Ta-peata, exposant de très nombreuses intrusions trachytiques qui recoupent un encaissant essentiellement pyroclastique;

— à l'est, le volcan de Puamau présente une caldeira de 5 km de diamètre occupée par un réseau filonien très dense, notamment de composition trachytique.

Les nombreuses datations disponibles (tabl. I) [Duncan et McDougall, 1974; Katao *et al.*, 1988; données inédites] restent difficiles à exploiter, les relations téphrostratigraphiques étant encore trop imprécises malgré les nombreuses missions de terrain (Chubb, Adamson, Obellianne, Aubert de la Rüe, Brousse, Blanchard, Barszczus). On retiendra que les âges mesurés sur l'unité d'Atuona sont compris entre 2,74 et 1,72 Ma, les âges les plus anciens se répartissant tant au nord qu'au sud de cette unité. Le volcan de Puamau est daté entre 1,94 et 1,62 Ma sur 6 échantillons (tabl. I).

Katao *et al.* [1988] mettent en évidence deux groupes chronoradiométriques distincts : 2,74 à 2,44 Ma et 2,05 à 1,62 Ma. Le premier groupe représenterait la période de construction principale de l'édifice, période d'intense acti-

tivité, le second correspondrait à un stade tardif caractérisé par une activité réduite.

9) Tahuata

Cette île de dimensions modestes a la forme d'un croissant concave vers le SE. Séparé d'Hiva Oa par un chenal profond de 50 m et large de 3 à 4 km, l'édifice de Tahuata pourrait avoir fait partie de la construction de cette île.

Les imposantes falaises bordières rendant l'île assez inaccessible montrent des empilements où alternent coulées et niveaux scoriacés et cendreux. Des dykes observés sur la côte sud recoupent la série.

La présence de deux rides concentriques et arquées culminant à 1050 m pourrait matérialiser l'effondrement d'une caldeira selon deux courbes concentriques [Brousse, 1978] ou marquer l'existence de deux volcans emboîtés comme en d'autres îles de l'alignement (Nuku Hiva et Ua Huka).

Les datations (tabl. I) concernent des coulées affleurant de 35 à 300 m d'altitude et formant le flanc nord de l'édifice et 4 galets dont un prélevé dans la caldeira [Duncan et McDougall, 1974]. Les âges des coulées se distribuent selon deux groupes : 2,90 à 2,60 Ma (35 à 220 m) et 2,10 à 1,75 Ma (au-delà de 240 m). Les âges des galets sont compris entre 2,10 et 1,80 Ma. Les dômes de phonolite ne sont pas datés. A première vue, la construction de Tahuata (en un ou deux stades) est donc synchrone de celle de Hiva Oa.

10) Motane

A 20 km au sud de Hiva Oa, cet îlot d'allongement NNW-SSE pourrait représenter la partie WSW du pourtour d'une caldeira dont la bordure orientale est aujourd'hui effondrée et ennoyée. Deux phases de construction de l'édifice ont dû intervenir comme le montre la position altimétrique très variable (0 à 400 m) d'un paléosol au sein d'un empilement très régulier de coulées [Brousse, 1978], qui souligne donc la morphologie érodée du volcan initial. Seule est datée la phase récente vers 2,20-2,15 (B56M et 57B2).

11) Fatu Hiva

L'île la plus méridionale des Marquises a la forme d'un croissant concave vers l'ouest; elle se compose de deux volcans emboîtés, concentriques.

Le volcan externe, ancien, présente une caldeira de 8 km de diamètre dont le rebord est bien marqué dans la morphologie (crête hémi-circulaire regroupant les points culminants à l'altitude maximale de 960 m). Il est constitué essentiellement par un empilement de coulées métriques de basalte, d'océanite et d'hawaïite. Une coupe réalisée au SW de l'île (entrée de la vallée d'Omoa) dans la zone interne a été datée entre 2,46 Ma (base) et 1,81 Ma. (dyke d'hawaïite terminal) sur 5 échantillons (tabl. I).

Le volcan interne montre l'existence à son début d'un épisode explosif majeur (lahars épais de 250 m observés dans la coupe de Hanavave [Brousse, 1978], statues «Les Vierges» constituées d'énormes colonnes de brèches et de lahars situées au débouché de la vallée de Hanavave), puis

1. Une observation troublante a été effectuée par Candelot (communication personnelle) : comparant les descriptions cartographiques données par son découvreur, Cook et par un autre explorateur Hergest, avec la cartographie que livre plus tardivement Porter, il constate que la superficie de Fatu Huku a dû considérablement diminuer entre les visites d'Hergest et de Porter. En fait, la position et les contours de l'île indiqués par Cook et Hergest coïncident pratiquement avec ceux du haut-fond indiqué sur les cartes bathymétriques modernes. Candelot conclut à la possibilité d'un événement cataclysmique (raz de marée, tsunami ou événement tectonique ?), survenu vers 1800 (les légendes marquisiennes en garderaient la mémoire) et responsable de la presque disparition d'une île aux dimensions autrefois plus importantes.

la mise en place de puissantes coulées basaltiques (20 m en moyenne, coupe de Hanavave) datées entre 1,68 et 1,43 Ma (tabl. I). Une coulée et trois galets de basalte et d'hawaïite prélevés à l'embouchure des vallées de Hanavave et d'Omoa sont datés entre 1,42 et 1,33 Ma [Duncan et McDougall, 1974]. L'âge d'un dyke (B86A) affleurant au cœur de la caldeira du volcan interne permet de supposer son effondrement vers 1,40 Ma.

Les rares laves différenciées observées dans la vallée d'Omoa [Obellianne, 1955; Brousse, 1978] n'ont pas été datées.

L'activité aérienne s'est donc exercée au moins entre 2,45 et 1,30 Ma.

IV. — MODÈLE DE POINT CHAUD

Depuis la proposition de Morgan [1972], les alignements volcaniques sont regardés comme les productions successives d'une plume mantellique, entraînées sur la plaque lithosphérique. Depuis, nombre de scientifiques ont cherché à déterminer dans quelles mesures les points chauds, considérés fixes, pouvaient fournir un canevas de référence pour les plaques mobiles.

Jusqu'à présent, cette notion de point chaud, aux Marquises comme ailleurs dans le Pacifique, a été défendue par le biais de diagrammes associant l'âge des îles et leur distance à l'île la plus jeune, dans le cas présent Fatu Hiva au SE. Chaque fois que de nouvelles séries de datations étaient données, une droite de corrélation était proposée [Brousse, 1985], dont la pente calculée (12,8 cm/an à 9,9 cm/an) donnait la vitesse de dérive de la plaque océanique.

Généralisée à la totalité des alignements du Pacifique, la valeur des pentes de ces droites couplée à celle de l'azimut de chacune des chaînes permet de localiser le pôle et la valeur de la rotation angulaire de la plaque porteuse. Pour le présent, la plaque Pacifique tourne de $1 \pm 0,02^\circ/\text{Ma}$ autour d'un pôle situé à $70^\circ\text{N}-101^\circ\text{W}$ [McDougall et Duncan, 1980], une valeur proche de celle qu'ont proposées Minster et Jordan [1978] de $0,96 \pm 0,01^\circ/\text{Ma}$ pour un pôle à $61,7^\circ\text{S}-97,2^\circ\text{E}$.

Les Marquises, à 84° de latitude par rapport au premier pôle cité, auraient donc une vitesse de progression linéaire ($\text{N}120^\circ\text{E}$) de 11,1 cm/an. Cette valeur est quelque peu plus importante que celles qu'ont calculées Duncan et McDougall [1974] à 9,9 cm/an, ou Morgan [1972] à 10,4 cm/an.

Il y a lieu, enfin, d'ajouter que la méthodologie suivie jusqu'ici pour approcher la notion de point chaud a d'importantes limites [Léotot, 1988; Diraison *et al.*, 1991]. Dès l'instant où les présents résultats sont à la fois nombreux et bien contraints par la téphrostratigraphie, il est possible de discuter les âges de chacune des phases de construction des îles au lieu de se limiter au calcul d'un âge moyen.

1) Début de construction aérienne des volcans externes

Le début de la construction aérienne des volcans externes est la droite BB'B'', dans le diagramme âge-distance (fig. 2A), qui, avec une pente de 11,1 cm/an, passe par les points les plus vieux des îles. Ici ont été plus particulière-

ment 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.

2) Fin de construction aérienne des volcans externes

La droite CC'C'' est l'enveloppe des points les plus jeunes datés des volcans externes marquisiens. Aux données d'Eiao et de Nuku Hiva s'ajoutent celles de Hiva Oa et de Fatu Hiva incomplètes quant aux âges les plus vieux. La durée de construction des volcans externes (écart entre les droites BB'B'' et CC'C'') est de 1,10 Ma; cette valeur est légèrement supérieure à celle de 0,75 Ma correspondant à la durée d'édification des volcans de l'alignement de la Société.

3) Définition de la bande de point chaud

Dans les travaux jusqu'ici consacrés aux Marquises, la position du point chaud était celle que fixait, au temps zéro, la droite de corrélation calculée aux dépens des âges moyens des îles. La position alors repérée coïncidait à peu près avec celle qu'a actuellement la faille transformante dite zone de fracture des Marquises (ZFM). En pratiquant de la sorte, il était oublié le temps nécessaire à la construction des parties sous-marines des îles, à mettre pourtant au compte de la zone thermique anormale. Il est vrai que, contrairement à la Société dont la zone de point chaud peut être considérée comme étant l'aire de répartition des actuels séismes tectono-volcaniques, aucun renseignement n'existe sur la zone de point chaud des Marquises. On est même en droit de se demander si celle-ci est encore active.

En première approximation et faute de données, nous considérerons que les temps relatifs des constructions sous-marines et aériennes sont les mêmes dans les alignements de la Société et des Marquises. Dans la Société, pour une durée de construction totale de 1,80 Ma, les parts sous-marines et aériennes sont respectivement de 1,05 et 0,75 Ma, ce qui, pour un temps de construction aérienne de 1,12 Ma aux Marquises (volcan externe) ferait une durée d'édification sous-marine de 1,57 Ma.

Dans ce modèle, la construction depuis le sous-sol océanique jusqu'au sommet des volcans externes, acquise en 2,70 Ma, serait donc une fois et demi plus longue qu'à la Société.

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

Comme pour la Société, nous émettrons l'hypothèse que l'ensemble des constructions, sous-marine et aérienne, s'est fait au cours de la traversée de la zone de point chaud, débutant en A – point d'extrapolation de la droite A'A'' au temps O – et se terminant en C – extrapolation au temps O de la droite C'C''.

La traversée $\text{N}120^\circ\text{E}$ ainsi calculée de la bande de point chaud serait de 300 ± 10 km. Comme la géométrie du point chaud est imposée par les directions $\text{N}160^\circ\text{E}$ anciennes de

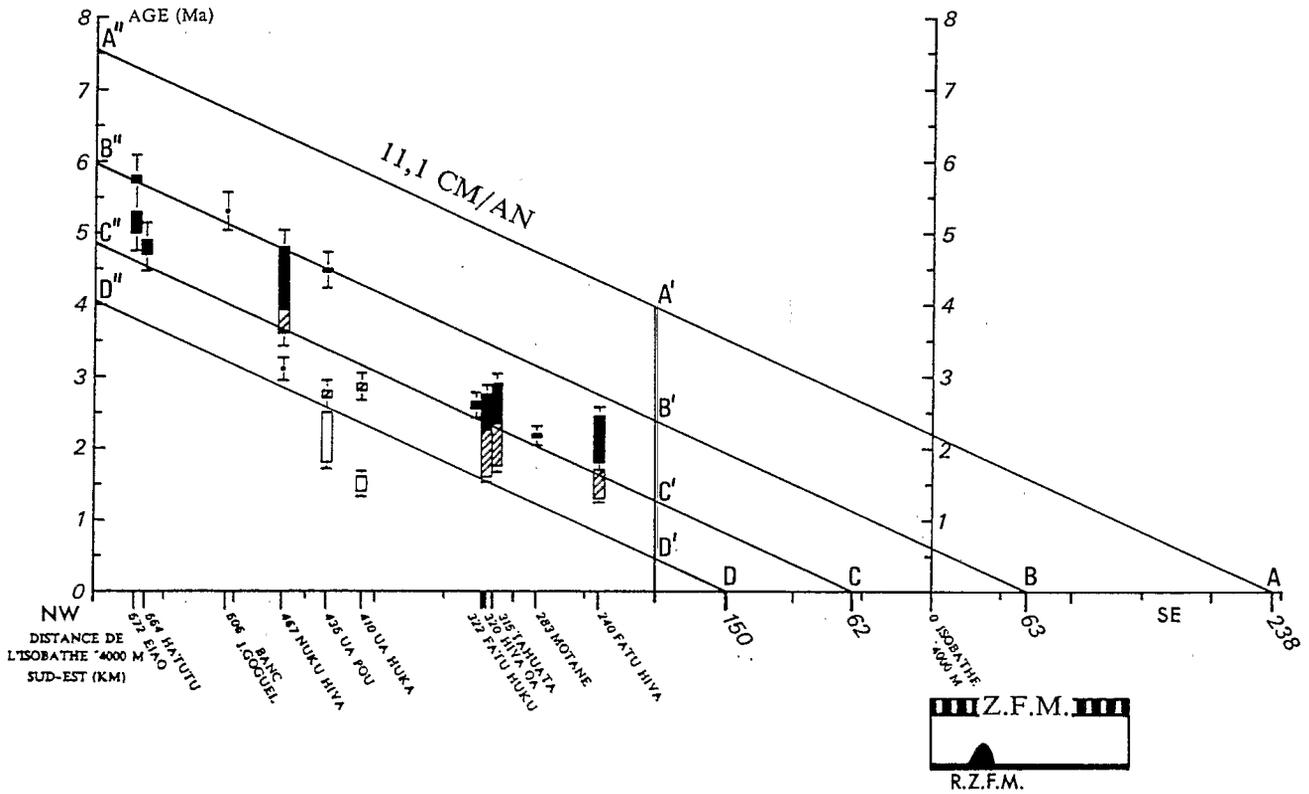


FIG. 2A. - Modélisation théorique du point chaud des Marquises sur diagramme âge-distance.

L'incertitude sur les limites chronologiques du volcanisme aérien est de $\pm 5\%$; les distances à l'isobathe -4000 m SE sont calculées par projection orthogonale sur la direction N120°E actuelle du mouvement de la plaque Pacifique.

AA'A' : début de construction sous-marine des îles; BB'B' : début de construction aérienne des îles; CC'C' : fin de construction des volcans externes; DD'D' : fin de construction des volcans internes;

■ = volcan externe; ▨ = volcan interne; □ = activité tardive.

Z.F.M. = zone de fracture des Marquises; R.Z.F.M. = ride de la zone de fracture des Marquises.

FIG. 2A. - The hot spot of the Marquesas alignment : theoretical model on a age-distance diagram.

The uncertainty on chronological limits of aerial volcanism is $\pm 5\%$; distances to -4000 m SE isobath are calculated by using an orthogonal projection on the actual N120°E drift direction of the Pacific plate.

section AA'A' : beginning of submarine volcanic activity; BB'B' : beginning of aerial volcanic formations; CC'C' : end of the external volcanoes activity; DD'D' : end of the internal volcanoes activity.

■ = external volcano; ▨ = internal volcano; □ = late volcanism.

Z.F.M. = Marquesas fracture zone; R.Z.F.M. = Marquesas fracture zone ridge.

la plaque (cf. supra), il s'ensuit que la largeur réelle de la bande chaude serait de 190 km, soit près d'une fois et demi celle (135 km) de la bande chaude de la Société [Brousse et Léotot, 1988].

4) Position et fonctionnement du point chaud

Le modèle présenté n'a pas encore attiré l'attention sur la zone de fracture des Marquises (ZFM); les auteurs y avaient jusqu'à présent placé l'origine de l'alignement des Marquises [McNutt *et al.*, 1989]. Une telle hypothèse, faite en ne retenant que l'âge moyen des parties émergées, néglige les durées nécessaires à l'édification de leurs bases sous-marines et admet par ailleurs que la ZFM soit fixe, à l'image du point chaud.

Dans le modèle, la zone de point chaud déterminée, de A à C, est grosso modo à 200 km (point A, fig. 2A) au SE de la ride volcanique (RZFM) installée au cœur de la ZFM juste au SE de l'alignement, alors que son extrémité nord-occidentale (C) est plus en avant (100 km environ).

Nous admettrons que cette zone de point chaud est fixe et que la structure transformante ancienne a été déplacée à la faveur du mouvement de progression actuelle de la plaque. Lorsque commence l'activité du point chaud, il y a 8 Ma, la ZFM était à 900 km au SE de sa position actuelle.

La ZFM 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, qui s'agrandit progressivement au fur et à mesure que, par déplacement de la plaque, elle passe du point A à sa position actuelle.

5) Construction du volcan interne

Nous définirons la fin de construction des volcans internes par la droite DD'D' qui passe par les points les plus

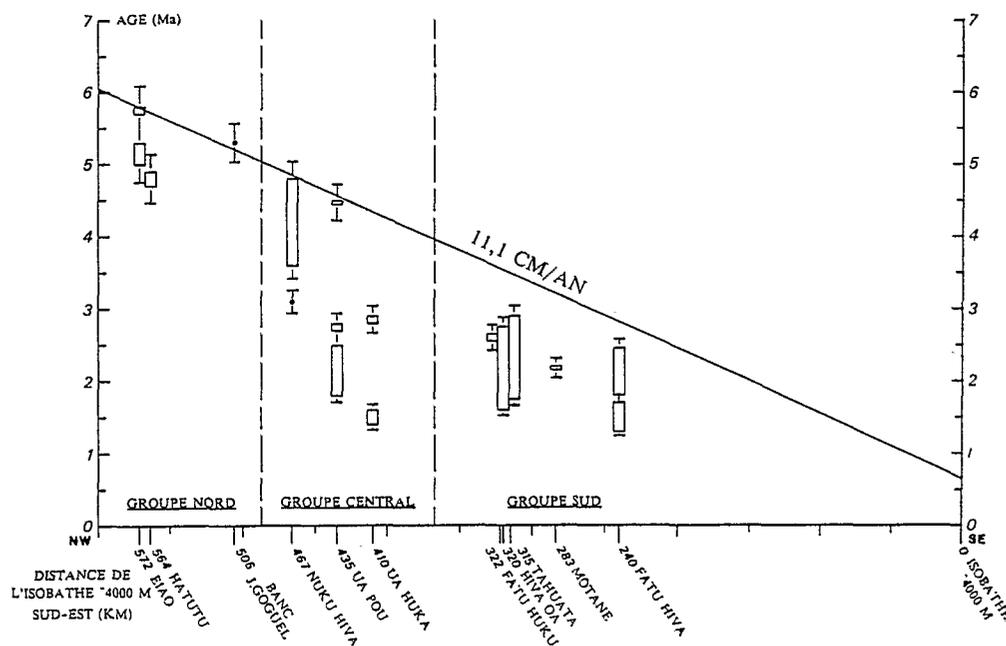


FIG. 2B. — Synthèse de la chronologie du volcanisme aérien de l'alignement des Marquises sur diagramme âge-distance; mise en évidence d'une progression non linéaire des âges d'initiation et des âges de cessation de l'activité. L'incertitude sur les limites chronologiques du volcanisme aérien est de $\pm 5\%$.

FIG. 2B. — Synthesis of aerial volcanism chronology for the Marquesas alignment on a age-distance diagram; evidence of a non-linear progression of ages for the beginning and for the end of aerial activity. The uncertainty on chronological limits of aerial volcanism is $\pm 5\%$.

jeunes de ces volcans. Ces phases, bien connues à Nuku Hiva, Ua Pou, Hiva Oa et Tahuata, sont moins parfaitement définies à Fatu Hiva, Ua Huka et pourraient 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 N160°E). Il se peut aussi que la bande de point chaud s'agrandisse au SW de 60 km, aux alentours de 3,70-4,00 Ma, lorsque s'arrête la construction sous-marine (point A') et que débute précisément la construction d'un volcan interne à Nuku Hiva.

6) Reprises d'activité

Parfois, le volcanisme ne s'arrête pas à la construction d'un volcan interne car il existe des reprises récentes d'activité (ex. : Ua Huka). Dans de tels cas, il se peut que cela soit dû à la délivrance de poches magmatiques conservées à l'intérieur de la masse des îles et que la reprise d'activité ne soit pas à mettre directement au compte du point chaud. Le rôle de la possible faille décrochante passant à la hauteur des îles médianes de l'alignement peut, en alternative, être invoqué.

7) Relations réciproques zone de point chaud – ZFM

La totalité de l'activité volcanique aux Marquises s'étale sur 7 Ma, de 8,1 Ma (A'') à 1 Ma, ce qui est une durée

de vie courte déjà remarquée [Jarrard et Clague, 1977], légèrement plus longue toutefois que celle qui a été proposée jusqu'à présent à 5 Ma (Mc Nutt *et al.*, 1989).

Au SE de l'alignement, la zone de fracture des Marquises est occupée en son centre par une longue ride (RZFM) de 350 km, large de 20 km, pour une hauteur de 1,5 km, limitée par des pentes de 11° au nord et 14° au sud [Monti et Pautot, 1973; Pautot et Dupont, 1974; McNutt *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 de laves sans sédiments pélagiques.

Des laves âgées de moins de 1 Ma (datations R.A. Duncan) ont été prélevées juste au nord de la RZFM et il est 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 fracture des Marquises, zone de faiblesse préexistante de la lithosphère océanique ayant préférentiellement canalisé la mise en place des magmas [McNutt *et al.*, 1989]. Cette disposition est conforme au modèle présenté, la croûte océanique ancienne recouvrant la zone de point chaud devenue progressivement inactive au passage de la ZFM, alors qu'à l'inverse l'activité est concentrée au front nord de la zone transformante. McNutt *et al.* [1989] 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 de la plume mantellique marqui-

sienne serait faible en comparaison de celle du point chaud hawaïen et ne permettrait pas une pénétration continue dans le temps des magmas à travers la lithosphère océanique, en l'absence de zones de faiblesse l'affectant.

Des interactions similaires entre point chaud et zone de fracture ont été discutées dans l'alignement de Hawaii et des Musician seamounts [Epp, 1984; Sager et Springle, 1987]. Il se peut toutefois 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 Marquises une quasi spécificité.

V. - DONNÉES SUR LA GÉOCHIMIE DES BASALTES MARQUISIENS

Les premiers basaltes saturés en silice présentes en contexte océanique furent décrits par Lacroix [1928, 1931] aux Marquises, à une époque où on pensait que ces roches n'existaient qu'en contexte continental. Jusqu'aux années 1970 marquées par une reprise des travaux sur ces îles par R. Brousse d'une part et H.G. Barszczus d'autre part, les analyses de Lacroix et de Chubb [1930] restèrent les seules sur cet alignement.

Depuis, le dossier géochimie s'est solidement étayé : analyses d'éléments majeurs, d'éléments en trace et d'iso-

topes ont conduit à des synthèses [Liotard *et al.*, 1986; Vidal *et al.*, 1987; Dupuy *et al.*, 1987; Liotard, 1988], voire à des modélisations [Duncan *et al.*, 1986].

Nous avons sélectionné 78 analyses de basaltes aériens selon les critères H_2O total $\leq 2,5$ %; $MgO < 12$ %; indice de différenciation compris entre 25 et 35, norme calculée pour $Fe^{3+}/Fe^{2+} = 0,15$. Quatre autres basaltes d'Ua Pou ont été retenus, mais présentent une teneur en eau plus élevée (H_2O total < 4 %; $MgO < 12$ %; $22 \leq DI < 35,5$; norme calculée pour $Fe^{3+}/Fe^{2+} = 0,15$).

Trois types de basaltes sont ainsi individualisés (fig. 3A) : (1) des tholeiites à quartz (au total 6 laves provenant de Nuku Hiva, Ua Pou et Hiva Oa), (2) des tholeiites à olivine présentes dans toutes les îles (50 laves à hypersphène et olivine normatifs recensées), (3) des basaltes à néphéline normative échantillonnés dans toutes les îles sauf à Eiao (21 basaltes alcalins et 5 basanites ($Ne_N \geq 5$ %)). Cette statistique donne vraisemblablement une image incomplète de la répartition des basaltes aériens à l'échelle de l'alignement, en raison de lacunes d'échantillonnage constatées pour certaines îles (ex : absence d'analyses sur le volcan externe d'Ua Huka) ou d'un échantillonnage relatif au seul stade terminal de l'activité aérienne (volcans aériens dont seules les superstructures sont à présent émergées; ex : Eiao, Hatutu). Dans le temps, une accentuation de la sous-saturation en silice des basaltes s'exprime clairement à l'échelle des îles les mieux documentées. Ainsi à Nuku Hiva, les basaltes du volcan externe ancien sont des

TABL. II. - Caractérisation géochimique et distribution spatio-temporelle des basaltes des îles Marquises. Variations des teneurs en quelques éléments significatifs.

TABL. II. - Geochemical definition and distribution in space and time of basalts from Marquesas islands. Variations of some elements contents.

VOLCANS NW SE DE L'ARCHIPEL	GROUPE NORD		GROUPE CENTRAL			GROUPE SUD				
	Eiao	Hatutu	Nuku Hiva	Uâ Pou	Ua Huka	Fatu Huku	Hiva Oa	Tahuata	Motane	Fatu Hiva
Age du volcanisme basaltique aérien (Ma)	5,80-5,00	4,90-4,70	4,80-3,10	4,50-2,70	2,90-1,40	2,65-2,55	2,75-1,60	2,90-1,75	2,20-2,15	2,45-1,30
Basaltes à Qz (Nb)										
47,80 < SiO ₂ < 51,50%	0	0	4	1	0	0	1	0	0	0
Basaltes à Hyp+Ol _N (Nb)										
44,30 < SiO ₂ < 49,70%	9	9	4	1	2	0	12	6	3	4
Basaltes à Ne _N (Nb)										
41,30 < SiO ₂ < 47,10%	0	1	3	4	2	2	8	2	0	4
Na ₂ O / K ₂ O	2,97-3,85	2,23-5,43	1,49-6,62	3,31-10,4	1,72-7,00	2,30-2,44	1,44-3,28	1,61-4,26	2,18-2,81	2,01-2,62
K ₂ O (%)	0,67-0,97	0,51-1,18	0,40-1,75	0,22-1,18	0,40-1,32	1,20-1,24	0,82-1,80	0,78-1,55	1,13-1,15	0,54-1,30
Rb (ppm)	7-22	5-27	12-30	3-145	38-56	26-28	12-37	9-30	16-19	15-21
Sr (ppm)	420-605	422-530	244-490	434-1235	480-618	794	544-685	435-550	504-600	511-634
Ba (ppm)	220-325	170-280	116	35-950	-	250-260	168-384	181-197	301-323	154-222
TiO ₂ (%)	2,94-3,72	2,49-3,35	2,95-4,20	3,56-4,29	2,86-3,44	3,41-3,57	3,28-4,86	2,63-4,79	3,70-4,35	2,92-4,00
V (ppm)	302-382	297-362	315	272-358	-	355-363	271-318	255-310	260-272	248-327
Ti/V	54-72	45-62	63	65-79	-	56-61	72-98	61-75	81-89	67-95

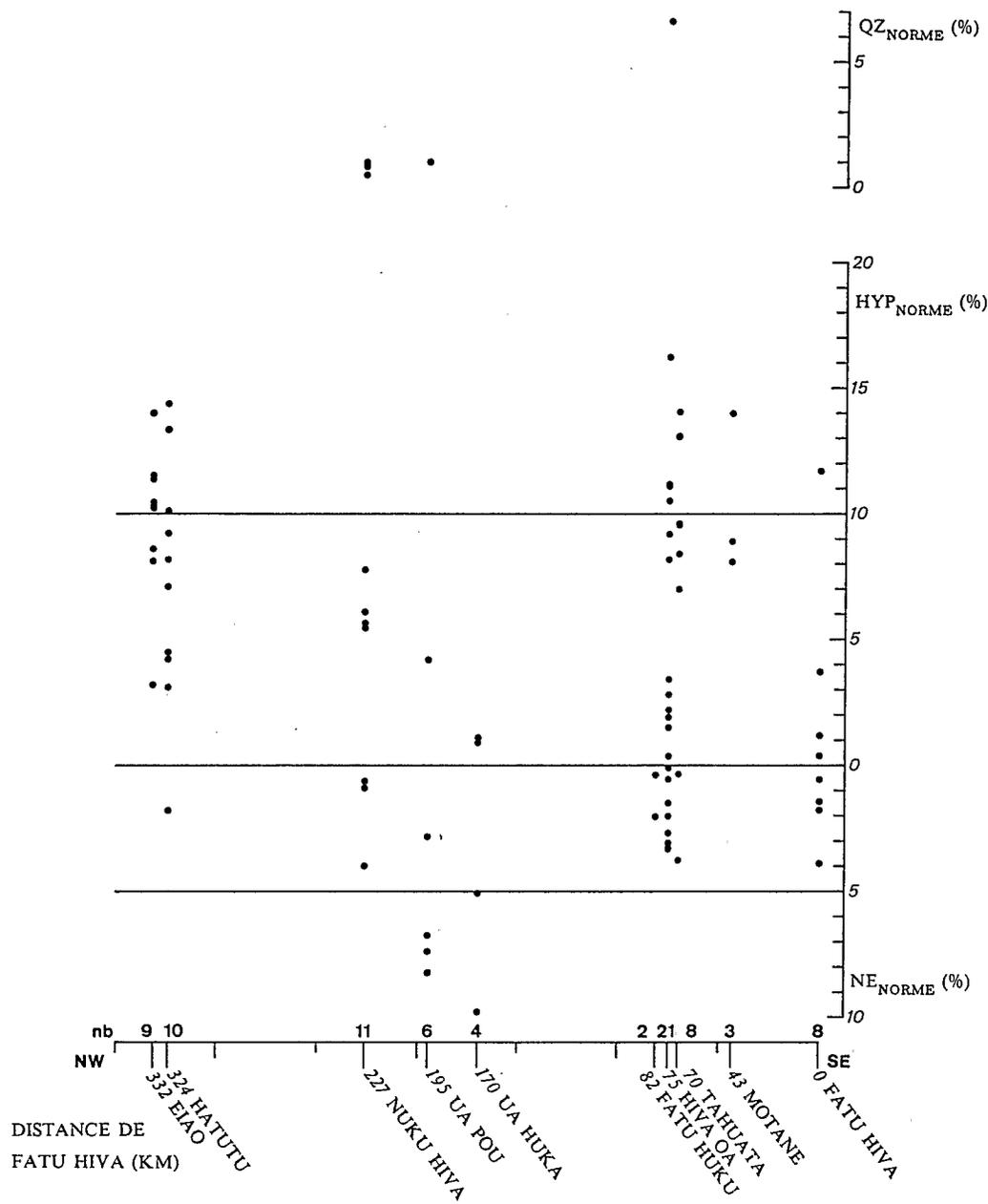


FIG. 3A. - Représentation des teneurs en quartz, hypersthène, néphéline des basaltes sélectionnés de l'alignement des Marquises, en fonction de la distance des îles à Fatu Hiva calculée par projection orthogonale sur la direction N120°E.

Origine des analyses/sources of data : Duncan [1975]; Brousse [1978]; Brousse et Guille [1978]; Brousse et Sevin [1978]; Brousse, Guille et Gibert [1978]; Liotard et Barszczus [1983a et b]; Liotard et Barszczus [1984]; Gonzales-Marabal [1984]; Liotard *et al.* [1986]; Liotard [1988]; analyses inédites/unpublished data, U.B.O. Brest et U.S.T.L. Montpellier.

FIG. 3A. - Variations of normative quartz, hypersthene, nepheline contents in selected basalts of the Marquesas alignment, according to the distance of islands to Fatu Hiva calculated by using an orthogonal projection on the N120°E direction.

tholeiites à quartz et des tholeiites à olivine ($Hyp_N > 5,5 \%$), tandis que ceux du volcan récent sont des tholeiites à olivine ($Hyp_N < 5,5 \%$) et surtout des basaltes alcalins. A Ua Pou, les tholeiites semblent précéder de 1,60 à 1,70 Ma l'émission des basaltes alcalins et des basanites. A l'échelle de l'alignement, une augmentation globale de la proportion

des basaltes à néphéline normative apparaît depuis les îles anciennes au NW jusqu'aux îles récentes au SE.

Les variations de concentration des éléments dans ces basaltes sont présentées en tableau II et peuvent être examinées en regard de la position géographique et de l'âge isotopique de ces roches.

Les teneurs en éléments incompatibles des basaltes sont susceptibles de variations de plusieurs types :

— augmentation des teneurs en éléments incompatibles dans un type basaltique donné par suite de différenciation magmatique.

— augmentation des teneurs moyennes depuis les tholeiites à quartz jusqu'aux basanites, liée à une diminution du taux de fusion partielle avec la sous-saturation des laves.

— variations au sein d'un même type magmatique dans une même île ou entre îles d'un même alignement [Liotard, 1988].

Le caractère alcalin et généralement sous-saturé en silice des basaltes marquisiens est bien exprimé par les valeurs élevées que prennent les rapports La/Yb, traduisant un enrichissement relatif en terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes. Cependant, les tholeiites d'Ua Pou se distinguent des autres basaltes de l'alignement par des teneurs globalement plus faibles en éléments incompatibles (Rb, Ba, Th, Nb, K, La, Ce, Sr, Nd, Sm...) [Liotard *et al.*, 1986].

Les basaltes tholeiitiques, y compris ceux d'Ua Pou, ne peuvent être assimilés à des tholeiites de type MORB N, en raison de leur net enrichissement en éléments les plus incompatibles (Rb, Ba, K, Sr, Ti) par rapport aux basaltes des dorsales océaniques (valeurs de normalisation aux MORB N définies par Hofmann [1988]).

Dans le détail, les teneurs en K₂O présentent globalement une augmentation sensible du NW vers le SE de l'alignement, depuis K₂O compris pour l'essentiel entre 0,4 et 1,3 % (Eiao, Hatutu, Nuku Hiva, Ua Pou et Ua Huka) jusqu'à K₂O ≥ 1 % (Fatu Huku, Hiva Oa, Tahuata, Motane et Fatu Hiva). La teneur minimale mesurée (K₂O = 0,22 %) est celle d'une tholeiite à quartz d'Ua Pou. Les teneurs en Rb, Sr et Ba montrent une dispersion assez importante au niveau de chaque île. Une forte différence apparaît à Ua Pou entre les faibles teneurs mesurées sur les tholeiites (Rb : 3 à 11 ppm; Sr : 430 à 610 ppm; Ba : 30 à 160 ppm) et les teneurs élevées obtenues sur les basaltes alcalins et basanites (Rb : 40 à 150 ppm; Sr : 900 à 1240 ppm; Ba : 720 à 950 ppm). A l'échelle de l'alignement, les tholeiites à quartz et tholeiites à olivine présentent globalement les teneurs les plus faibles en K₂O et Rb, l'observation étant moins nette pour Sr et Ba.

Globalement, les teneurs en TiO₂ augmentent légèrement depuis le NW (en général 2,8 à 4 %) vers le SE (en général 3,5 à 4,8 %) de l'alignement. Parallèlement, une légère diminution des teneurs en V des basaltes est constatée depuis les îles les plus anciennes (en général 300 à 350 ppm) jusqu'aux îles les plus récentes (en général 250 à 300 ppm). En conséquence, malgré une assez forte dispersion des valeurs, une augmentation du rapport Ti/V est mise en évidence du NW (Ti/V voisin de 55-60) au SE (en général 70 ≤ Ti/V ≤ 95).

Il est possible de décrire à l'aide de diagrammes de normalisation (fig. 3B) les caractéristiques communes des divers types de basaltes coexistant dans une même île ou à l'échelle de l'alignement et de mettre ainsi en évidence la particularité des tholeiites d'Ua Pou. Les spectres obtenus (traits continus) sur trois tholeiites à olivine et un basalte alcalin prélevés à Hatutu, Nuku Hiva, Fatu Huku et Hiva Oa sont tout à fait comparables à ceux des basaltes de la

Société ou des Gambier. Par contre, celui d'une tholeiite à quartz d'Ua Pou (en pointillés) présente des différences significatives, dont un appauvrissement particulièrement marqué en Rb, Ba et K. Ce caractère est également celui de certaines laves provenant de l'alignement des Australes-Cook (basalte de Tubuai figuré en tiretés) [Dupuy *et al.*, 1988, 1989] et pourrait traduire ici l'extraction, lors de la subduction, de ces éléments volatiles à une croûte océanique ancienne, recyclée et entrant dans la source des basaltes de l'alignement. Un tel composant pourrait aussi exister dans la source des basaltes des îles Marquises, laquelle serait donc hétérogène.

Les rapports isotopiques du strontium et du néodyme mesurés sur les basaltes datés d'Ua Pou [Duncan *et al.*, 1986; Dupuy *et al.*, 1987; Vidal *et al.*, 1987] et sur ceux d'autres îles marquisiennes [Vidal *et al.*, 1984 et 1987; Dupuy *et al.*, 1987] confirment l'hypothèse d'une source hétérogène. Dans le diagramme ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd - ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, les points représentant les tholeiites d'Ua Pou se placent à proximité de ceux représentant des laves de Tubuai [Vidal *et al.*, 1984], d'autres îles de l'alignement des Australes [Palacz et Saunders, 1986] et de S' Hélène; ces laves caractérisent le pôle mantellique HIMU d'origine encore controversée. Les autres échantillons analysés des Marquises, y compris les basaltes alcalins et basanites d'Ua Pou, se placent dans ce même diagramme le long du «mantle array» et livrent des résultats tout à fait comparables à ceux obtenus sur les laves de la Société, évoluant entre un «manteau appauvri» et un «manteau enrichi». L'île d'Ua Pou présente à elle seule les variations observées dans la composition isotopi-

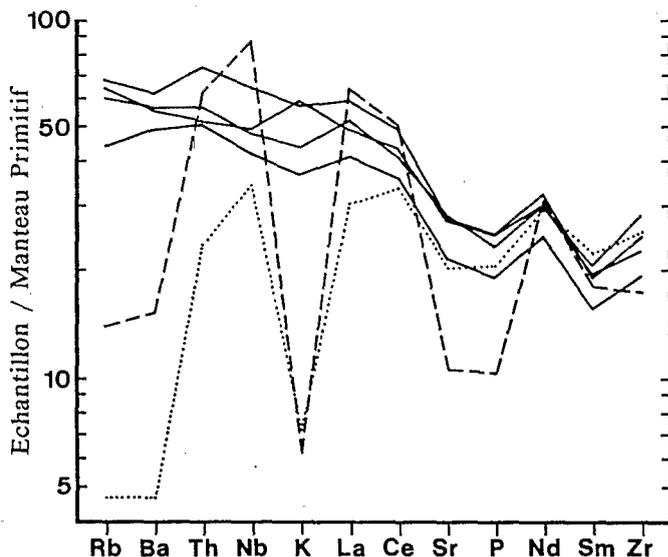


FIG. 3B. — Éléments incompatibles normalisés par rapport au manteau primitif [Sun et McDonough, 1989]. Traits continus : basaltes de Hatutu, Nuku Hiva, Fatu Huku, Hiva Oa; traits pointillés : tholeiite d'Ua Pou; tiretés : basalte de Tubuai (Australes-Cook). Analyses dans Liotard *et al.* [1986]; Liotard [1988]; Dupuy *et al.* [1989].

FIG. 3B. — Incompatible elements normalized to primitive mantle [Sun and McDonough, 1989]. Continuous lines : basalts from Hatutu, Nuku Hiva, Fatu Huku, Hiva Oa; dotted lines : Ua Pou tholeiite; dashed lines : basalt from Tubuai (Cook-Austral).

que de la source des magmas pour l'ensemble des îles océaniques.

Le processus d'interaction locale entre la lithosphère océanique et le magma du panache, évoqué pour la Société à la suite des propositions de Berger et Vannier [1984] et Berger [1985], peut être envisagé quant aux modalités de la genèse des basaltes des Marquises. Il serait tentant pour cet alignement de relier l'abondance des basaltes tholéiitiques relativement à celle des basaltes à néphéline normative à un taux de production de magma du panache plus faible qu'à la Société et qui entraînerait une interaction plus marquée avec la lithosphère.

VI. - CONCLUSIONS

La modélisation du point chaud marquisien globalise l'information chronologique dont nous disposons en intégrant dans une même approche les données sûres et les carences de cette étude (insuffisance du nombre de laves datées dans certaines îles rendant imprécis le calendrier de l'activité, relations téphrostratigraphiques entre les laves datées parfois obscures).

Dans son état d'avancement actuel, le dossier radiochronologique permet de préciser les points suivants pour chaque île de l'alignement (âges en millions d'années) :

Eiao : phase 1 (5,80-5,70); phase 2 (5,30-5,00). - Hatutu : 4,90-4,70. - Banc Jean Goguel : 5,30. - Nuku Hiva : base du volcan externe non datée; volcan externe puis volcan interne (4,80-3,60); intrusions trachytiques non datées; volcanisme tardif (3,10). - Ua Pou : tholéiites (4,50-4,45); basaltes alcalins (2,80-2,70); laves différenciées (2,50-1,80). - Ua Huka : volcan externe non daté; volcan interne (2,90-2,80); laves différenciées non datées; volcanisme basaltique tardif (1,60-1,40). - Fatu Huku : 2,65-2,55. - Hiva Oa : base de l'unité d'Atuona non datée; unité d'Atuona (2,75-1,70); volcan de Puamau (1,95-1,60); intrusions trachytiques de l'unité d'Atuona, du volcan de Puamau et de la chaîne centrale d'Otua-Tapeata non datées. - Tahuata : 2,90-1,75; dômes de phonolite non datés. - Motane : volcanisme sous la discontinuité non daté; volcanisme au-dessus de la discontinuité (2,20-2,15). - Fatu Hiva : pente externe du volcan ancien non datée; volcan externe (2,45-1,80); volcan interne (1,70-1,30); laves différenciées non datées.

Ces données chronologiques sont reportées dans le diagramme (fig. 2B) temps (7-0 Ma) - espace sous la forme de colonnes chrono-stratigraphiques. La distance de chaque île et du Banc Jean Goguel à l'isobathe - 4000 m SE est calculée suivant la projection orthogonale sur la direction N120°E, direction moyenne du mouvement de la plaque Pacifique durant cette période; l'isobathe - 4000 m vient au SE longer la zone de fracture des Marquises (fig. 1). La droite de pente 11,1 cm/an (vitesse de dérive de la lithosphère) est tangente à l'âge le plus ancien (5,80 Ma) mesuré sur le volcanisme aérien actuellement émergé d'Eiao.

Une diminution globale de l'âge de l'activité aérienne apparaît du NW au SE de l'alignement, depuis Eiao jusqu'à Fatu Hiva. Il est délicat d'établir des équivalences précises entre les stades de l'activité recensés dans une île et ceux des îles voisines, en raison des lacunes d'échantillonnage importantes, de la morphologie particulière de certains vol-

cans (ex : absence de caldeira exprimée à Ua Pou), des effets de la tectonique cassante post-volcanique généralisée à l'ensemble des édifices, qui ont entraîné la disparition presque totale de certains volcans aériens (ex. : Hatutu, Fatu Huku), enfin des effets de la subsidence (hauts fonds, dont le Banc Jean Goguel, préférentiellement localisés dans la zone NW de l'alignement). Les connaissances actuelles sur la chronologie du volcanisme aérien des Marquises demeurent insuffisantes pour estimer la durée de l'activité aérienne directement liée au point chaud dans chacune des îles principales. Néanmoins, la progression des âges d'initiation et la progression des âges de cessation du volcanisme aérien à l'échelle de l'alignement ne semblent pas linéaires, comme cela est plus clairement montré pour la Société [Diraison *et al.*, 1991].

Les bornes chronologiques définies amènent à classer les édifices marquisiens en trois groupes distincts géographiquement, individualisés les uns par rapport aux autres sur les cartes bathymétriques modernes par les contours de l'isobathe - 3000 m (fig. 1).

Le groupe nord, allongé approximativement d'ouest en est, comprend à présent plusieurs hauts fonds (certains au moins furent à l'origine vraisemblablement des volcans aériens) et seulement deux édifices aériens (Eiao et Hatutu) dont il ne subsiste que des reliques émergées. Les quelques âges mesurés à Eiao, Hatutu et sur le Banc Jean Goguel font supposer une activité subcontemporaine de ces trois volcans autour de 5,80-4,70 Ma, marges d'incertitude non comprises.

Le groupe central marquisien comprend les îles de Nuku Hiva, Ua Pou, Ua Huka et plusieurs hauts fonds non datés. Les données radiométriques acquises semblent favoriser l'hypothèse de l'initiation et de l'achèvement du volcanisme aérien se produisant successivement à Nuku Hiva, Ua Pou et Ua Huka. Dès à présent, les résultats même partiels montrent qu'en ces trois îles la durée totale de l'activité aérienne est particulièrement longue (au moins égale à 1,70 Ma à Nuku Hiva, 2,70 Ma à Ua Pou et 1,50 Ma à Ua Huka) et non reconnue sur les autres volcans de l'alignement. Il est vraisemblable que la mise en place des laves différenciées de Ua Pou (durant 0,70 Ma) ne soit pas directement contrôlée par le fonctionnement du point chaud et que la reprise d'activité (comprenant en particulier des laves peu différenciées) datée à Nuku Hiva et à Ua Huka ne le soit pas non plus.

Le groupe sud, d'allongement global NNW-SSE, comprend les îles de Fatu Huku, Hiva Oa, Tahuata, Motane et Fatu Hiva, ainsi que le minuscule îlot non daté de Motu Nao. Les périodes de volcanisme aérien définies dans les cinq îles sont très voisines, mais il semble toutefois que l'activité soit légèrement plus récente à Fatu Hiva, volcan le plus méridional de l'alignement effectivement isolé par rapport aux quatre autres volcans principaux du groupe sud (fig. 1). Les données radiométriques acquises sur Hiva Oa, Tahuata et Fatu Hiva, édifices les mieux conservés de ce groupe, aboutissent à une durée totale du volcanisme aérien au moins égale à 1,15 Ma.

En l'état actuel des données chronologiques disponibles sur l'ensemble des îles, la durée totale de l'activité aérienne est d'une manière générale plus longue aux Marquises qu'à la Société, ce qui laisse supposer que la dynamique propre

du point chaud marquisien ait une constante de temps plus importante que celle de la Société.

La relation entre le processus volcanique et la dérive de la plaque Pacifique est bien traduite dans le diagramme temps-espace (fig. 2B) par la décroissance observée du NW au SE des âges du volcanisme aérien. Cependant, l'évolution du spectre d'âges, non linéaire, et la définition de trois groupes distincts d'édifices sur la base des données radiométriques semblent traduire un fonctionnement particulier (peut-être irrégulier) du système point chaud, même si les lacunes chronologiques demeurent encore importantes. L'expression en surface du fonctionnement du point chaud

marquisien serait contrôlée, comme à la Société, par la direction N120°E actuelle du mouvement de la plaque Pacifique à l'aplomb de l'alignement et par les discontinuités majeures de la croûte océanique générées par l'ancienne ride Farallon (direction N160-170°E de l'accrétion et N070-080°E des failles transformantes). L'orientation générale apparente N140°E de l'alignement, oblique par rapport à la direction actuelle du mouvement de la lithosphère océanique bien marquée globalement par l'orientation parallèle d'autres alignements du Pacifique central d'âge contemporain (Société, Hawaii, Australes), reste caractéristique et n'a pas reçu jusqu'à ce jour d'explication probante.

Références

- ADAMSON A.M. (1939). – Review of the fauna of the Marquesas islands and discussion of its origin. – *Bernice P. Bishop Mus. Bull.*, Honolulu, 159, 93 p.
- AUBERT DE LA RÛE (1959). – Etude géologique et prospection minière de la Polynésie française. – In : Recherche géologique et minéralogique en Polynésie française, Paris, pp. 7-43.
- BARSCZUS H.G. (1981a). – La structure morphologique de l'archipel des Marquises (Pacifique centre sud) et la théorie des points chauds. – Centre ORSTOM de Papeete, Notes et Doc., 1981/04, 22 p.
- BARSCZUS H.G. (1981b). – Bibliographie géophysique-Polynésie française : géomagnétisme, seismologie, gravimétrie, tectonophysique, géochronologie, géologie, pétrologie, géochimie, minéralogie, volcanologie, géomorphologie. – Centre ORSTOM de Papeete, Notes et Doc., 1981/17, 229 p.
- BARSCZUS H.G. & LIOTARD J.-M. (1984). – Etude pétrographique et géochimique de roches draguées dans l'archipel des Marquises, Polynésie française (océan Pacifique Sud) : existence d'un volcanisme basanitique dans le nord de cet archipel. – *C.R. Acad. Sci.*, Paris, II, 299, 2, pp. 61-64.
- BERGER R. (1985). – Le concept de dunités résiduelles et la signification pétrologique de certains magmas picritiques. – *Bull. Minéral.*, Paris, 108, pp. 727-731.
- BERGER R. & VANNIER M. (1984). – Les dunités en enclaves dans les basaltes alcalins des îles océaniques : approche pétrologique. – *Bull. Minéral.*, Paris, 107, pp. 649-663.
- BROUSSE R. (1973). – Mission Museum VIII, îles Marquises, du 26 janvier au 28 février 1972. – Rapp. S.M.C.B. 03/73, Paris, 85 p.
- BROUSSE R. (1974). – Mission Museum IX, îles Marquises, du 19 février au 21 mars 1973. – Rapp. S.M.C.B. 05/74, Paris, 38 p.
- BROUSSE R. (1978). – Eléments d'analyses de quelques îles des Marquises : Fatu Hiva, Tahuata, Motane, Ua Pou. In : Marquises, Cahiers du Pacifique. – Fondation Singer-Polignac, Paris, pp. 107-144.
- BROUSSE R. (1985). – The age of the islands in the Pacific ocean : volcanism and coral reef build up. – *Proc. fifth internat. coral reef cong.*, Tahiti, 6, pp. 389-400.
- BROUSSE R. & BELLON H. (1974). – Age du volcanisme de l'île d'Eiao, au nord de l'archipel des Marquises (océan Pacifique). – *C.R. Acad. Sci.*, Paris, D, 278, pp. 827-830.
- BROUSSE R., CHEVALIER J.-P., DENIZOT M. & SALVAT B. (1978a). – Etude géomorphologique des îles Marquises. In : Marquises, Cahiers du Pacifique. – Fondation Singer-Polignac, Paris, pp. 9-74.
- BROUSSE R. & GUILLE G. (1978). – Volcanisme et pétrologie de l'île de Nuku-Hiva dans les îles Marquises (Pacifique central) : A. Présentation générale. In : Marquises, Cahiers du Pacifique. – Fondation Singer-Polignac, Paris, pp. 145-154.
- BROUSSE R., GUILLE G. & GIBERT J.P. (1978b). – Volcanisme et pétrologie de l'île de Hiva-Oa dans les îles Marquises (Pacifique central). In : Marquises, Cahiers du Pacifique. – Fondation Singer-Polignac, Paris, pp. 189-202.
- BROUSSE R. & LÉOTOT C. (1988). – Modèle d'édification de l'archipel de la Société (Polynésie française). – *C.R. Acad. Sci.*, Paris, II, 307, pp. 533-536.
- BROUSSE R. & MAURY R.C. (1978). – Minéralogie d'une phonolite à grenats de l'île de Ua Pou (Marquises, Pacifique central). – *Bull. Soc. Fr. Min. Crist.*, Paris, 101, pp. 3-10.
- BROUSSE R. & SEVIN M.-A. (1978). – Pétrologie de l'île de Ua Huka dans le Pacifique central. In : Marquises, Cahiers du Pacifique. – Fondation Singer-Polignac, Paris, pp. 203-214.
- BROWN F.B.H. (1935). – Flora of southeastern Polynesia Part 3, Dicotyledon. – *Bernice P. Bishop Mus. Bull.*, Honolulu, 130.
- CHASE C.G. & SPROWL D.R. (1984). – Proper motion of the hot spots : Pacific plate. – *EOS*, Trans. Am. Geophys. Union, Washington, 65, pp. 1099.
- CHUBB L.J. (1930). – The geology of the Marquesas islands. – *Bishop Museum Publ. Bull.*, Honolulu, 68, pp. 1-71.
- COX A. & ENGBRETSON D.C. (1985). – Change in motion of Pacific plate at 5 Myr B.P. – *Nature*, London, 313, pp. 472-474.
- CROUGH S.T. & JARRARD R.D. (1981). – The Marquesas line swell. – *J. Geophys. Res.*, Washington, 86, 11, pp. 763-771.
- DIAMENT M. & BAUDRY N. (1988). – Structural trends in the southern Cook and Austral archipelagoes (south central Pacific) based on an analysis of seafloor data, geodynamic implications. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, Amsterdam, 85, pp. 427-438.
- DIRAISON C., BELLON H., LÉOTOT C., BROUSSE R. & BARSCZUS H.G. (1991). – L'alignement de la Société : volcanologie, géochronologie, proposition d'un modèle de point chaud. – *Bull. Soc. Géol. Fr.* (sous presse).
- DUNCAN R.A. (1975). – Linear volcanism in French Polynesia. – Ph. D. Thesis, Australian National University, Canberra, A.C.T., Australia.
- DUNCAN R.A., MCCULLOCH M.T., BARSCZUS H.G. & NELSON D.R. (1986). – Plume versus lithospheric sources for melts at Ua Pou, Marquesas islands. – *Nature*, London, 322, pp. 534-538.
- DUNCAN R.A. & McDUGALL I. (1974). – Migration of volcanism with time in the Marquesas islands, French Polynesia. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, Amsterdam, 21, pp. 414-420.

- DUNCAN R.A. & McDougall I. (1976). – Linear volcanism in French Polynesia. – *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, Amsterdam, 1, pp. 197-229.
- DUPUY C., BARSCZUS H.G., LIOTARD J.-M. & DOSTAL J. (1988). – Trace element evidence for the origin of ocean island basalts: an example from the Austral islands (French Polynesia). – *Contrib. Mineral. Petrol.*, Berlin, 98, pp. 293-302.
- DUPUY C., BARSCZUS H.G., DOSTAL J., VIDAL P. & LIOTARD J.-M. (1989). – Subducted and recycled lithosphere as the mantle source of ocean island basalts from southern Polynesia. – *Chemical Geol.*, Amsterdam, 77, pp. 1-18.
- DUPUY C., VIDAL P., BARSCZUS H.G. & CHAUVEL C. (1987). – Origin of basalts from the Marquesas archipelago (south central Pacific Ocean): isotope and trace element constraints. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, Amsterdam, 82, pp. 145-152.
- EPP (1984). – Possible perturbations to hot spot traces and implications for the origin and structure of the Line islands. – *J. Geophys. Res.*, Washington, 89, pp. 11273-11286.
- GONZALES-MARABAL A.M. (1984). – L'île de Hiva Oa (Marquesas, Pacifique central). Pétrologie et évolution volcanologique. – Thèse Univ. Paris Sud, Orsay, 260 p.
- JARDIN E. (1858). – Essai sur l'histoire naturelle de l'archipel des Marqueses, comprenant la géologie, la minéralogie, la botanique et la zoologie. – *Mém. Soc. Impér. Sci. natur. et mathém.*, Cherbourg, 6, 100 p.
- JARRARD R.D. & CLAGUE D.A. (1977). – Implications of Pacific island and seamount ages for the origin of volcanic chains. – *Rev. Geophys. Space Phys.*, 15, pp. 57-76.
- HOFMANN A.W. (1988). – Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, Amsterdam, 90, pp. 297-314.
- KATAO H., MORINAGA H., HYODO M., INOKUCHI H., MATSUDA J. & YASKAWA K. (1988). – Geomagnetic paleosecular variation and K-Ar ages in Hiva-Oa island, Marquesas, French Polynesia. – *J. Geomag. Geoelectr.*, 40, pp. 703-714.
- LACROIX A. (1928). – La constitution lithologique des îles volcaniques de Polynésie australe. – *Mém. Acad. Sci.*, Paris, 59, pp. 1-80.
- LACROIX A. (1931). – Les phonolites néphéliniques et leucitiques de l'île Ua Pou (archipel des Marqueses). – *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 192, pp. 1161-1166.
- LAMEYRE J., BLACK R., BONIN B. & GIRET A. (1983). – Les provinces intraplaques de l'Est américain, de l'Ouest africain et des Kerguelen. Indication d'un contrôle tectonique et d'une initiation superficielle du magmatisme mantellique et des processus associés. – *Ann. Soc. Geol. Nord*, Lille, CIII, pp. 101-114.
- LÉOTOT C. (1988). – Cycles éruptifs géochimiques et géochronologiques du volcan de Taravao (archipel de la Société). Modèle de hot spot tahitien et de l'alignement de la Société (Polynésie française). – Thèse Univ. Paris Sud, Orsay, 377 p.
- LIOTARD J.-M. (1988). – Contribution au problème de l'origine des basaltes alcalins: fractionnement haute pression, caractérisation des zones sources, comparaison entre domaine océanique (Polynésie française) et domaine continental (Hoggar algérien, Massif central français). – Thèse d'état, USTL, Montpellier, 273 p.
- LIOTARD J.-M. & BARSCZUS H.G. (1983a). – Contribution à la connaissance pétrographique et géochimique de l'île de Fatu Huku, archipel des Marqueses, Polynésie française (océan Pacifique centre-sud). – *C.R. Acad. Sci.*, Paris, II, 297, pp. 509-512.
- LIOTARD J.-M. & BARSCZUS H.G. (1983b). – Contribution à la connaissance pétrographique et géochimique de l'île de Hatutu, archipel des Marqueses, Polynésie française (océan Pacifique centre-sud). – *C.R. Acad. Sci.*, Paris, II, 297, pp. 725-728.
- LIOTARD J.-M. & BARSCZUS H.G. (1984). – Contribution à la connaissance pétrographique et géochimique de l'île d'Eiao, archipel des Marqueses, Polynésie française (océan Pacifique centre-sud). – *C.R. Acad. Sci.*, Paris, II, 298, 8, pp. 347-350.
- LIOTARD J.-M., BARSCZUS H.G., DUPUY C. & DOSTAL J. (1986). – Geochemistry and origin of basaltic lavas from Marquesas archipelago, French Polynesia. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, Berlin, 92, pp. 260-268.
- MAMMERICKX J., ANDERSON R.N., MENARD H.W. & SMITH S.M. (1975). – Morphology and tectonic evolution of the east central Pacific. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, Boulder, 86, pp. 111-118.
- MAURY R.C. & BROUSSE R. (1978). – Volcanisme et pétrologie de l'île de Nuku-Hiva dans les îles Marqueses (Pacifique central): B. Une série basalte alcalin – trachyte quartzifère en environnement océanique. In: Marqueses, Cahiers du Pacifique. – Fondation Singer-Polignac, Paris, pp. 154-188.
- MCDONALD G.A. & KATSURA T. (1964). – Chemical composition of hawaiian lavas. – *J. Petrol.*, Oxford, 5, pp. 82-113.
- MCDougall I. & DUNCAN R.A. (1980). – Linear volcanic chains recording plate motions? – *Tectonophysics*, Amsterdam, 63, pp. 275-295.
- McNUTT M., FISCHER K., KRUSE S. & NATLAND J. (1989). – The origin of the Marquesas fracture zone ridge and its implications for the nature of hot spots. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, Amsterdam, 91, pp. 381-393.
- MINSTER J.B. & JORDAN T.H. (1978). – Present day plate motions. – *J. Geophys. Res.*, Washington, 83, pp. 5331-5354.
- MONTI S. & PAUTOT G. (1973). – Marqueses, échelle 1/1000000°, GEBCO, feuille 297. – CNEXO.
- MORGAN W.J. (1972). – Deep mantle convection plumes and plate motion. – *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, Tulsa, 56, pp. 203-213.
- OBELIANNE J.-M. (1955). – Contribution à l'étude géologique des îles des établissements français de l'Océanie. – *Sci. Terre*, 3, 146 p.
- OKAL E.A. & CAZENAVE A. (1985). – A model for the plate tectonics evolution of the eastern central Pacific based on a Seasat investigation. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, Amsterdam, 72, pp. 99-116.
- PALACZ Z.A. & SAUNDERS A.D. (1986). – Coupled trace element and isotope enrichment in the Cook-Austral-Samoa islands, southwest Pacific. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, Amsterdam, 79, pp. 270-280.
- PAUTOT G. & DUPONT J. (1974). – La zone de fracture des Marqueses. – *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 279, pp. 1519-1521.
- POLLITZ F.F. (1986). – Pliocene change in Pacific plate motion. – *Nature*, London, 320, pp. 738-741.
- SAGER W.W. & PRINGLE M.S. (1987). – Paleomagnetic constraints on the origin and evolution of the Musician and south Hawaiian seamounts. In: B. KEATING, P. FRYER, R. BATIZA and G.W. BOEHLERT Eds., Seamounts, islands and atolls. – *Am. Geophys. Union. Geophys. Monogr.*, 43.
- STEIGER R.H. & JAGER E. (1977). – Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, Amsterdam, 36, pp. 359-362.
- SUN S.S. & McDONOUGH W.F. (1989). – Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: A.D. SAUNDERS and M.J. NORRIS Ed., Magmatism in ocean basins. – Shiva, Nantwich (in press).
- TALANDIER J. & OKAL E.A. (1984). – The volcanoseismic swarms of 1981-1983 in the Tahiti-Mehetia area, French Polynesia. – *J. Geophys. Res.*, Washington, 8, B13, pp. 11216-11234.
- VIDAL P., CHAUVEL C. & BROUSSE R. (1984). – Large mantle heterogeneity beneath French Polynesia. – *Nature*, London, 307, pp. 536-538.
- VIDAL P., DUPUY C., BARSCZUS H.G. & CHAUVEL C. (1987). – Hétérogénéités du manteau et origine des basaltes des Marqueses (Polynésie). – *Bull. Soc. Géol. Fr.*, Paris, 8, III, 4, pp. 633-642.