

Géologie des Marquises : des volcans boucliers intra-océaniques effondrés issus d'un point chaud atypique

René C. Maury (1),
Gérard Guille (2),
Hervé Guillou (3),
Catherine Chauvel (4),
Christelle Legendre (1),
Philippe Rossi (5),
Sylvain Blais (6),
Carlos Pallares (7),
Sébastien Deroussi (8),
Anne-Marie Marabal (9)

Geology of Marquesas Islands: collapsed intra-oceanic shield volcanoes generated by an atypical hotspot

Géologie de la France, n° 1, 2014, p. 111-135, 13 fig., 2 tabl., 8 ph.

Mots-clés : Bouclier (volcan), Caldeira, Basalte, Point chaud, Marquises, Polynésie.

Key word: Shield (volcano), Caldera, Basalt, Hotspot, Marquesas Archipelago, Polynesia.

Résumé

L'archipel des Marquises comporte huit îles principales (Eiao, Nuku Hiva, Ua Huka, Ua Pou, Hiva Oa, Tahuata, Motane, Fatu Hiva), dont nous présentons les premières cartes géologiques détaillées. L'âge de ces îles diminue du Nord-Ouest (5,5 Ma à Eiao) au Sud-Est (1,1 Ma à Fatu Hiva). Les volcans boucliers marquisiens diffèrent considérablement de leurs équivalents hawaïens. Ils ont fréquemment subi des effondrements sectoriels, responsables de la disparition en mer de la moitié, voire davantage des boucliers initiaux, dans la caldeira desquels est apparu un volcan interne plus récent et plus petit. Le volume total des édifices volcaniques (42 500 km³ au-dessus de l'isobathe - 3 000 m) correspond à une production magmatique faible (7 700 km³/Ma, soit moins de 4 % de celle de Hawaii). Les magmas issus du point chaud marquisien n'arrivent en surface qu'épisodiquement, d'où les incertitudes quant à sa position précise au voisinage de la zone de fracture des Marquises. Ils dérivent de taux de fusion faibles à modérés d'un panache de manteau très hétérogène, comportant deux filaments accolés de compositions isotopiques différentes, qui ont produit au cours du temps deux alignements d'îles (groupe de Ua Huka au Nord-Est, groupe de Fatu Hiva au Sud-Ouest).

Abstract

The Marquesas archipelago is the northernmost of the four Neogene-Quaternary linear intraplate chains of French Polynesia. We present the first detailed geological maps of its eight main volcanic islands (Eiao, Nuku Hiva, Ua Huka, Ua Pou, Hiva Oa, Tahuata, Motane, Fatu Hiva). The island ages decrease from northwest (5.5 Ma at Eiao) towards southeast (1.1 Ma at Fatu Hiva). The Marquesas shield volcanoes experienced important sector collapse events linked to caldera formation, which led to the sinking of half or more of their initial shields. Most islands are made up of an outer remnant of such a shield, in the caldera of which lies an inner, younger and smaller post-shield volcano. The total volume of Marquesas volcanic edifices (42,500 km³ above the -3 000 m isobath) corresponds to a rather low magmatic production (7,700 km³ per million years, i.e. less than 4 % of that of Big Island, Hawaii). Magmas uprising from the Marquesas hotspot reach the surface episodically, hence the uncertainties regarding its location, generally thought to be close to the Marquesas Fracture Zone. These magmas derive from low to moderate melting rates of a highly heterogeneous (at a 10 km scale) "weak" mantle plume which includes two adjacent filaments of slightly different isotopic compositions. These produced two rows of islands labelled the northeastern Ua Huka group and the southwestern Fatu Hiva group, respectively. The Marquesas volcanic successions depart from the Hawaiian model, as tholeiitic magmas are not restricted to the shield stage, nor

(1) UMR 6538 Domaines océaniques, Université de Bretagne Occidentale, 29270 Plouzané, France

(2) CEA/DAM/DIF, 91297 Arpajon, France

(3) UMR 8212 LSCE/CEA-CNRS-UVSQ, 91118 Gif sur Yvette, France

(4) ISTERRE, Université Grenoble Alpes, 38041 Grenoble, France

(5) CCGM, Maison de la Géologie, 77 rue Claude Bernard, 75005 Paris, France

(6) UMR 6118 Géosciences Rennes, Université de Rennes 1, 35042 Rennes, France

(7) UMR 8148, Laboratoire IDES, Université de Paris-Sud, 91405 Orsay, France

(8) Observatoire Volcanologique et Sismique de Guadeloupe, IPGP, 97113 Courbeyre, France

(9) EURL Jardins et Volcans, 1 impasse Melassou, 82700 Montech, France

Correspondance : René Maury, UMR 6538 Domaines océaniques, Université de Bretagne Occidentale, Institut Universitaire Européen de la Mer, 29270 Plouzané, France, maury@univ-brest.fr

* Manuscrit présenté le 28 juillet 2014, accepté le 15 octobre 2014

alkali basaltic/basanitic magmas to the post-shield stage. These two types are thought to derive from relatively depleted (peridotitic) and enriched (pyroxenitic) components of the plume, respectively.

1. INTRODUCTION

L'archipel des Marquises est connu de longue date pour ses volcans emboîtés et effondrés (Chubb, 1930 ; Obellianne, 1955) et pour la grande diversité pétrologique de ses laves (Lacroix, 1928, 1931), mais n'a pas fait l'objet de travaux cartographiques détaillés jusqu'aux années 2000. Les premiers travaux modernes sur la géochronologie, la pétrologie et la géochimie de l'archipel ont été effectués à partir d'échantillons recueillis dans les années 1970 par R.-A. Duncan, R. Brousse et H.-G. Barsczus, et ont démontré l'hétérogénéité des sources mantelliques de ses laves (Vidal *et al.*, 1984, 1987 ; Duncan *et al.*, 1986 ; Woodhead, 1992). En termes d'évolution magmato-tectonique, ces travaux se sont largement basés sur les modèles développés à Hawaï, où les boucliers sont composés de basaltes tholéitiques, les volcans post-bouclier de basaltes alcalins associés à des hawaïtes, mugéarites, benmoréites et trachytes, et enfin les unités volcaniques tardives de basanites (Clague et Dalrymple, 1987 ; Frey *et al.*, 1990, 2005 ; Yang *et al.*, 2003). Ainsi, de nombreux auteurs (Duncan, 1975 ; Duncan *et al.*, 1986 ; Woodhead, 1992 ; Castillo *et al.*, 2007) ont proposé que les boucliers marquisiens soient composés de basaltes tholéitiques, et les volcans post-bouclier de laves alcalines. Le but de cet article est de montrer que la cartographie des huit îles principales des Marquises, basée sur les levés effectués entre 2000 et 2010 dans le cadre d'un programme associant le BRGM, le CEA et les universités de Brest, Rennes et Grenoble, témoigne d'une

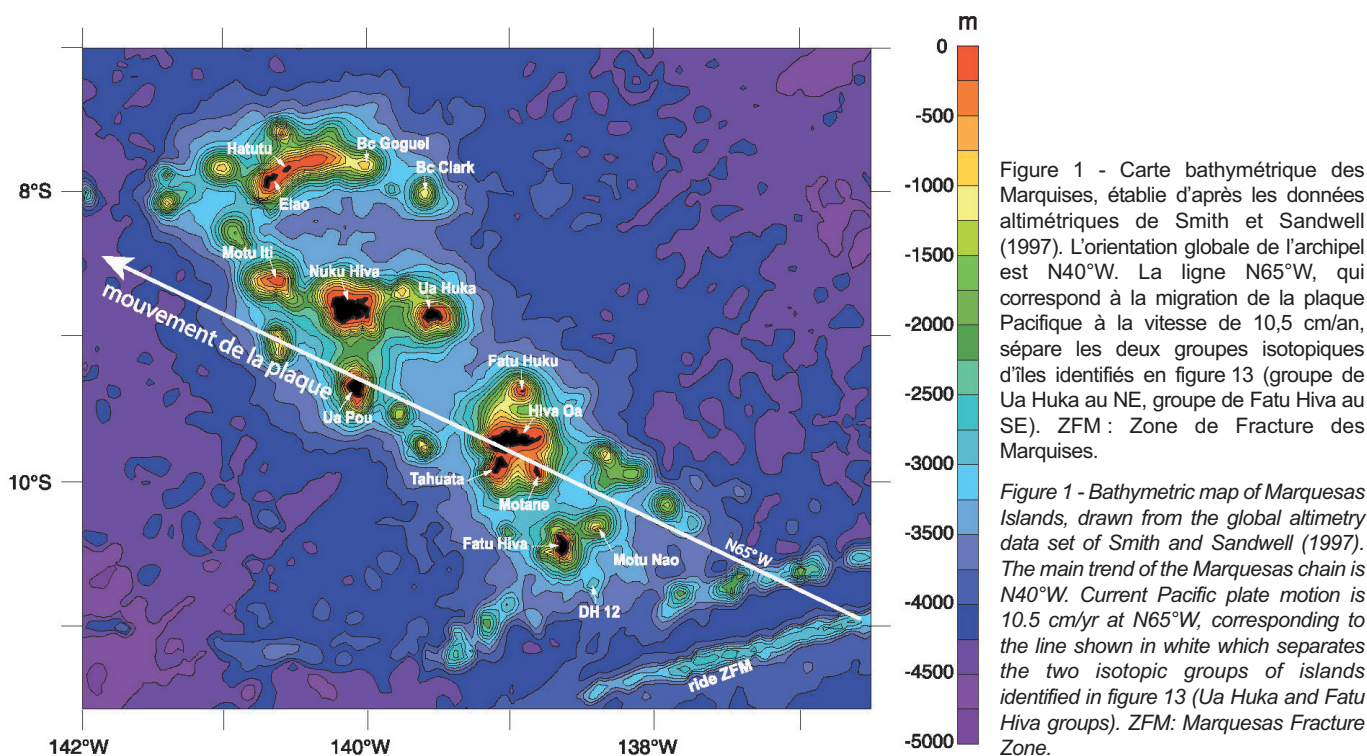
évolution plus complexe. Ces travaux renforcent l'image d'un archipel très singulier (Brousse *et al.*, 1990 ; Guille *et al.*, 2002), caractérisé par une évolution clairement distincte du modèle hawaïen (Guillou *et al.*, 2014) et issu d'un panache atypique (Chauvel *et al.*, 2012).

2. CADRE GÉOLOGIQUE ET TRAVAUX ANTÉRIEURS

2.1. Les Marquises au sein de la Polynésie

Les îles hautes polynésiennes forment quatre chaînes linéaires SE-NW d'îles et de monts sous-marins volcaniques, qui sont du Nord au Sud : les Marquises, l'alignement Pitcairn-Gambier, la Société et enfin les Australes-Cook. Ces alignements de type hawaïen ont des longueurs très variables : 350 km pour les Marquises (de Fatu Hiva à Eiao), 1 700 km pour Pitcairn-Gambier (de Pitcairn à l'atoll de Hereheretue), 750 km pour la Société (de Mehetia à l'atoll de Bellinghausen) et 2 300 km pour les Australes-Cook (du volcan sous-marin Macdonald à Aitutaki) ; à l'exception des Marquises, ils comportent un ou plusieurs volcans actifs ou très récents à leur extrémité SE (volcans sous-marins proches de Pitcairn, cône de Mehetia, volcan Macdonald). Leur direction d'ensemble SE-NW ($N65^\circ \pm 5^\circ W$) et la progression des âges correspondent sensiblement à celle du déplacement absolu de la plaque Pacifique (10,5 à 11 cm/an).

L'archipel des Marquises diffère cependant considérablement du modèle hawaïen (Guille *et al.*, 2002 ; Guillou *et al.*, 2014). Il est constitué de huit îles volcaniques principales (Eiao, Nuku Hiva, Ua Huka, Ua Pou, Hiva Oa, Tahuata, Motu Nao, DH 12).



Ile/îlot	Surf. émergée (km ²)	Vol. édifice (km ³)	Volume émergé (km ³)		Age K-Ar mésostase/roche totale		Distance à la RZFM selon la dir. N65°W (km)
			total	post-bouclier	maximum (Ma)	minimum (Ma)	
Hatutu	6,5	9800	1,5	0	4,9	4,7	690
Eiao	44		17	0	5,52	4,95	680
Motu Iti	0,2	2900	< 0,1	0			580
Nuku Hiva	339	6950	160	45	4,53	3,62	525
Ua Huka	83	3250	28	6,5	3,24	0,76	480
Ua Pou	105	3250	34	33	4,00	2,35	440
Fatu Huku	1,3	6900	0,2	0	2,65	2,54	370
Hiva Oa	320		145	14	2,55	1,44	330
Tahuata	69	3850	25	1	2,11	1,74	310
Motane	13		5	0	1,96	1,53	280
Fatu Hiva	84	2800	28	5	1,81	1,11	175

Tableau 1 - Volumes et âges des édifices volcaniques des Marquises. Les volumes immergés des édifices ont été estimés à l'aide du logiciel GMT au-dessus de l'isobathe -3 000 m (Chauvel *et al.*, 2012) et les volumes émergés d'après les cartes topographiques et géologiques (Guillou *et al.*, 2014). Le volume total de l'ensemble des édifices volcaniques est estimé à 42 500 km³, dont 2 500 km³ pour les monts sous-marins dispersés (Fig. 1). Sources des âges ⁴⁰K-⁴⁰Ar : Guillou *et al.* (2014) et références incluses dans cet article. Les âges inférieurs à 1 Ma ont été exclusivement mesurés sur les volcans tardifs de Ua Huka et sur les monts sous-marins au sud de Fatu Hiva (DH12, 0,60-0,35 Ma; Desonie *et al.*, 1993). RZFM : ride de la zone de fracture des Marquises.

Tableau 1 - Volumes and ages of Marquesas islands. Submerged edifice volumes above the -3000 m isobath (Fig. 1) were calculated with the GMT software and emerged volumes from topographic and geological maps. The corresponding total volume of Pliocene-Quaternary volcanic edifices is estimated to 42,500 km³. This value includes 2,500 km³ corresponding to seamounts scattered throughout the archipelago (Fig. 1). Unspiked ⁴⁰K-⁴⁰Ar ages on groundmass are from Guillou *et al.* (2014) and references therein. Ages younger than 1 Ma have only been obtained on Ua Huka and on seamounts south of Fatu Hiva (DH12, 0.60-0.35 Ma; Desonie *et al.*, 1993). RZFM: Marquesas Fracture Zone Ridge.

Motane, Fatu Hiva), de quelques îlots (Hatutu, Motu Iti, Fatu Huku, Motu Nao) et de nombreux monts sous-marins (Fig. 1 et Tab. 1). Son orientation d'ensemble N30-40°W est franchement oblique par rapport à celle N65° ± 5°W des autres alignements du Pacifique central, qui est compatible avec celle de l'accrétion à l'axe de la dorsale Est-Pacifique. Cette obliquité suggère un contrôle structural de la mise en place des magmas marquisiens par les zones de faiblesse de la plaque Pacifique-Farallon (Crough et Jarrard, 1981 ; Brousse *et al.*, 1990). Aucun point chaud actif n'a été jusqu'ici identifié à l'extrémité sud-est de l'archipel. Les laves marquisiennes d'âge inférieur à 1 Ma sont rares : ce sont les basanites tardives de Ua Huka (1,15-0,76 Ma) et quelques roches draguées au Sud de l'archipel, notamment les mugéarites (0,35 à 0,60 Ma) d'un mont sous-marin à 50 km au SE de Fatu Hiva (DH 12, Fig. 1).

2.2. Principales caractéristiques de l'archipel

L'archipel des Marquises s'est édifié sur un segment de croûte océanique large d'environ 800 km, d'âge Paléocène à Eocène (59-49 Ma), formé à l'axe de la dorsale Pacifique-Farallon (Munschy *et al.*, 1998). Il est limité par deux grandes zones de fracture orientées N100°W, la Zone de Fracture des Galapagos (ZFG) au Nord et la Zone de Fracture des Marquises (ZFM) au Sud, qui sont des failles transformantes inactives depuis l'anomalie 7 à 26 Ma (Munschy *et al.*, 1998). L'imagerie sismique a mis en évidence un important épaissement crustal sous le centre de l'archipel, où le Moho atteint des profondeurs de 15 à 20 km (Filmer *et al.*, 1993 ; Caress *et al.*, 1995). Cet épaissement est considéré comme res-

pensable de l'absence ou du caractère très limité de la subsidence récente des îles hautes, et en conséquence de l'absence d'atolls (Guille *et al.*, 2002). Son origine a été attribuée à un sous-placage dû à l'accumulation de magmas à la base de la croûte océanique lors de son passage au-dessus du point chaud marquisien (Filmer *et al.*, 1993 ; Caress *et al.*, 1995 ; McNutt et Bonneville, 2000). Il s'y ajoute une composante d'épaississement superficiel due à l'accumulation des produits des effondrements gravitaires des édifices, qui a conduit à l'apparition d'un « tablier archipélagique » épais d'un à deux kilomètres (Filmer *et al.*, 1994 ; Wolfe *et al.*, 1994). Pour Gutscher *et al.* (1999) et Guille *et al.* (2002), l'épaississement de la racine crustale serait antérieur au passage au-dessus du point chaud ; il traduirait l'existence, sous l'archipel, d'un petit plateau océanique né entre 50 et 45 Ma à proximité de l'axe de la dorsale Pacifique-Farallon.

2.3. Corrélations âge-distance au point chaud présumé

Aucun volcanisme actif n'a été identifié près de la ZFM qui est dissymétrique, sa partie méridionale formant une ride très marquée de 20 km de large dominant de 2 km un sillon profond (Pautot et Dupont, 1974). Cette dernière pourrait marquer la position actuelle du point chaud marquisien (McNutt *et al.*, 1989), mais aucune lave récente n'a été draguée sur cette ride, dont la surface est couverte d'encroûtements manganésifères. La partie méridionale de l'archipel des Marquises

comporte par ailleurs de nombreux monts sous-marins, très mal connus (Fig. 1).

Les seules données disponibles sur les laves immergées du Sud de l'archipel ont été acquises suite à la campagne de dragages Crossgrain (CRGN 02) du R/V Thomas Washington en avril 1987 (Desonie *et al.*, 1993). Le dragage DH 12, effectué sur un petit seamount à 50 km au SE de Fatu Hiva (Fig. 1), a recueilli les laves les plus jeunes connues dans l'archipel : des mugéarites datées de 0,35 à 0,60 Ma. Trois dragages sur les flancs de Fatu Hiva (DH 14, DH 16, DH 17) ont fourni des basaltes tholéiitiques et alcalins datés entre 0,84 et 1,54 Ma. Un dragage (DH 18) sur l'édifice du Motu Nao a récolté une mugéarite, un basalte tholéiitique et un basalte alcalin âgés de 0,74 à 2,28 Ma. Enfin, le dragage DH 19, à 6 km au Sud de Tahuata, a ramené des basaltes tholéiitiques et alcalins, basanites et téphrites, datés entre 1,57 et 1,85 Ma (Desonie *et al.*, 1993).

Les corrélations entre l'âge des îles et leur distance au point chaud présumé selon la direction N40°W de l'archipel sont moins satisfaisantes que pour la plupart des chaînes volcaniques linéaires de type hawaïen (Brousse *et al.*, 1990 ; Desonie *et al.*, 1993 ; Guille *et al.*, 2002). La dispersion des âges est potentiellement à rechercher dans un biais analytique, les premières datations K-Ar ayant été effectuées sur des roches totales porphyriques, dont les âges sont surestimés en raison de la présence d'excès d'argon radiogénique dans les phénocristaux d'olivine et de clinopyroxène (Laughlin *et al.*, 1994). Les modèles plus récents (Legendre *et al.*, 2006 ; Chauvel *et al.*, 2012 ; Guillou *et al.*, 2014), utilisant les âges mesurés sur mésostase séparée par la méthode sans traceur, postulent que l'archipel des Marquises résulte de la migration de la plaque Pacifique, à la vitesse de 10,5 cm/an selon la direction N65°W (N115°E), au-dessus d'un point chaud fixe situé sous la ZFM. Dans le diagramme âge/distan-

ce correspondant (Fig. 2), la dispersion des âges observée n'est pas plus importante que celle de l'archipel de la Société (Guillou *et al.*, 2005), en mettant à part la reprise tardive de l'activité à Ua Huka (Legendre *et al.*, 2006 ; Blais *et al.*, 2008b). La ligne en tiretés, correspondant aux distances à la chaîne des monts sous-marins située à 50 km au NW de la ZFM et non encore draguée, fournit également une corrélation satisfaisante pour la plupart des îles (Fig. 2). Cette chaîne pourrait donc elle aussi marquer la position du point chaud marquisien.

2.4. Tailles et structures des édifices

Toutes les îles marquisiennes (sauf Ua Pou) sont constituées de volcans boucliers, caractérisés par la prédominance des coulées basaltiques fluides et le faible développement des brèches pyroclastiques. Cependant, on n'observe aux Marquises aucun volcan bouclier intact et de grande taille, avec cratère ou caldeira sommital, similaire à ceux de Hawaii (Mauna Loa, Mauna Kea) et de Tahiti Nui. Les volcans marquisiens ont des surfaces et des volumes émergés relativement faibles (Tab. 1), qui ne représentent que 1 à 2 % des volumes globaux des édifices reposant sur la croûte océanique à 3 000 m de profondeur. Le volume total de ces derniers est estimé à 42 500 km³, dont 2 500 km³ pour les monts sous-marins dispersés (Fig. 1). L'ensemble s'est formé en 5,5 Ma, ce qui correspond à une productivité magmatique faible (7 700 km³/Ma) par rapport à Tahiti (25 000 km³ mis en place en 1,4 Ma) ou La Réunion (85 000 km³ en 2,1 Ma), et très faible par rapport à Big Island, Hawaii (213 000 km³ en 1 Ma, Chauvel *et al.*, 2012).

Les volcans boucliers marquisiens émergés sont tous incomplets (Chubb, 1930 ; Obellianne, 1955), en raison de la fréquence des effondrements qui les ont affectés, généralement à la fin de leur édification. Ces effondrements ont provo-

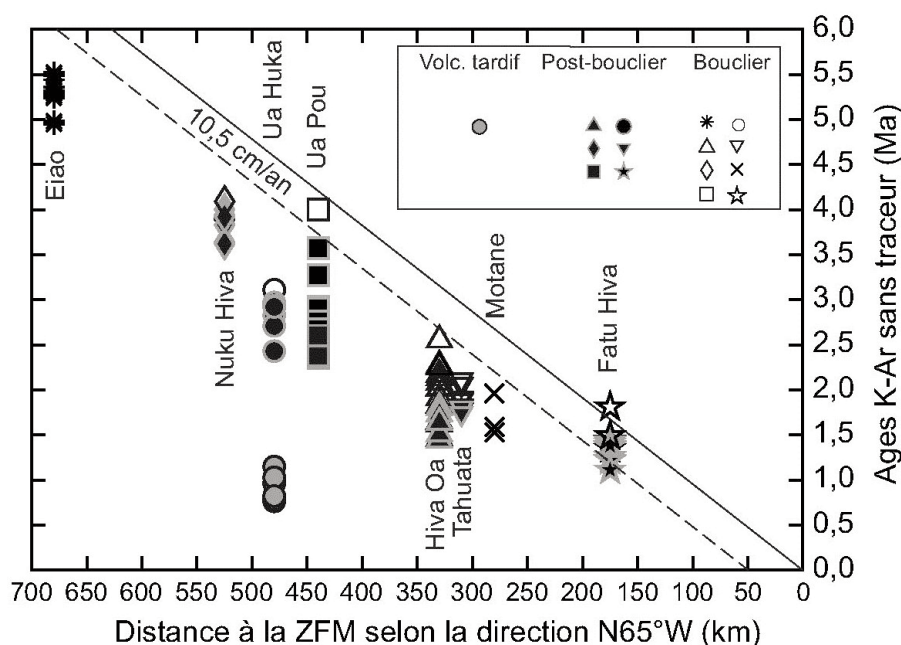


Figure 2 - Évolution des âges ⁴⁰K-⁴⁰Ar des laves des îles marquisiennes en fonction de leur distance à la ride de la zone de fracture des Marquises (Tabl. 1) selon la direction N65°W de migration de la plaque Pacifique à la vitesse de 10,5 cm/an. L'origine de la ligne en tiretés est fixée à la chaîne sous-marine inexplorée localisée 50 km au NW de la ride. Les âges des boucliers sont en figurés vides, ceux des unités post-bouclier en figurés pleins et ceux du volcanisme tardif de Ua Huka en cercles gris. Les âges ⁴⁰K-⁴⁰Ar ont été obtenus sur mésostase séparée par la méthode sans traceur (Guillou *et al.*, 2014 et références incluses dans cet article).

Figure 2 - Age versus distance plot for the Marquesas Islands. The distances to the ZFM ridge along N65°W trend corresponding to the 10.5 cm/yr motion of the Pacific plate are from Table 1. The dashed line starts from the unexplored chain of seamounts located 50 km NW of the MFZR. Shield ages are denoted by open symbols, post-shield ages by filled symbols and rejuvenated ages by grey symbols. Unspiked ⁴⁰K-⁴⁰Ar ages on groundmass are from Guillou *et al.* (2014) and references therein.

qué de gigantesques avalanches de débris sous-marines qui ont formé le « tablier archipélagique » (de -2 000 à -3 000 m) qui réunit la plupart des îles (Filmer *et al.*, 1994 ; Fig. 1).

Le type d'édifice le plus courant (Nuku Hiva, Ua Huka, Hiva Oa, Tahuata, Fatu Hiva) consiste en un demi-bouclier (volcan externe) affecté par un effondrement caldeirique : Tekao à Nuku Hiva, Hitikau à Ua Huka, Temetiu et Puamau à Hiva Oa, Vaitahu à Tahuata, Touaouoho à Fatu Hiva (Fig. 3). Un volcan interne plus petit s'est ensuite formé dans cette caldeira, correspondant au stade post-bouclier de l'évolution des volcans hawaïens (Clague et Dalrymple, 1987) : il s'agit des volcans de Taiohae à Nuku Hiva, de Hane à Ua Huka, d'Atuona à Hiva Oa, de Hanatetena à Tahuata et d'Omoa à Fatu Hiva (Fig. 3). Aucune lacune temporelle ne sépare la fin de l'édification du bouclier du début de celle du volcan interne (Guillou *et al.*, 2014), la zone de recouvrement des deux gammes d'âges permettant d'estimer l'âge de formation de la caldeira (Fig. 2 et 3). La fin de l'édification du volcan interne est marquée par l'effondrement en mer d'une moitié de l'île, le long de fractures affectant son substratum océanique. Dans une seule île (Ua Huka ; Legendre *et al.*, 2006 ; Blais *et al.*, 2008a, 2008b), l'activité volcanique reprend après une lacune de près de 1,5 Ma (Fig. 2 et 3) : ce volcanisme tardif, rare aux Marquises, correspond au stade de réjuvenation défini à Hawaii où il est très fréquent (rejuvenated volcanism, Clague et Dalrymple, 1987 ; Ribe et Christensen, 1999 ; Thoraval *et al.*, 2006). Dans tous les cas, le volume des unités post-bouclier demeure faible par rapport à celui du bouclier (moins de 30 % du volume total émergé, Tab. 1).

Le second type d'édifice marquisien, en forme de croissant, correspond à un vestige du mur de la caldeira du bouclier et des pentes supérieures externes de celui-ci, laissé par l'effondrement de la plus grande partie du bouclier initial : c'est le cas d'Eiao, de Hatutu, de Motane et du volcan de Taaoa à Hiva Oa. Enfin, à Ua Pou, un vestige du bouclier (Hakahau), d'extension très limitée, est recouvert par des formations post-bouclier très développées, où les phonolites sont nettement plus abondantes que les basaltes.

2.5. Types de laves

La diversité pétrographique des Marquises est connue depuis longtemps (Lacroix, 1928, 1931). Les laves basaltiques sont dominantes (Fig. 3 et 4 et Tab. 2) : basaltes tholéitiques à hypersthène et olivine normatifs, basaltes alcalins contenant de petites quantités de néphéline normative, et basanites très sous-saturées en silice (teneurs élevées en néphéline normative). Les basaltes tholéitiques contiennent des phénocristaux d'olivine et de plagioclase, souvent peu abondants ; ceux des basaltes alcalins et les basanites, plus porphyriques, sont l'olivine, le clinopyroxène calcique et la titanomagnétite. Les laves intermédiaires sont rares dans l'ensemble (sauf les mugéarites et benmoréites à Nuku Hiva et les trachyphonolites à Ua Pou). Enfin, les laves évoluées, assez abondantes, sont des trachytes dans presque toutes les îles, et des phonolites à Ua Huka et surtout à Ua Pou. Elles se mettent en place à toutes les étapes de l'évolution chronologique de l'archipel (Fig. 4, bas).

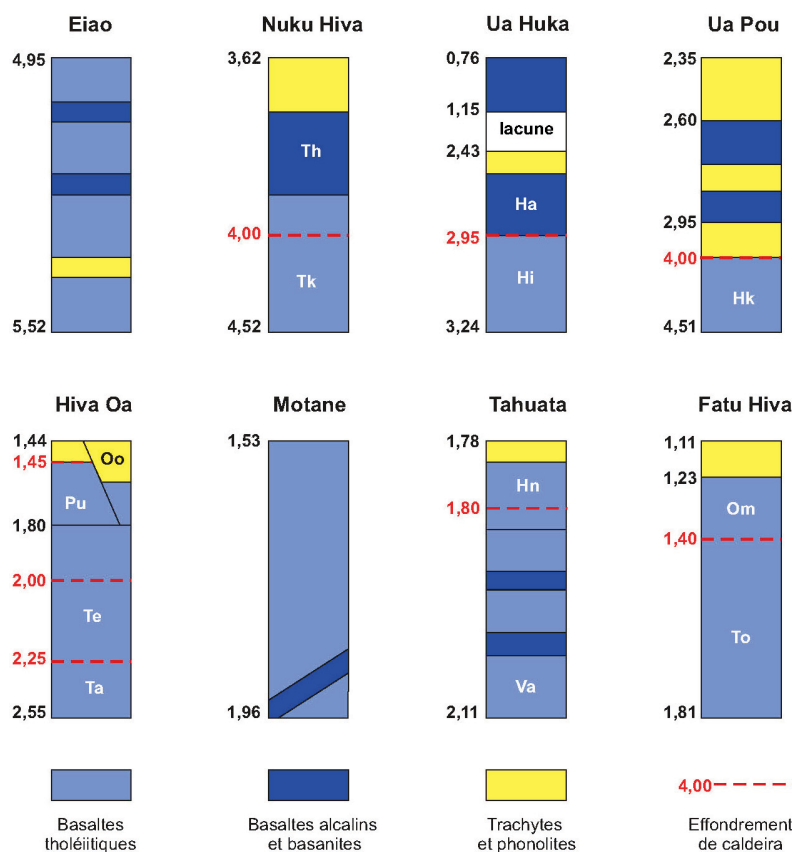


Figure 3 - Colonnes stratigraphiques simplifiées des îles des Marquises (âges en Ma, échelles verticales arbitraires). Les lignes en tirets rouges indiquent les épisodes d'effondrement de caldeiras. Les laves intermédiaires (mugéarites, benmoréites, téphrites, téphriphonolites) ne sont pas représentées. Abréviations des noms des volcans : Ha : Hane ; Hi : Hitikau ; Hk : Hakahau ; Hn : Hanatetena ; Om : Omoa ; Oo : Ootua ; Pu : Puamau ; Ta : Taaoa ; Te : Temetiu ; Th : Taiohae ; Tk : Tekao ; To : Touaouoho ; Va : Vaitahu. À Ua Huka, une lacune temporelle sépare la fin de l'édification du volcan interne de Hane de la mise en place des édifices tardifs basanitiques Teepoe (1,15-0,96 Ma) et Tahoatikikau (0,82-0,76 Ma). À Tahuata, le trait continu horizontal sépare les coulées inférieures et supérieures du bouclier de Vaitahu.

Figure 3 - Sketches of the Marquesas volcanic successions (ages in Ma), showing caldera collapse events (red dashed lines) and simplified distributions of tholeiitic basalts, alkali basalts and basanites, and felsic lavas (trachytes and phonolites). Intermediate lavas have been omitted for clarity. Vertical scales are arbitrary. Abbreviated volcano names: Ha: Hane; Hi: Hitikau; Hk: Hakahau; Hn: Hanatetena; Om: Omoa; Oo: Ootua; Pu: Puamau; Ta: Taaoa; Te: Temetiu; Th: Taiohae; Tk: Tekao; To: Touaouoho; Va: Vaitahu. In Ua Huka, a temporal gap separates the end of building of the Hane volcano from the rejuvenated volcanic phase which emplaced the Teepoe (1.15-0.96 Ma) and Tahoatikikau (0.82-0.76 Ma) basanitic cones. In Tahuata, the horizontal line below the red dashed line separates the upper from the lower tholeiitic flows of Vaitahu shield.

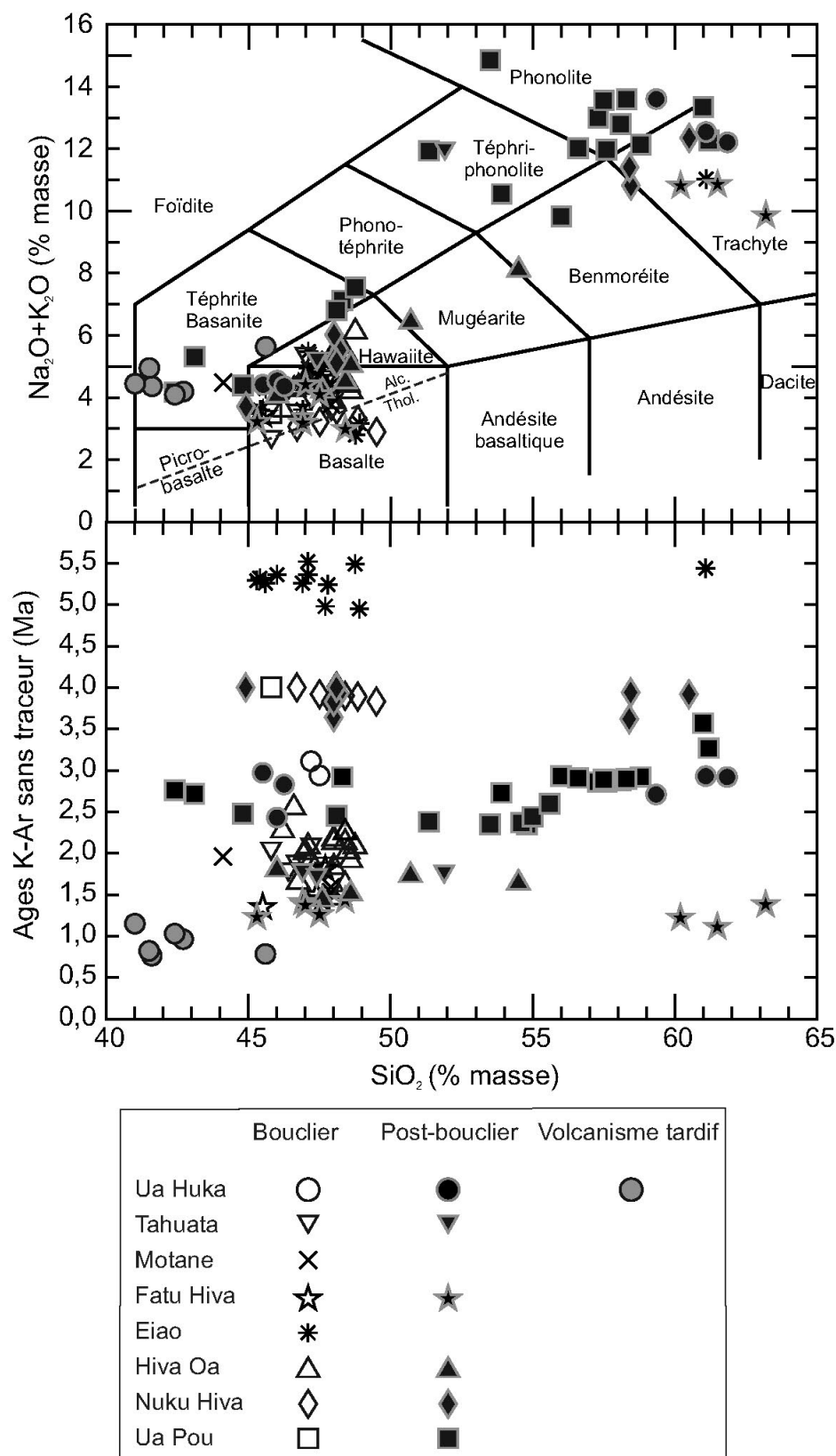


Figure 4 - Diagrammes (Na₂O + K₂O)/SiO₂ (Total-Alkali-Silica ou TAS, d'après Le Bas *et al.*, 1986) et âges- SiO₂ pour les laves datées des îles marquisiennes. Symboles et sources des données identiques à ceux de la figure 2. La ligne en tirets séparant les champs des basaltes tholéitiques (Thol.) and alcalins (Alc.) est tracée d'après Macdonald et Katsura (1964).

Figure 4 - Total-Alkali-Silica (TAS) diagram (Le Bas *et al.*, 1986) and plot of unspiked ⁴⁰K-⁴⁰Ar ages against SiO₂ for the dated Marquesas Islands lavas. Symbols and sources of data as in Fig. 2. The dashed line separating the fields of tholeiitic (Thol.) and alkali (Alc.) basalts is from Macdonald and Katsura (1964).

Ile	Ua Huka			Ua Pou						
	UH 27	UH 81	UH 34	UP 33	UP 94	UP 66	UP 76	UP 29	UP 17	UP 108
Ech.	Th. ol.	B. alc.	Bas.	Th. ol.	Tra.	Ben.	Ph. B.	Bas.	Téph.	Ph. S.
Age (Ma)	3,11	2,97	0,76	4,00	3,27	2,93	2,89	2,76	2,73	2,44
SiO ₂	47,20	45,50	41,60	45,80	61,20	56,00	57,50	42,40	53,90	55,00
TiO ₂	3,75	3,52	3,24	4,56	0,67	1,25	0,30	3,86	1,12	0,30
Al ₂ O ₃	14,75	13,80	11,95	11,45	18,00	19,10	19,90	14,15	20,20	20,90
Fe ₂ O ₃ *	12,85	13,15	14,25	13,76	3,57	5,25	3,10	13,85	5,10	3,65
MnO	0,16	0,17	0,18	0,15	0,17	0,18	0,17	0,18	0,18	0,23
MgO	4,64	7,75	11,75	10,25	0,70	1,07	0,37	7,10	0,99	0,33
CaO	9,47	10,40	10,20	8,25	1,58	3,75	1,33	10,02	3,75	1,22
Na ₂ O	3,00	2,77	3,78	2,68	5,82	4,87	6,95	3,60	5,30	9,75
K ₂ O	1,70	1,64	0,58	0,82	6,45	4,95	6,61	0,57	5,25	6,80
P ₂ O ₅	0,50	0,51	0,48	0,67	0,16	0,25	0,04	0,73	0,25	0,03
P.Feu	1,93	0,84	1,16	0,94	1,05	3,07	2,69	2,98	3,63	1,73
Total	99,95	100,05	99,17	99,33	99,37	99,74	98,96	99,44	99,67	99,94
hy	1,58			10,59						
ol	9,96	15,74	22,87	14,28	3,64	5,93	3,02	15,96	5,86	2,89
ne		4,19	13,89		1,74	0,68	14,08	7,05	7,43	28,85

Tableau 2 - Analyses chimiques de laves sélectionnées des îles de Ua Huka et Ua Pou. Analyses ICP-AES, éléments majeurs en % massiques d'oxydes ; Fe₂O₃* : fer total calculé en Fe₂O₃ ; hy, ol et ne : pourcentages normatifs d'hypersthène, olivine et néphéline (norme CIPW). Sources des données : Blais *et al.* (2008b) et Guille *et al.* (2010a). Les positions des échantillons sont indiquées en figures 7 et 8. Th. ol. : tholéiite à olivine ; B. alc. : basalte alcalin ; Bas. : basanite ; Ben. : benmoréite ; Ph. B. : phonolite basale ; Ph. S. : phonolite sommitale ; Tra : trachyte.

Tableau 2 - Major element ICP-AES analyses of selected lavas from Ua Huka and Ua Pou. Major element oxides in wt% ; Fe₂O₃* : total iron as Fe₂O₃ ; hy, ol and ne : CIPW normative percentages of hypersthene, olivine and nepheline. Sources of data: Blais *et al.* (2008b) and Guille *et al.* (2010a). Sample locations are shown in figures 7 and 8. Th. ol. : olivine tholeiite ; B. alc. : alkali basalt ; Bas. : basanite ; Ben. : benmoreite ; Ph. B. : basal phonolite ; Ph. S. : upper phonolite ; Tra : trachyte.

Sur le plan géochimique, les basaltes des Marquises présentent les caractéristiques typiques des OIB (Ocean Island Basalts) : teneurs très élevées en éléments incompatibles culminant au niveau du Nb et du Ta, déficit relatif en K et autres éléments à grand rayon ionique (Cs, Rb, Ba, Sr) par rapport aux terres rares et aux éléments à grande force ionique (Nb, Ta, Zr, Hf, Ti), anomalies négatives en Pb (Liotard *et al.*, 1986 ; Dupuy *et al.*, 1987). Leur hétérogénéité isotopique est connue depuis longtemps (Vidal *et al.*, 1984, 1987, 1989 ; Duncan *et al.*, 1986 ; Dupuy *et al.*, 1987). Elle a été précisée et sa gamme étendue par les travaux plus récents (Chauvel *et al.*, 1992 ; Vidal, 1992 ; Woodhead, 1992 ; Desonie *et al.*, 1993 ; Caroff *et al.*, 1995 ; Le Dez, 1996 ; Le Dez *et al.*, 1996 ; Legendre *et al.*, 2005a, 2005b ; Castillo *et al.*, 2007 ; Blais *et al.*, 2008b ; Chauvel *et al.*, 2012). Elle implique que les sources des laves marquisiennes soient à rechercher au sein d'un panache hétérogène, contenant des composants de type DMM (manteau appauvri source des basaltes océaniques ou MORB), EM I et EM II (manteau enrichi de type I et II) et HIMU (de high μ , μ désignant le rapport U/Pb : Hart, 1984 ; Zindler et Hart, 1986), et interagissant éventuellement avec la lithosphère océanique. La variation spatiale et/ou temporelle de la contribution de ces diverses sources a été attribuée : soit à leur répartition dans un panache à zonation concentrique (Duncan *et al.*, 1986) ; soit à l'existence au sein de ce panache de domaines hétérogènes de petites dimensions (Dupuy *et al.*, 1987 ; Vidal *et al.*, 1987 ; Le Dez *et al.*, 1996 ; Chauvel *et al.*, 2012) ; soit enfin à des interactions entre panache et lithosphère (Duncan *et al.*, 1986 ; Woodhead, 1992 ; Desonie *et al.*, 1993 ; Caroff *et al.*, 1995 ; Castillo *et al.*, 2007).

3. GÉOLOGIE DES ÎLES HAUTES MARQUISIENNES

Les premiers travaux modernes sur la géologie, géochronologie et géochimie des Marquises ont été effectués à partir d'échantillons recueillis dans les années 1970 par R.A. Duncan (Duncan et McDougall, 1974 ; Duncan, 1975), R. Brousse (Brousse *et al.*, 1978a, 1978b, 1978c ; 1990 ; Diraison, 1991) et H.G. Barszczus (Liotard *et al.*, 1986 ; Dupuy *et al.*, 1987). Les résultats de ces études ont été résumés par Guille *et al.* (2002). Les cartes géologiques détaillées des îles marquisiennes, à des échelles variant du 1/25 000 au 1/100 000, ont été publiées entre 2006 et 2012 par le BRGM. Les levés correspondants ont été effectués entre 2000 et 2010 dans le cadre d'un programme associant le BRGM, le CEA et les universités de Brest, Rennes et Grenoble. L'échantillonnage recueilli a été utilisé pour des travaux pétrologiques et géochimiques (Legendre *et al.*, 2005a, 2005b ; 2006 ; Chauvel *et al.*, 2012 ; Guillou *et al.*, 2014). Les îles cartographiées sont décrites ci-dessous du Nord au Sud de l'archipel ; leurs colonnes téphrostratigraphiques simplifiées sont comparées en figure 3.

3.1. Eiao

C'est l'île la plus ancienne des Marquises, même si les premiers âges K-Ar publiés (Brousse et Bellon, 1974 ; Brousse *et al.*, 1990) ont été revus à la baisse par les travaux plus récents (Tabl. 1). Son croissant émergé de 12 x 3 km environ (Fig. 5) représente le quart nord-ouest d'un volcan bouclier effondré d'un diamètre d'environ 20 km, la côte

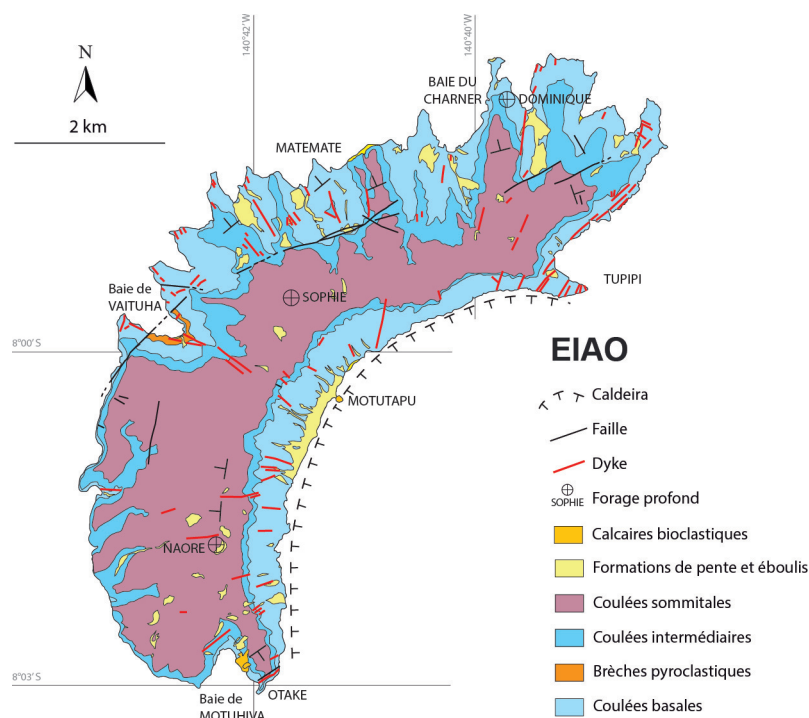


Figure 5 - Carte géologique simplifiée d'Eiao, d'après Demange *et al.* (2009). Les positions des échantillons datés sont indiquées par des croix rouges (âges en Ma entre accolades). La plupart des pendages ont des valeurs comprises entre 8 et 15°. Explications dans le texte.

Figure 5 - Geological sketch map of Eiao, simplified from Demange *et al.* (2009). The locations of the dated samples are shown by small red crosses (corresponding ages in Ma between brackets). Most flow dips range from 8 to 15°. See text for explanations.

concave correspondant au mur de la caldeira (Demange *et al.*, 2009 ; Maury *et al.*, 2009). Les falaises côtières hautes de 300 à 500 m permettent de distinguer une épaisse séquence de coulées basaltiques quasi-horizontales ou à faible pendage vers la côte convexe du croissant. Ces coulées, d'épaisseur individuelle métrique, présentent fréquemment à leur base des tubes de lave et reposent sur des brèches scoriacées. L'ensemble est recoupé par un réseau de dykes radiaux et par des failles normales parallèles aux murs de la caldeira présumée. En surface (Fig. 5), les basaltes de la série inférieure, épaisse de 300 à 400 m, sont aphyriques ou bien contiennent des phénocristaux de plagioclase ; des hawaiiites et de rares mugéarites leur sont associées. Des brèches pyroclastiques stromboliennes sont intercalées dans cette série au niveau de la baie de Vaituha. Les basaltes en position intermédiaire forment un empilement de 80 à 150 m de coulées aphyriques d'épaisseur plurimétrique. La série supérieure, épaisse de 200 m environ, affleure sur le plateau sommital de l'île. Elle est composée de basaltes por-

phyriques surmontés par des basaltes picritiques très riches en olivine (« océanites »). Des sédiments calcaires bioclastiques, probablement quaternaires, affleurent au Motutapu, où ils présentent des stratifications très fines, entrecroisées à petite échelle. On les retrouve plaqués sur les pentes de la série basaltique inférieure sur les falaises de la baie de Motuhiva à l'extrémité sud de l'île, du niveau de la mer jusqu'à 200 m d'altitude (Ph. 1) ; dans ce cas, il pourrait s'agir d'éolianites (L. Montaggioni, comm. pers., 2014), dont la présence ne témoignerait pas nécessairement d'un soulèvement récent de la partie sud d'Eiao.

Le substratum d'Eiao est très bien connu grâce à trois forages carottés profonds, conduits en 1972 à l'initiative du CEA, qui l'ont recoupé sur 1 200 m d'épaisseur, jusqu'à - 700 m : Dominique (800 m) au Nord, Sophie (500 m) au centre et Naoré (800 m) au Sud de l'île (Fig. 5). L'ensemble des coulées fluides et des pyroclastites qui constituent ce substratum s'est mis en place à l'air libre entre 5,5 et 4,95 Ma. Trois types de basaltes (tholéiites à quartz basales, tholéiites à olivine et basaltes alcalins sommitaux), cinq groupes de laves intermédiaires (hawaiiites, mugéarites) et un trachyte ont été identifiés (Caroff *et al.*, 1995, 1999 ; Maury *et al.*, 2009). Les tholéiites à quartz,



Photo 1 - La côte sud d'Eiao et la baie de Motuhiva. Les falaises du bouclier, hautes de 350 m, sont formées de coulées basaltiques d'épaisseur métrique. Noter les placages de sédiments bioclastiques quaternaires blanchâtres (éolianites). Photo G. Guille.

Photo 1 - Motuhiva Bay, southern coast of Eiao. The shield cliffs, 350 m high, expose a sequence of meter-thick basaltic lava flows. In their lower part, they are unconformably overlain by Quaternary bioclastic sediment layers.

les plus profondes, diffèrent des basaltes sus-jacents (tholéiites à olivine et basaltes alcalins) par leurs concentrations plus faibles en éléments incompatibles et leur signature isotopique plus proche du pôle HIMU, tandis que celle des basaltes sous-jacents évolue vers le pôle EMII. Les différences chimiques entre les deux groupes de basaltes sont compatibles avec une décroissance du degré de fusion partielle de sources mantelliques isotopiquement hétérogènes. Les hawaïites et les mugéarites dérivent de la cristallisation fractionnée de magmas basaltiques couplée avec divers degrés d'assimilation de matériaux de la croûte océanique sous-jacente au volcan.

3.2. Nuku Hiva

La plus grande île des Marquises (Tabl. 1) présente un double effondrement caldeirique affectant le volcan bouclier tholéitique externe du Tekao (Fig. 6). Elle a fait l'objet de nombreux travaux pétrologiques (Maury et Brousse, 1978 ; Maury *et al.*, 1978 ; Le Dez, 1996 ; Le Dez *et al.*, 1996 ; Legendre, 2003 ; Legendre *et al.*, 2005a ; Maury *et al.*, 2006) portant pour la plupart sur la série alcaline du volcan interne de Taiohae.

L'empilement, épais de 1 200 m, de coulées de basaltes tholéitiques du bouclier de Tekao constitue plus de la moitié de l'île (Savanier *et al.*, 2006 ; Fig. 6) et a été nommé d'après son sommet, le mont Tekao (1 224 m). Il s'agit d'une série monotone de coulées basaltiques fluidales sub-aériennes mises en place entre 4,52 et 3,83 Ma (Fig. 6), présentant souvent des tubes de laves et des surfaces cordées de type pahoe-hoe, dont l'épaisseur varie de 50 cm à 2 m, et reposant parfois sur des scories ou des cendres stromboliennes. L'âge

de son double effondrement caldeirique orienté vers le Sud, qui a fait l'objet d'une modélisation analogique (Merle *et al.*, 2006), est estimé à 4,00 Ma (Guillou *et al.*, 2014 ; Fig. 3). Cet effondrement a été attribué au fluage de roches hydrothermales et argilisées du toit d'un réservoir magmatique sous-jacent (Merle *et al.*, 2006) et dont l'existence est compatible avec l'anomalie gravimétrique positive identifiée sous le centre de la caldeira (Savanier *et al.*, 2006 ; Maury *et al.*, 2006). Le fluage résulterait du fonctionnement d'une fracture de direction N75-80°E, parallèle à la ZFM, qui aurait abaissé la partie méridionale de l'île. La formation de la caldeira a été suivie du dépôt gravitaire en milieu calme de sédiments argileux lacustres horizontaux épais de 50 m dans la dépression (plateau de Toovii actuel), qui constituent la seule formation sédimentaire d'extension relativement importante reconnue aux Marquises.

Le volcan post-caldeira de Taiohae (Fig. 6) s'est formé entre 4,00 et 3,62 Ma. Ses unités les plus anciennes sont des coulées et des projections stromboliennes de basaltes tholéitiques à olivine et de basaltes alcalins, épaisses d'environ 500 m, et affleurant tout autour de la ville de Taiohae. Ces basaltes résultent de taux de fusion plus faibles d'une source mantellique plus enrichie que celle des basaltes tholéitiques du Tekao. Ils sont surmontés de 400 m de coulées hawaïtiques d'épaisseur métrique, intercalées avec des dépôts cendreux ; puis de 100 m de coulées prismées d'hawaïites et de mugéarites, épaisses de 5 à 20 m, mises en place dans des dépressions (coulées de vallées). Enfin, les unités sommitales du volcan interne de Taiohae sont des coulées épaisses (Ph. 2), des dôme-coulées (mont Muake) et des dômes et aiguilles de trachytes et de benmoréites, qui forment des reliefs marqués générateurs de grands éboulis. L'ensemble

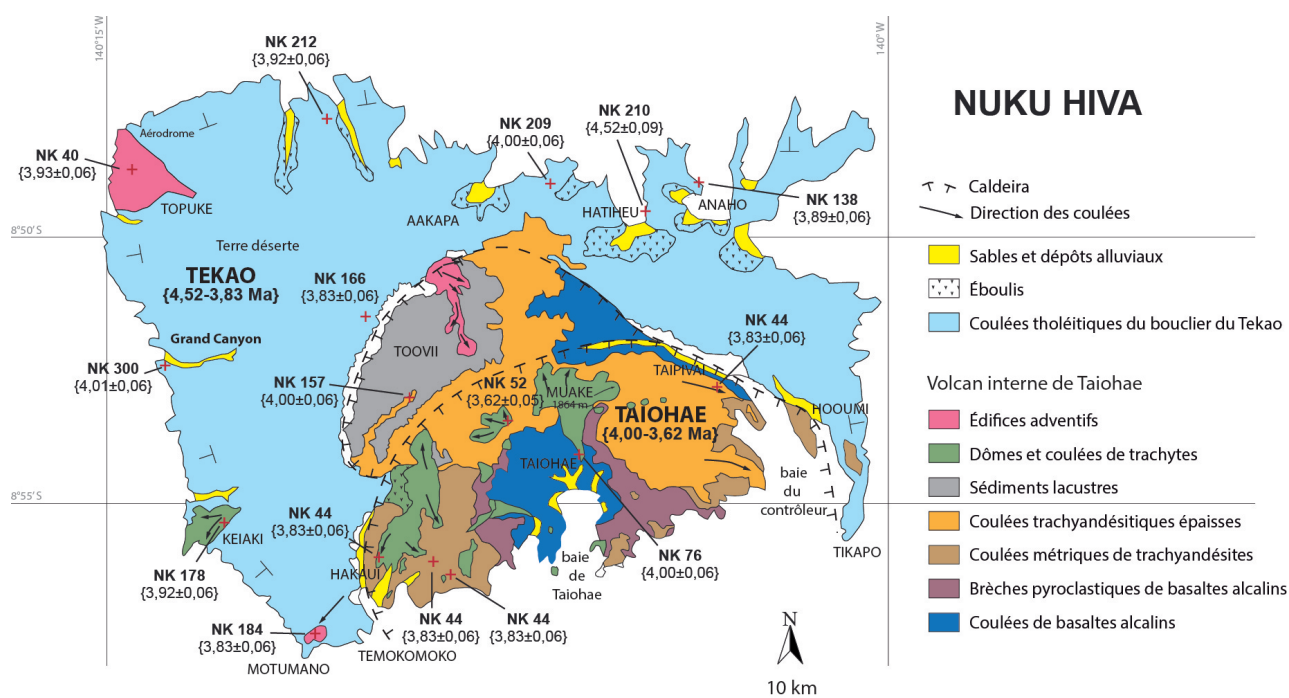


Figure 6 - Carte géologique simplifiée de Nuku Hiva, d'après Savanier *et al.* (2006). Conventions identiques à celles de la figure 5.

Figure 6 - Geological sketch map of Eiao, simplified from Savanier *et al.* (2006). Conventions as in Fig. 5.



Photo 2. Coulées trachyandésitiques épaisses à l'Ouest du Mont Muake, volcan interne de Taiohae, Nuku Hiva. Photo S. Blais.

Photo 2 - Thick trachyandesitic lava flows exposed W of Mt Muake, Taiohae inner volcano, Nuku Hiva.

de ces matériaux a été remanié par une avalanche de débris dont les dépôts affleurent entre 100 et 200 m d'altitude le long de la route de Taiohae au mont Muake. L'activité centrale du volcan interne s'est par ailleurs accompagnée de la mise en place de petits édifices adventifs superposés aux coulées du bouclier du Tekao : volcan basaltique Ooumu au Nord du plateau de Toovii, volcan hawaïtique Topuke au SE de l'aéroport, et enfin cône et coulées trachytiques du Keiaki dans le SW de l'île.

La série magmatique du volcan de Taiohae est issue de processus complexes de cristallisation fractionnée sous forte pression d'eau (Maury *et al.*, 1978 ; Legendre *et al.*, 2005a), probablement suite à l'introduction d'eau de mer dans le

réservoir magmatique situé au sein de la croûte océanique. Le fractionnement massif d'amphibole et d'apatite est considéré comme responsable de l'abondance anormalement élevée et des particularités géochimiques des laves intermédiaires, qui couvrent 47 % de la surface du volcan. Les benmoréites et les trachytes (25 % de cette surface) dérivent d'une source mantellique non représentée au niveau des basaltes et contenant davantage de composant enrichi (EMII) que celle des hawaïites et mugéarites ; leur origine a été attribuée à la refusion en profondeur de matériaux basaltiques hydratés, laissant un résidu riche en amphibole (Legendre *et al.*, 2005a).

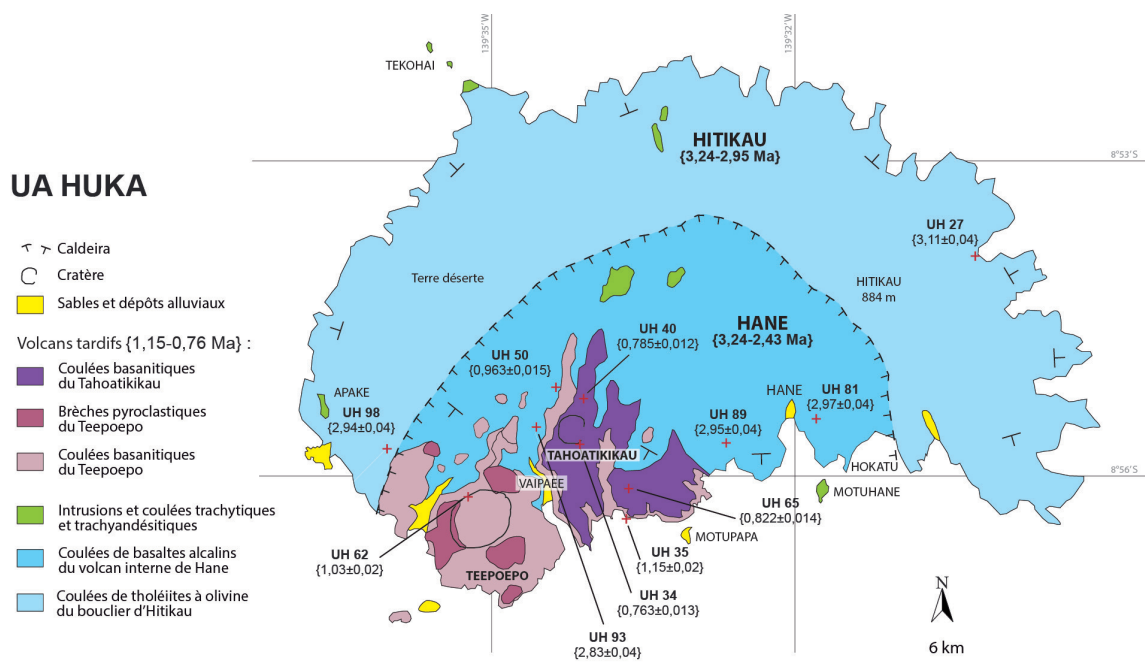


Figure 7 - Carte géologique simplifiée de Ua Huka, d'après Blais *et al.* (2008a). Conventions identiques à celles de la Figure 5.

Figure 7 - Geological sketch map of Eiao, simplified from Blais *et al.* (2008a). Conventions as in Fig. 5.

3.3. Ua Huka

C'est l'île marquisienne qui présente l'évolution la plus proche du modèle hawaïen (Legendre *et al.*, 2006 ; Blais *et al.*, 2008a, 2008b). Elle est en forme de croissant, avec une côte méridionale orientée N105°W qui correspond à une fracture profonde jalonnée par de nombreux points d'émission (Fig. 7). Le volcan bouclier de Hitikau, construit entre 3,24 et 2,94 Ma, est formé de coulées d'épaisseur métrique de basaltes tholéiitiques à olivine présentant des pendages modérés vers la périphérie de l'île, et dérivant de la fusion partielle d'une source lherzolitique à spinelle proche du pôle mantellique EMII. Pendant la période terminale de son édification, la moitié sud de ce bouclier s'est effondrée en mer suite au fonctionnement d'une faille normale de direction N105°W, parallèle à la ZFM. Cet évènement a induit la formation d'une grande caldeira ouverte vers le Sud, accompagnée par la mise en place de dépôts d'avalanches de débris.

À l'intérieur de cette caldeira s'est édifié le volcan interne de Hane, dont les basaltes alcalins, émis entre 2,97 et 2,43 Ma, dérivent d'une source similaire à celle de leurs prédécesseurs tholéitiques de Hitikau mais qui a subi des taux de fusion plus faibles. Ils forment un empilement épais de 600 m de coulées, parfois à tubes de laves, et de brèches scoriacées. Simultanément se sont mises en place, entre 2,93



Photo 3 - Le volcanisme tardif de Ua Huka : cône strombolien et coulées basanitiques du Teepoepo (1,15-0,96 Ma). Photo S. Blais.

Photo 3 - Rejuvenated volcanism in Ua Huka: the Teepoepo (1.15-0.96 Ma) strombolian cone and basanitic lava flows.

et 2,71 Ma, des laves évoluées (coulées de benmoréites, dômes et aiguilles trachytiques et phonolitiques), dont certaines en position adventive, sur les pentes du bouclier de Hitikau (Apake, Tekohai).

Après une période de repos inhabituellement longue (1,3 Ma), l'activité volcanique reprend lorsque Ua Huka passe à la verticale d'une zone de fusion secondaire située à 140 km en aval du panache marquisien (Legendre *et al.*, 2006). Elle construit alors successivement deux volcans basanitiques comportant de nombreuses coulées ainsi que des cratères bien conservés et des brèches stromboliennes et hydromagmatiques : le Teepoepo entre 1,15 et 0,96 Ma (Ph. 3), puis le Tahoatiki kau entre 0,82 et 0,76 Ma. Leurs laves dérivent de la fusion, à taux décroissants au cours du temps, d'une source probablement plus profonde que la précédente (Ielsch *et al.*, 1998 ; Legendre *et al.*, 2006), de type lherzolite à grenat et à signature isotopique plus appauvrie (Chauvel *et al.*, 2012). Comme celle de leurs équivalents hawaïens (rejuvenated volcanism), leur source proviendrait de matériaux profonds du panache non préalablement affectés par des épisodes de fusion (Frey *et al.*, 2005 ; Hofmann et Farnetani, 2013). L'évolution au cours du temps des tholéiites à olivine de Hitikau aux basaltes alcalins de Hane, puis aux basanites des volcans tardifs (Tabl. 2), est typique du « modèle hawaïen » rarement observé aux Marquises (Guillou *et al.*, 2014).

3.4. Ua Pou

C'est l'île la plus originale des Marquises et probablement de tous les archipels du Pacifique issus de points chauds. De forme losangique et dépourvue de caldeira visible (Fig. 8), elle se singularise par l'exceptionnelle abondance des phonolites qui couvrent 65 % de sa surface (Legendre *et al.*,

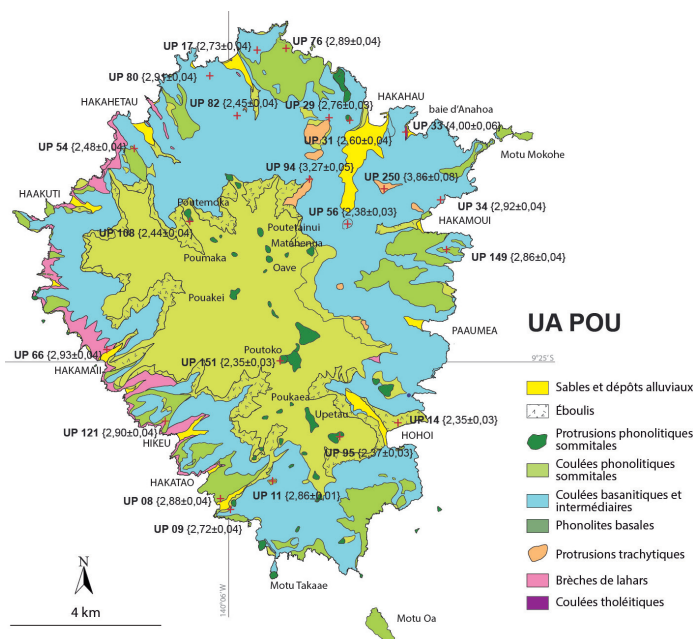


Figure 8 - Carte géologique simplifiée de Ua Pou, d'après Guille *et al.* (2010b). Conventions identiques à celles de la Figure 5.

Geological sketch map of Ua Pou, simplified from Guille et al. (2010b). Conventions as in Fig. 5.



Photo 4 - Les principales protrusions phonolitiques de la zone sommitale au Nord de Ua Pou. De gauche à droite, les aiguilles des pitons Poutetainui (966 m), Matahuena (1 028 m), Oave (1 203 m) et Poumaka (979 m). Photo S. Blais.

Photo 4 - The main phonolitic spines from the northern part of Ua Pou, crosscutting the thick upper phonolitic lava flow sequence. From left to right, Mts Poutetainui (966 m), Matahuena (1 028 m), Oave (1 203 m) and Poumaka (979 m).

2005b ; Guille *et al.*, 2010a, 2010b), sous forme de coulées recoupées par les spectaculaires protrusions qui comptent parmi les plus hautes du monde et auxquelles Ua Pou doit son nom marquisien qui signifie « les piliers » : Oave (1 203 m), Pouakei (1 035 m), Matahuena (1 028 m), Poumaka (979 m), Poutetainui (966 m), etc. (Ph. 4). En affleurements de roche nue, ces aiguilles phonolitiques dominent de 450 m (Oave), 370 m (Poutetainui), 330 m (Poumaka) et 280 m (Matahuena et Pouakei) les talus d'éboulis de leur base : c'est davantage (pour Oave) ou presque autant (pour Poutetainui) que le célèbre neck phonolitique de Devil's Tower (Black Hills, Wyoming), dégagé de son encaissant sur 386 m de hauteur, et qui fut le premier Monument National des Etats-Unis classé le 24 septembre 1906 par Théodore Roosevelt. On peut donc considérer l'ensemble de ces aiguilles comme un objet géologique exceptionnel. Les laves basaltiques (basanites et rares basaltes alcalins), minoritaires, ne couvrent que 27 % de la surface de l'île, où affleurent également des laves intermédiaires (téphrites, téphriphonolites, benmoréites), des trachytes, ainsi que des brèches issues de dépôts de coulées boueuses (lahars).

Les laves les plus anciennes de Ua Pou, datées à 4,00 Ma par la méthode K-Ar sans traceur (Tabl. 1), sont des basaltes tholéitiques à olivine dérivant d'une source mantellique de type HIMU jeune et provenant probablement du sommet d'un volcan bouclier tholéitique presque totalement immergé. Ils n'affleurent actuellement que dans une zone très restreinte à l'Est du village de Hakahau (Fig. 5), mais des échantillons prélevés dans ce village même ont fourni des âges K-Ar plus anciens (5,61 à 4,46 Ma, Duncan *et al.*, 1986).

La formation de tout le reste de l'île est à attribuer au stade post-caldeira (Guillou *et al.*, 2014). Entre 3,86 et 3,27 Ma se sont ponctuellement mis en place des dômes de trachytes et

de trachyphonolites associés à des dépôts de lahars épais de plus de 200 m, qui affleurent notamment sur la côte ouest de l'île. Celle-ci s'est ensuite édifiée rapidement, entre 2,93 et 2,35 Ma, par la mise en place successive : de dépôts de coulées de basanites et de laves intermédiaires intercalées dans la partie sommitale de la séquence laharique ; d'un ensemble de coulées phonolitiques (phonolites précoces), qui affleurent sur toute la périphérie de Ua Pou, et notamment dans sa partie nord et sur sa côte orientale (Fig. 8) ; de coulées de basaltes picritiques riches en clinopyroxène (« ankaramites »), de basanites et de laves intermédiaires (téphrites et téphriphonolites) formant un empilement épais de 300 m ; et enfin des phonolites sommitales, tout d'abord sous forme d'une succession d'environ 500 m de coulées dont l'épaisseur individuelle dépasse souvent 10 m et qui forment l'arête centrale de l'île (Fig. 8). Cet empilement est recoupé par la trentaine d'aiguilles phonolitiques qui constituent les principaux sommets de Ua Pou et confèrent à l'île son aspect spectaculaire (Ph. 4). Les derniers événements géologiques affectant Ua Pou correspondent à la mise en place de dépôts de coulées boueuses de type lahar remaniant l'ensemble des roches de l'île.

L'exceptionnelle diversité des laves de Ua Pou est connue depuis longtemps (Lacroix, 1931). Certaines phonolites contiennent des minéraux très inhabituels (grenat de type andradite titanifère d'origine fumerollienne ; Bishop et Woolley, 1973 ; Brousse et Maury, 1978) et sont sculptées localement : ce sont les célèbres « cailloux fleuris ». Tout modèle génétique doit tenir compte de l'abondance anormalement élevée des phonolites, ainsi que de l'existence d'une lacune dite de Daly séparant les laves magnésiennes (basanites, basaltes, hawaïites, téphrites) des laves riches en silice et alcalins (Fig. 3), qui est difficile à justifier dans le cadre d'un processus de cristallisation fractionnée. Les laves basanitiques et inter-

médianes de Ua Pou proviennent de faibles degrés de fusion partielle d'une source mantellique hétérogène de type EMII et HIMU, beaucoup plus enrichie que celle des tholéiites du bouclier de Hakahau (Legendre *et al.*, 2005b ; Chauvel *et al.*, 2012). L'origine des phonolites doit être recherchée dans la fusion partielle en profondeur de telles basanites (Legendre *et al.*, 2005b) en présence d'H₂O et CO₂ (Hay et Wendlandt, 1995 ; Hay *et al.*, 1995 ; Kaszuba et Wendlandt, 2000), laissant un résidu riche en amphibole et produisant des magmas téphri-phonolitiques. Ceux-ci évoluent ensuite par cristallisation fractionnée, accompagnée ou non d'interactions avec leur encaissant crustal ou bien avec des matériaux ayant la signature de l'eau de mer, vers des magmas phonolitiques hyperalcalins (Legendre *et al.*, 2005b ; Guille *et al.*, 2010b). En présence d'H₂O mais sans CO₂ (Kaszuba et Wendlandt, 2000), la fusion des basanites conduit à des benmoréites et à des trachytes présents à Ua Pou, mais bien moins abondants que les phonolites. Ce type de fusion dans le substratum d'une île océanique requiert un flux de chaleur anormalement élevé (Bohrson et Reid, 1997), dont l'origine est probablement à rechercher au niveau d'intrusions répétées de magmas basaltiques (Annen et Sparks, 2002).

3.5. Hiva Oa

Cette île allongée selon la direction WSW-ENE, parallèlement à la ZFM, se singularise par la présence de quatre édifices coalescents alignés (Fig. 9) constitués de basaltes tholéiitiques et de hawaïites : ce sont les volcans de Taaoa, du Temetiu, d'Ootua et de Puamau (Fig. 6), d'âges décroissants vers l'Est, et très vraisemblablement alimentés par une même fracture profonde (Maury *et al.*, 2012a, 2012b). Le bouclier de



Photo 5 - Les falaises hautes de 250 m du bouclier tholéiitique ancien (2,55 Ma) de Taaoa, sur la côte ouest de Hiva Oa. Noter les niveaux de scories stromboliennes rouges interstratifiés au sein des coulées, ainsi que les cônes d'éboulis récents. Photo S. Blais.

Photo 5 - The ca 250 m high coastal cliffs of the old (2.55 Ma) Taaoa tholeiitic shield in the western part of Hiva Oa. Note the red strombolian ash and scoria layers interbedded within the basaltic flows, and the recent talus fans.

Taaoa (2,55 Ma) est réduit à un croissant, et ceux du Temetiu (2,25-1,80 Ma) et de Puamau (1,65-1,46 Ma) à leurs moitiés septentrionale ou méridionale. Les laves d'Ootua (1,73-1,44 Ma) ont probablement été émises au niveau de fractures Nord-Sud disposées en échelon par rapport à la fracture principale.

Les coulées du bouclier de Taaoa, de 1 à 5 m d'épaisseur, constituent un croissant concave vers l'Est, long de 16 km et large de 2 km seulement. Sur la côte occidentale de Hiva Oa, elles forment des falaises continues de 150 à 300 m de hauteur, comportant de nombreux niveaux intercalés de scories stromboliennes (Ph. 5). L'ensemble est recoupé par un dense réseau de dykes de 20 cm à 2 m de largeur, en majorité

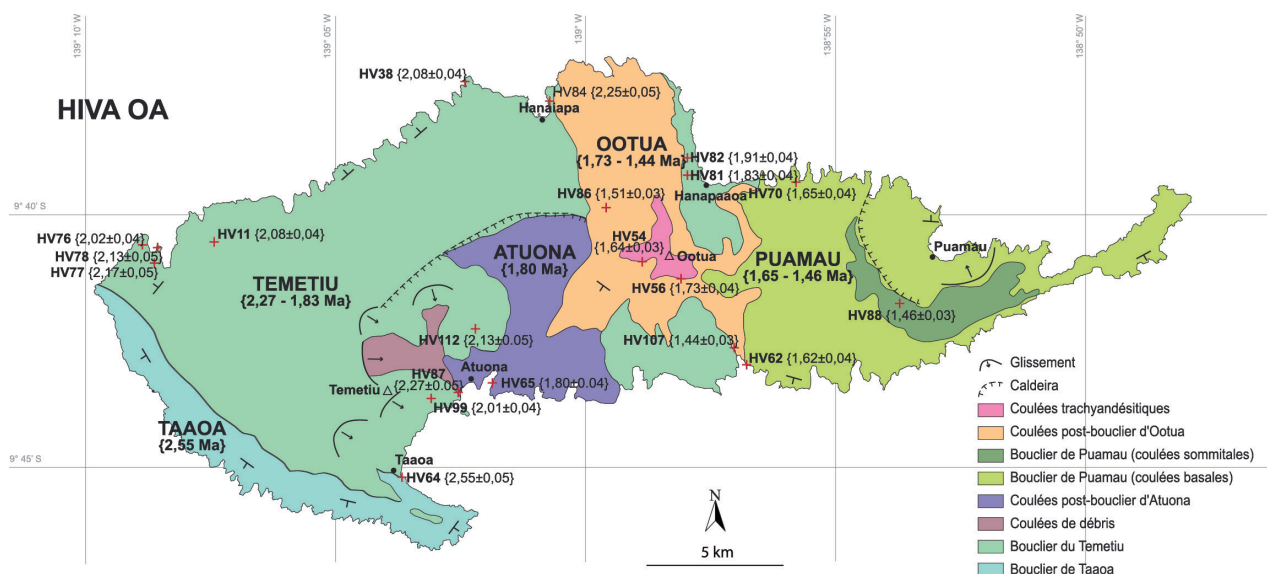


Figure 9 - Carte géologique simplifiée de Hiva Oa, d'après Maury *et al.* (2012b) et Guillou *et al.* (2014). Conventions identiques à celles de la Figure 5.

Figure 9 - Geological sketch map of Hiva Oa, simplified from Maury *et al.* (2012b) and Guillou *et al.* (2014). Conventions as in Fig. 5.

orientés perpendiculairement à la limite concave du croissant qui est assimilable à un mur de caldeira (Brousse *et al.*, 1978a, 1978c ; Gonzales-Marabal, 1984). Les coulées de Taaoa ont des pendages réguliers de 5° à 15° vers la périphérie du croissant, et sont recouvertes par les coulées du Temetiu. Elles présentent des rapports d'éléments en traces et isotopes de Sr, Nd et Pb compatibles avec une signature HIMU plus accentuée que celles des autres édifices tholéiitiques de Hiva Oa (Le Dez, 1996 ; Chauvel *et al.*, 2012).

Le volcan bouclier du Temetiu couvre 50 % de la surface de l'île et affleure sur 1 200 m de hauteur au niveau du sommet éponyme. Un contraste marqué existe entre les falaises de plusieurs centaines de mètres de hauteur à regard méridional qui délimitent sa caldeira, souvent modifiées par des effondrements postérieurs, et ses pentes externes septentrionales à pendages périphériques de 10-15°. Dans la partie orientale de l'île, elles sont recouvertes par les coulées des édifices d'Ootua et de Puamau. Le bouclier du Temetiu, de nature exclusivement basaltique (tholéiitique) et hawaïitique, est formé de coulées fluidales d'épaisseur métrique, dont les falaises du Temetiu doivent comporter près d'un millier. À l'intérieur de la caldeira et au niveau du mur de celle-ci, ces coulées sont recoupées par de denses réseaux de dykes. Dans les environs d'Atuona et de Vaikava (« soufrière de Fatu Eki », Aubert de la Rüe, 1959), elles ont subi une altération hydrothermale avec développement de pyrite et de phyllosilicates. Au niveau de ce secteur, on observe une anomalie gravimétrique positive d'environ 35 mGal, interprétée comme la signature d'un corps plutonique dense situé à assez faible profondeur (Clouard *et al.*, 2000). Les âges K-Ar sur mésostase mesurés sur l'ensemble de ces coulées sont compris entre 2,27 et 1,83 Ma (Fig. 9). Les brèches épiciastiques d'Atuona (Fig. 9) sont dérivées de l'effondrement de la paroi de la caldeira du Temetiu. Elles évoluent depuis des faciès d'avalanche de débris près des cicatrices d'effondrement jusqu'à des coulées de débris en bord de mer, où elles sont recoupées par un dyke daté à 2,01 Ma. Enfin, l'unité la plus récente de l'édifice du Temetiu correspond aux coulées post-caldeira d'Atuona, qui occupent une surface d'environ 25 km² à l'intérieur de la caldeira, et recouvrent les coulées du bouclier et les dépôts de l'avalanche de débris. Il s'agit d'un ensemble de coulées porphyriques de basaltes tholéiitiques à olivine très homogènes, massives, généralement bien prismées, qui ont une épaisseur individuelle minimale d'environ 10 m. Le toit horizontal de cette unité forme le vaste plateau d'altitude 400-450 m sur lequel est installé l'aérodrome, et sa coulée la plus basse a été datée à 1,80 Ma au port d'Atuona.

Le volcan bouclier de Puamau (Fig. 9), daté entre 1,65 et 1,46 Ma, a des pentes périphériques très régulières, correspondant au pendage de 5° à 15° de ses coulées fluidales d'épaisseur métrique. Les falaises de 200 à 300 m de hauteur de la côte sud-est de Hiva Oa fournissent de belles coupes de cet empilement extraordinairement régulier, de même que celles du mur interne de la caldeira, au niveau duquel elles sont recoupées par des réseaux de dykes. Six à

huit coulées sommitales massives et bien prismées forment des entablements horizontaux au niveau de la partie sommitale du mur de la caldeira de Puamau. Leur épaisseur individuelle varie entre 5 et 20 m, et elles semblent s'être mises en place au sein d'une paléodépression. La coulée supérieure de cet empilement a été datée à 1,46 Ma.

Le volcan d'Ootua (1,73-1,44 Ma) occupe la partie centrale de Hiva Oa. Il est formé d'un ensemble de coulées visqueuses hawaïitiques et basaltiques, vraisemblablement émises à la faveur de fractures profondes orientées Nord-Sud. Elles se sont mises en place dans des paléodépressions localisées au contact entre les coulées périphériques du bouclier du Temetiu et les coulées périphériques du bouclier de Puamau. Elles sont recoupées ou surmontées par de nombreux dykes, protrusions et coulées visqueuses de laves intermédiaires (mugéarites, phonotéphrites, benmoréites) et surtout évoluées (trachytes quartzifères). La protrusion du Mont Ootua (500 m de diamètre, 200 m de hauteur), la plus spectaculaire de l'île, est constituée par un trachyte quartzifère blanc présentant un double débit en prismes verticaux grossiers de 1 à 2 m de diamètre et en lauzes centimétriques horizontales.

3.6. Tahuata

Cette île (Fig. 10) correspond à la moitié NW du volcan bouclier de Vaitahu, âgé de 2,11 à 1,81 Ma, dans la caldeira duquel s'est installé entre 1,80 et 1,74 Ma l'édifice beaucoup plus petit de Hanatetena (Guillou *et al.*, 2012 ; Maury *et al.*, 2012a). Le bouclier de Vaitahu est formé d'un empilement de 1 200 m de coulées d'épaisseur métrique de basaltes

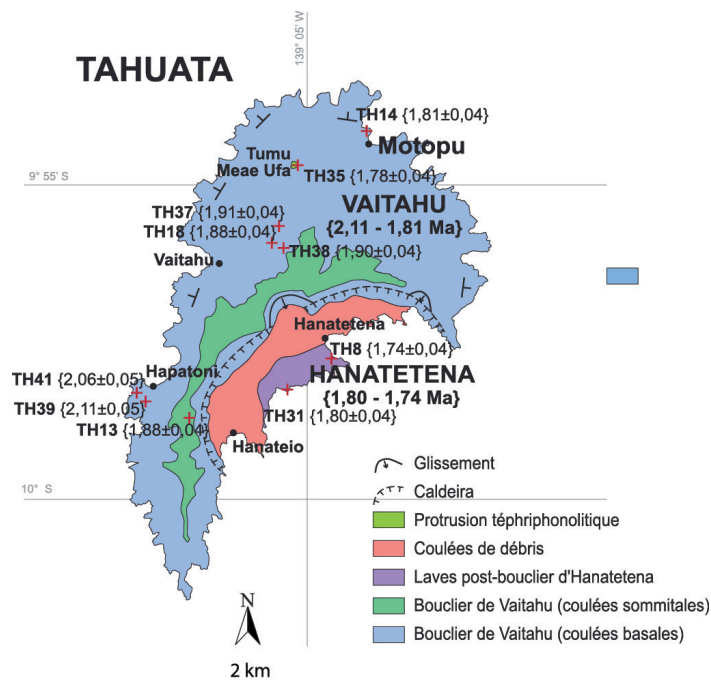


Figure 10 - Carte géologique simplifiée de Tahuata, d'après Guillou *et al.* (2012, 2014). Conventions identiques à celles de la Figure 5.

Figure 10 - Geological sketch map of Hiva Oa, simplified from Guillou *et al.* (2012, 2014). Conventions as in Fig. 5.



Photo 6 - Coulée basaltique datée à 1,81 Ma du bouclier de Vaitahu dans la baie de Motopu, sur la côte nord de Tahuata. Photo S. Blais.

Photo 6 - Basaltic flow 1.81 Ma old from the Vaitahu shield in Motopu Bay, north coast of Tahuata.

(tholéiites à quartz et à olivine, basaltes alcalins et basanites moins fréquents) et de hawaïites, à pendages faibles (8-15°) vers la périphérie de l'île (Ph. 6). Les faciès à tubes de lave sont assez peu courants. On constate par contre la présence fréquente de passées pyroclastiques intercalées (niveaux de saupoudrage stromboliens ou hydromagmatiques lités avec lapilli et cendres). Au Sud de Hapatoni affleure un cône strombolien d'environ 600 m de diamètre et 200 m de hauteur. De nombreuses falaises côtières montrent de spectaculaires réseaux de dykes disposés radialement par rapport au mur de la caldeira.

Les coulées basales du bouclier de Vaitahu sont surmontées de coulées basaltiques tholéiitiques épaisses (>10 m) dont l'empilement forme l'arête centrale de Tahuata. Celle-ci est limitée par des falaises verticales et son épaisseur atteint 500 m au niveau du mont Pahio (ou Haaoiputeomo, altitude 1 000 m) qui en représente le centre d'émission probable. Dans le Sud de Tahuata, la largeur de cette arête demeure inférieure à 500 m, ce qui suggère que les coulées sommitales épaisses se soient mises en place dans des paléovallées étroites.

Les coulées du volcan interne de Hanatetena, datées de 1,80 à 1,74 Ma, sont exclusivement constituées de basaltes tholéiitiques. Les coulées basales sont de type pahoehoe, d'épaisseur décimétrique à métrique, et leurs parties massives sont riches en vacuoles fréquemment comblées de zéolites. Elles sont surmontées par des coulées picobasaltiques massives à grands phénocristaux de pyroxènes (« ankaramites »). Une anomalie gravimétrique positive a été mise en évidence au niveau de Hanatetena (Guillou *et al.*, 2012).

Les brèches d'avalanches et de coulées de débris de Hanateio, épaisses de 300 m, occupent la dépression située entre les baies de Hanatetena et de Hanateio, qui sépare la caldeira du volcan bouclier de Vaitahu du volcan interne de

Hanatetena (Fig. 10). Les coulées de ce dernier sont recouvertes par les brèches d'avalanches, ce qui suggère leur mise en place postérieurement à son édification. Ces brèches forment des falaises d'aspect grossièrement lité, correspondant à l'empilement de passées bréchiques de 1 à 15 m d'épaisseur. Au Nord-Ouest du village de Hanatetena, l'unité bréchique est dominée altimétriquement par les falaises du mur de la caldeira du volcan de Vaitahu, remaniées par un effondrement hémicirculaire dont la cicatrice est bien visible. Cet effondrement est vraisemblablement à l'origine des dépôts d'avalanches et coulées de débris situés à son pied. La spectaculaire protrusion téphrophonolitique du Tumu Meae Ufa (1 050 m), d'un diamètre de 200 m, constitue le point culminant de l'île. Elle recoupe les coulées du bouclier de Vaitahu et présente une prismation verticale. Sa datation a fourni un âge récent (1,78 Ma), contemporain de l'activité du volcan interne de Hanatetena.

3.7. Motane

Cette île inhabitée datée entre 1,96 et 1,53 Ma (Maury *et al.*, 2012a, 2012c) a une forme de croissant (Fig. 11) très similaire à celle d'Eiao, qui permet de l'interpréter comme un secteur préservé des pentes externes d'un volcan bouclier, dont la concavité serait héritée de celle du mur de la caldeira (Brousse *et al.*, 1978b). La côte sud-est de Motane et l'îlot Terihi qui la prolonge ont été affectés par de nombreux effondrements récents : les zones de décollement forment de grandes falaises verticales, exposant les coulées du bouclier recoupées par un dense réseau de dykes.

Le bouclier de Motane est constitué d'un empilement remarquablement régulier de coulées de basaltes tholéiitiques et de hawaïites, de quelques dizaines de centimètres à quelques mètres d'épaisseur (Ph. 7), qui présentent des pendages de 10 à 15° vers la périphérie convexe (côte ouest) de l'îlot. Les échantillons de Motane actuellement analysés sont des laves mafiques (basaltes et hawaïites) : les coulées sont

MOTANE

{1,96 - 1,53 Ma}

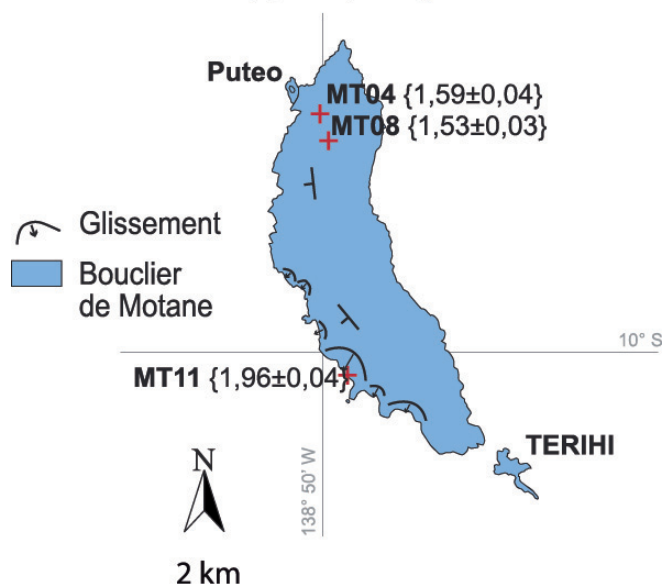


Figure 11 - Carte géologique simplifiée de Motane, d'après Maury *et al.* (2012c) et Guillou *et al.* (2014). Conventions identiques à celles de la Figure 5.

Figure 11 - Geological sketch map of Motane, simplified from Maury *et al.* (2012c) and Guillou *et al.* (2014). Conventions as in Fig. 5.

tholéitiques alors que certains dykes sont faits de basaltes alcalins et de basanites. Diverses intercalations de brèches pyroclastiques sont présentes au sein de la pile lavique. Les plus fréquentes sont les niveaux scoriacés rougeâtres d'origine strombolienne, bien visibles dans certaines falaises. Le cône strombolien de la pointe Puteo, haut de 70 m, est constitué de bancs d'épaisseur métrique de lapilli et de scories rougeâtres, grossièrement lités (faciès bas de cône), à pendages



Photo 7 - Alternance régulière de coulées basaltiques tholéitiques peu épaisses du bouclier de Motane, sur la côte nord de l'île. Photo A.-M. Marabal.

Photo 7 - Sequence of thin tholeiitic basaltic flows from the Motane shield, on the north coast of the island.

W de 15 à 30°. Ces brèches sont recoupées par plusieurs dykes de directions EW et N70°W.

3.8. Fatu Hiva (ou Fatu Iva)

Cette île, qui a la forme d'un croissant à concavité orientée vers l'Ouest (Fig. 12), présente une morphologie très jeune et résulte de la juxtaposition de deux volcans emboîtés concentriques dont les moitiés occidentales se sont effondrées en

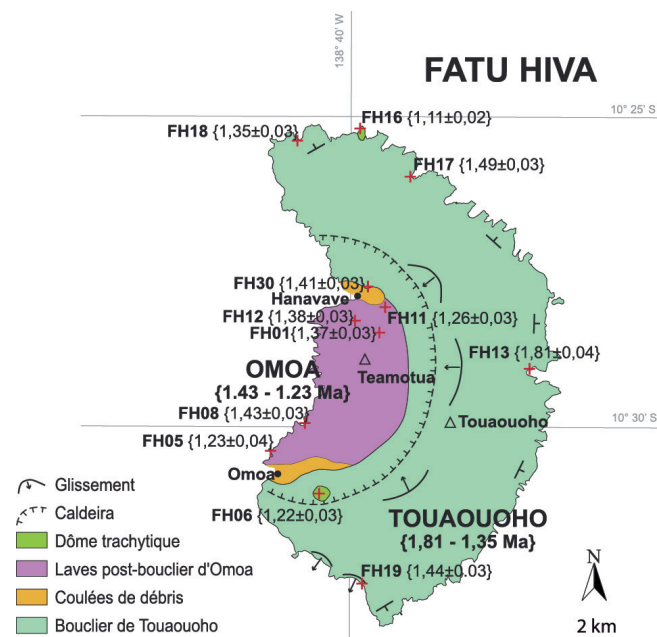


Figure 12 - Carte géologique simplifiée de Fatu Hiva, d'après Guille *et al.* (2012) et Guillou *et al.* (2014). Conventions identiques à celles de la Figure 5.

Figure 12 - Geological sketch map of Fatu Hiva, simplified from Guille *et al.* (2012) and Guillou *et al.* (2014). Conventions as in Fig. 5.

mer (Chubb, 1930 ; Obellianne, 1955 ; Brousse *et al.*, 1978a). Le volcan externe du Touaouoho culmine au sommet éponyme (1 125 m) et représente 85 % de la surface de l'île (Guille *et al.*, 2012 ; Maury *et al.*, 2012a). C'est un volcan bouclier typique constitué d'un empilement de coulées fluidales de basaltes tholéitiques à olivine d'épaisseur métrique et à pendage périphérique de 15 à 20°, datées entre 1,81 et 1,35 Ma (Fig. 12), et recoupées par un grand nombre de dykes subverticaux d'orientation radiale par rapport à la caldeira. La spectaculaire ligne de crêtes centrale correspond à la zone sommitale érodée du mur d'une héli-caldeira ouverte vers l'Ouest, de 8 km de diamètre, dont les pentes abruptes dominant de 500 à 800 m la dépression curviligne joignant Hanavave à Omoa. Dans la partie sud-ouest de l'île, les falaises du bouclier du Touaouoho ont été affectées par de grands éboulements et glissements gravitaires comme celui du 13/09/1999 (Ph. 8) dans l'anse de Vai Faite (Okal *et al.*, 2002).



Photo 8 - Eboulement de la falaise côtière du bouclier du Touaouoho dans la baie de Vai Faite au Sud de Fatu Hiva. Il se produisit le 13/09/1999 et déclencha un petit tsunami. Photo G. Guille.

Photo 8 - Coastal cliff of the Touaouoho shield in Vai Faite Bay, south of Fatu Hiva. Its collapse triggered a local tsunami (09/13/1999).

Les brèches d'avalanches et coulées de débris de Hanavave, épaisses de 250 m, sont constituées de blocs de taille inframétrique à métrique de basaltes, insérés dans une matrice argilo-sableuse. Ces brèches, sculptées par l'érosion en monolithes qui ont rendu célèbre la baie des Vierges à Hanavave, se sont mises en place après l'effondrement de la caldeira, dans la dépression séparant son mur des basses pentes du volcan interne d'Omoa. Elles sont recoupées par quelques dykes, dont l'un a été daté à 1,41 Ma.

Le volcan interne d'Omoa, âgé de 1,43 à 1,23 Ma, a un diamètre maximal de 5 km et représente 15 % de la surface de l'île. Il culmine au niveau d'une crête joignant les sommets des monts Teamotua (638 m) et Boisé ou Ute (730 m). Il est constitué d'un empilement de 500 m de coulées tholéitiques d'épaisseur décimétrique qui présentent fréquemment des tubes de lave. Un peu plus variées que celles du Touaouoho, elles comportent des picrobasaltes, des basaltes primitifs et évolués et quelques hawaïites. Elles ont des pendages de 10 à 20° en direction de la dépression Hanavave-Omoa, suggérant que le centre initial du volcan d'Omoa se situait à proximité de la baie d'Oï, sur la côte ouest de l'île. La vigueur des reliefs entourant cette baie et la présence de blocs de gabbros ont conduit à considérer cette baie comme le cratère du volcan interne (Brousse *et al.*, 1978a). Les valeurs maximales positives de l'anomalie de Bouguer ont été mesurées dans ce secteur.

Les laves les plus jeunes de Fatu Hiva sont deux protrusions trachytiques, situées respectivement : dans la vallée d'Omoa et datée à 1,22 Ma et à l'extrémité nord de l'île. Cette dernière a fourni un âge de 1,11 Ma.

4. DISCUSSION : LES PARTICULARITÉS GÉOLOGIQUES DES MARQUISES

Outre l'absence de subsidence récente et d'atolls, imputée à l'épaisseur de la croûte marquisienne (Guille *et al.*, 2002), les Marquises présentent quatre grands types de particularités : l'existence fréquente d'effondrements sectoriels d'amplitude considérable ; la complexité des successions pétrologiques basaltes tholéitiques-basaltes alcalins-basanites, rarement aussi régulières qu'à Hawaï ; une considérable hétérogénéité isotopique des laves liée à la faible productivité magmatique ; et enfin la nature très inhabituelle du panache, composé de deux filaments adjacents, qui a formé l'archipel.

4.1. L'origine des effondrements sectoriels et des caldeiras

Toutes les îles marquisiennes (sauf Ua Pou) présentent des signes évidents d'instabilités tectoniques d'origine gravitaire (effondrements de caldeiras, cicatrices de glissement et de départ d'avalanches de débris). Ces instabilités ont abouti à la submersion d'une grande partie des volcans subaériens initiaux : ainsi, Eiao, Hatutu et Motane sont réduits à un croissant du mur de la caldeira de leur bouclier ; il ne reste de Nuku Hiva (Merle *et al.*, 2006 ; Maury *et al.*, 2006), Ua Huka (Blais *et al.*, 2008a, 2008b) Tahuata et Fatu Hiva (Maury *et al.*, 2012a) que la moitié de chacun de leurs deux édifices emboîtés, externe et interne.

Le modèle d'effondrement proposé pour Nuku Hiva (Merle *et al.*, 2006 ; Maury *et al.*, 2006) et Ua Huka (Blais *et al.*, 2008b), et testé par une modélisation analogique, repose sur le fluage de roches fortement hydrothermalisées et argilisées

situées au toit d'un réservoir magmatique (Merle *et al.*, 2006), suite au fonctionnement d'une fracture de direction N100-105°W, parallèle à la ZFM, qui aurait abaissé la partie méridionale de l'île. Ce modèle original est globalement compatible avec les données gravimétriques nouvelles qui montrent l'existence, sous la partie centrale des caldeiras de la plupart des îles, de valeurs positives de l'anomalie de Bouguer complète. Ces anomalies sont attribuables à la présence d'intrusions ou de corps plutoniques denses situés à assez faible profondeur, comme dans de nombreuses autres îles polynésiennes (Clouard *et al.*, 2000). Dans le cas de Tahuata, les données bathymétriques GEBCO (Monti et Pautot, 1973) et altimétriques (Smith et Sandwell, 1997), montrent l'existence d'un linéament majeur orienté N145°W au large de la côte sud-est de l'île, et susceptible de correspondre à une fracture dont le compartiment SE se serait effondré de près de 1 000 m. Son existence a pu faciliter la formation de la caldeira du bouclier de Vaitahu, dont la partie centrale (volcan interne de Hanetetena) présente une anomalie de Bouguer positive traduisant la présence probable d'une intrusion. Dans le cas de Hiva Oa, l'existence d'une anomalie gravimétrique positive sous la caldeira du Temetiu, correspondant en surface à une zone hydrothermalisée, suggère la présence d'une intrusion ou corps plutonique dense situé à assez faible profondeur ; mais la bathymétrie n'indique pas la présence de fractures N100-105°W au large de la baie de Taaoa. Enfin, à Fatu Hiva, l'application du modèle est compatible avec la présence de blocs de gabbros et d'une anomalie de Bouguer positive sous le centre de l'édifice initial (baie d'Oï). Elle doit cependant être tempérée par le fait que la direction Nord-Sud correspondant à celle de la côte occidentale de l'île n'est pas une direction structurale majeure de l'archipel ni de son substratum océanique. Les données bathymétriques disponibles (Monti et Pautot, 1973) montrent cependant l'existence d'une dépression de grande taille (15 km de largeur à - 2 500 m) prolongeant la caldeira du bouclier du Touaouoho jusqu'à - 1 000 m, et qui s'étend jusqu'à la base de l'édifice sous-marin de Fatu Hiva (Smith et Sandwell, 1997). Elle pourrait être due à un effondrement sectoriel majeur responsable de la disparition de la moitié occidentale de l'île.

Les îles marquisiennes méridionales, plus récentes que les septentrionales, montrent de très beaux exemples d'effondrements ou de glissements postérieurs à la formation des caldeiras (Guille et Maury, 2012), et remaniant les murs de celles-ci. Leur écroulement engendre des avalanches et coulées de débris également identifiées à Nuku Hiva (brèches de Taiohae) et à Ua Huka (volcan de Hane), et dont les cicatrices de départ sont bien conservées à Hiva Oa (sommet Teakatau) et à Tahuata (en amont de la vallée de Hanetetena). Les énormes loupes de glissement hémicirculaires qui affectent les murs des caldeiras des boucliers du Temetiu, de Puamau, de Vaihatu et du Touaouoho sont très probablement liées à de telles avalanches de débris. Les dépôts correspondants affleurent très bien à Hiva Oa, où ils ont pu être étudiés en détail (brèches épiciastiques d'Atuona). On les observe aussi à Tahuata (brèches d'avalanches et coulées de débris d'Anateio) et Fatu Hiva (brèches d'ava-

lanches et coulées de débris de Hanavave). Dans ces deux derniers cas, ces brèches se sont mises en place dans la dépression séparant le mur de la caldeira du volcan externe de l'édifice du volcan interne, recouvrant partiellement ce dernier. Leur épaisseur atteint 250-300 m, et leur mise en place semble contemporaine des derniers épisodes de l'activité du volcan externe. Comme à Hiva Oa, elle a vraisemblablement suivi de peu l'effondrement de la caldeira de celui-ci.

Enfin, toutes les îles sont exposées à des risques d'effondrement des falaises, et notamment des falaises côtières dont le pied comporte des talus d'éboulis comme à Hiva Oa (Ph. 5). Leurs cicatrices de départ sont souvent bien reconnaissables, notamment celle de l'effondrement de falaise au Sud-Est du village d'Omoa (Ph. 8) qui provoqua un tsunami local le 13 septembre 1999 (Hébert *et al.*, 2002 ; Okal *et al.*, 2002). Les pitons trachytiques et phonolitiques sont également à l'origine d'éboulements et de glissements de terrain : ainsi, déstabilisé suite à de violents orages, le flanc de la protrusion phonolitique du Poutoko à Ua Pou s'effondra en 1983, et la masse rocheuse éboulée atteignit l'océan au niveau de la baie de Hikeu (Guille *et al.*, 2010b).

4.2. La complexité des successions pétrologiques

La distribution des types pétrographiques aux Marquises (Fig. 3 et 4) est notablement différente du cas de Hawaii, où les boucliers sont composés de basaltes tholéiitiques, les volcans post-bouclier de basaltes alcalins associés à des hawaïites, mugéarites, benmoréites et trachytes, et enfin les unités volcaniques tardives de basanites (Clague et Dalrymple, 1987 ; Frey *et al.*, 1990, 2005 ; Yang *et al.*, 2003). Ce type de succession se rencontre seulement à Ua Huka (Ielsch *et al.*, 1998 ; Legendre *et al.*, 2006 ; Blais *et al.*, 2008a, 2008b ; Chauvel *et al.*, 2012). Le cas des autres îles est plus complexe. Ainsi, à Nuku Hiva, le bouclier du Tekao est exclusivement constitué de basaltes tholéiitiques ; le volcan interne de Taiohae, quoique principalement constitué de basaltes alcalins et laves associées (Maury *et al.*, 1978), comporte également à sa base des tholéiites (Legendre *et al.*, 2005a ; Maury *et al.*, 2006). À Ua Pou, les tholéiites ne sont présentes qu'au niveau du vestige affleurant du bouclier de Hakahau ; par contre, dans celui d'Eiao, elles sont intercalées avec des basaltes alcalins, des laves intermédiaires et des trachytes (Caroff *et al.*, 1995, 1999 ; Maury *et al.*, 2009) ; et dans celui de Motane, elles sont recoupées par des dykes basaltiques alcalins et basanitiques (Maury *et al.*, 2012a, 2012c ; Guillou *et al.*, 2014). À Tahuata, le bouclier principalement tholéiitique de Vaitahu comporte des intercalations de coulées basaltiques alcalines et basanitiques, alors que l'édifice post-caldeira de Hanetetena est exclusivement tholéiitique (Guillou *et al.*, 2014). Enfin, les basaltes des îles de Hiva Oa et Fatu Hiva sont exclusivement des tholéiites à olivine, au niveau des boucliers comme à celui des unités post-caldeira (Atuona et Ootua à Hiva Oa, Omoa à Fatu Hiva). Le modèle hawaïen liant la pétrologie des laves à l'histoire des volcans boucliers n'est donc globalement pas applicable aux Marquises (Guillou *et al.*, 2014). L'abondance anormalement élevée des laves intermédiaires et des trachytes à Nuku Hiva,

ainsi que des phonolites à Ua Pou, est également une caractéristique spécifique des Marquises, absente à Hawaï. Elle résulte soit de la cristallisation fractionnée sous forte pression d'eau de magmas basaltiques, avec fractionnement massif d'amphibole (Nuku Hiva), soit de la fusion partielle en profondeur de laves metabasaltiques, laissant un résidu riche en amphibole (Ua Pou).

4.3. L'hétérogénéité isotopique des laves marquisiennes

La découverte de la considérable hétérogénéité isotopique des laves des Marquises a été faite à Ua Pou, où les tholéiites âgées d'environ 4 Ma et à signature HIMU dominante du point de vue des éléments en traces et des isotopes de Sr, Nd et Pb (Duncan *et al.*, 1986 ; Dupuy *et al.*, 1987) sont beaucoup moins radiogéniques en Sr et plus radiogéniques en Nd que les laves alcalines (basanites et phonolites) plus récentes. Les données isotopiques, anciennes et nouvelles, disponibles sur les laves marquisiennes, ont été reportées dans deux diagrammes $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Fig. 13) ; alors que dans les deux panneaux de la figure 13 les laves sont identifiées par île, en figure 13a ont été distinguées pour chacune d'entre elles les compositions des basaltes tholéitiques et celles des basaltes alcalins et des basanites. On constate que les laves de Ua Pou couvrent la quasi-totalité de la gamme de variation connue pour l'ensemble de l'archipel. De plus, la plupart des îles présentent, dans ce diagramme, une importante gamme de variation individuelle couvrant la moitié voire plus du champ des Marquises (Chauvel *et al.*, 2012), ce qui indique l'extrême hétérogénéité à petite échelle des sources de leurs laves. D'une manière générale, les tholéiites sont moins enrichies (c'est-à-dire moins radiogéniques en Sr et plus radiogéniques en Nd) que les basaltes alcalins et les basanites, à l'exception des basanites tardives de Ua Huka. Ces différences sont compatibles avec l'existence de domaines de lithologies différentes dans le panache de manteau ascendant, les basaltes alcalins « échantillonnant » préférentiellement les pyroxénites enrichies et les tholéiites les péridotites plus appauvries (Sobolev *et al.*, 2005, 2007 ; Jackson et Dasgupta, 2008 ; Herzberg, 2011). La mise en place de magmas nettement différents sur le plan isotopique à Hiva Oa au niveau du volcan de Taaoa à 2,55 Ma (HV 64) puis à celui du Temetiu, situé à 3 km seulement, à 2,27 Ma (HV 87) implique l'existence d'hétérogénéités de petite taille (10 km) au sein du panache (Chauvel *et al.*, 2012). De telles hétérogénéités sont susceptibles d'induire des différences isotopiques significatives entre les magmas émis au niveau d'une même île à moins de 50 000 ans d'écart, comme on l'observe à Tahuata (tholéiites, basaltes alcalins et basanites interstratifiés dans le bouclier de Vaitahu) et à Fatu Hiva (Chauvel *et al.*, 2012). La faible production magmatique du point chaud marquisien aurait permis à de telles hétérogénéités locales du manteau du panache de se traduire en surface, alors qu'elles seraient oblitérées par des mélanges de magmas dans les grands réservoirs sous-jacents aux volcans hawaïens ou au Piton de la Fournaise (Chauvel *et al.*, 2012 ; Guillou *et al.*, 2014).

En figure 13b, on constate par ailleurs des différences entre les îles situées au nord-est de la limite matérialisée en Figure 1 (en symboles bleus), et celles des îles au sud-ouest de cette limite (en symboles rouges/oranges). À Hiva Oa, les laves de l'édifice ancien de Taaoa (en orange) sont distinguées de celles des volcans plus jeunes (Temetiu, Ootua, Puamau), en bleu. Les deux groupes définissent des tendances parallèles (Fig. 13b), le groupe SW (groupe de Fatu Hiva) présentant des rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ inférieurs à ceux du groupe NE (groupe de Ua Huka) pour un même rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Chauvel *et al.*, 2012). Cette différence traduit la prépondérance des composants de type manteau appauvri, plus radiogéniques en Nd que le composant HIMU, dans les sources des laves du groupe NE.

4.4. Les spécificités du panache zoné marquisien

L'origine du « superbombement » polynésien (McNutt et Fischer, 1987 ; McNutt et Judge, 1990 ; Sichoix et Bonneville, 1996 ; Sichoix, 1997 ; Sichoix *et al.*, 1998) a été attribuée à la présence d'un « superpanache » très chaud (Zhao, 2001) dans le manteau inférieur sous-jacent. Selon les travaux de modélisation analogique (Davaille, 1999 ; Davaille *et al.*, 2002, 2005) et numérique (Ogawa, 2007 ; Cadio *et al.*, 2011), il est possible de former de grands panaches thermochimiques qui remonteraient au sein du manteau inférieur sous forme de vastes dômes de matériaux chauds (panaches de type 2 de Courtillot *et al.*, 2003). Ils pourraient y demeurer ancrés pendant plus de 100 Ma. À partir du sommet de tels « superpanaches » pourraient se former de plus petits panaches proches les uns des autres, de durée de vie relativement brève, mais susceptibles de traverser le manteau supérieur asthénosphérique (Davaille *et al.*, 2005 ; Cadio *et al.*, 2011). Les points chauds polynésiens, actifs depuis seulement quelques millions d'années en général, correspondraient à la partie sommitale de ces « minipanaches » ou « panaches secondaires » (Courtillot *et al.*, 2003 ; Davaille *et al.*, 2005 ; Cadio *et al.*, 2011).

À la différence des autres archipels polynésiens, aucun point chaud actif n'a été jusqu'ici identifié avec précision à l'extrémité sud-est des Marquises, c'est à dire à proximité de la ZFM qui est supposée avoir piégé les produits de l'activité du panache (McNutt *et al.*, 1989 ; Brousse *et al.*, 1990 ; Guille *et al.*, 2002). Toutefois, la ZFM est aséismique (Jordhal *et al.*, 1995), et aucune lave récente n'a été jusqu'à présent draguée sur la ride associée. Par ailleurs, l'archipel des Marquises peut être perçu comme comportant une double rangée d'îles (Fig. 1) : une ligne NE (Eiao et Hatutu, Nuku Hiva, Ua Huka, Fatu Huku) et une ligne SW (Ua Pou, Tahuata, Fatu Hiva), entre lesquelles se situerait Hiva Oa. L'importante largeur totale de l'archipel (qui atteint 170 km de Ua Pou au banc Clark) n'est pas incompatible avec la taille maximale des panaches, mais conduit à envisager une forme allongée pour le point chaud marquisien, si la ZFM a bien « canalisé » les produits de son activité (McNutt *et al.*, 1989) selon le modèle développé par Sleep (2008).

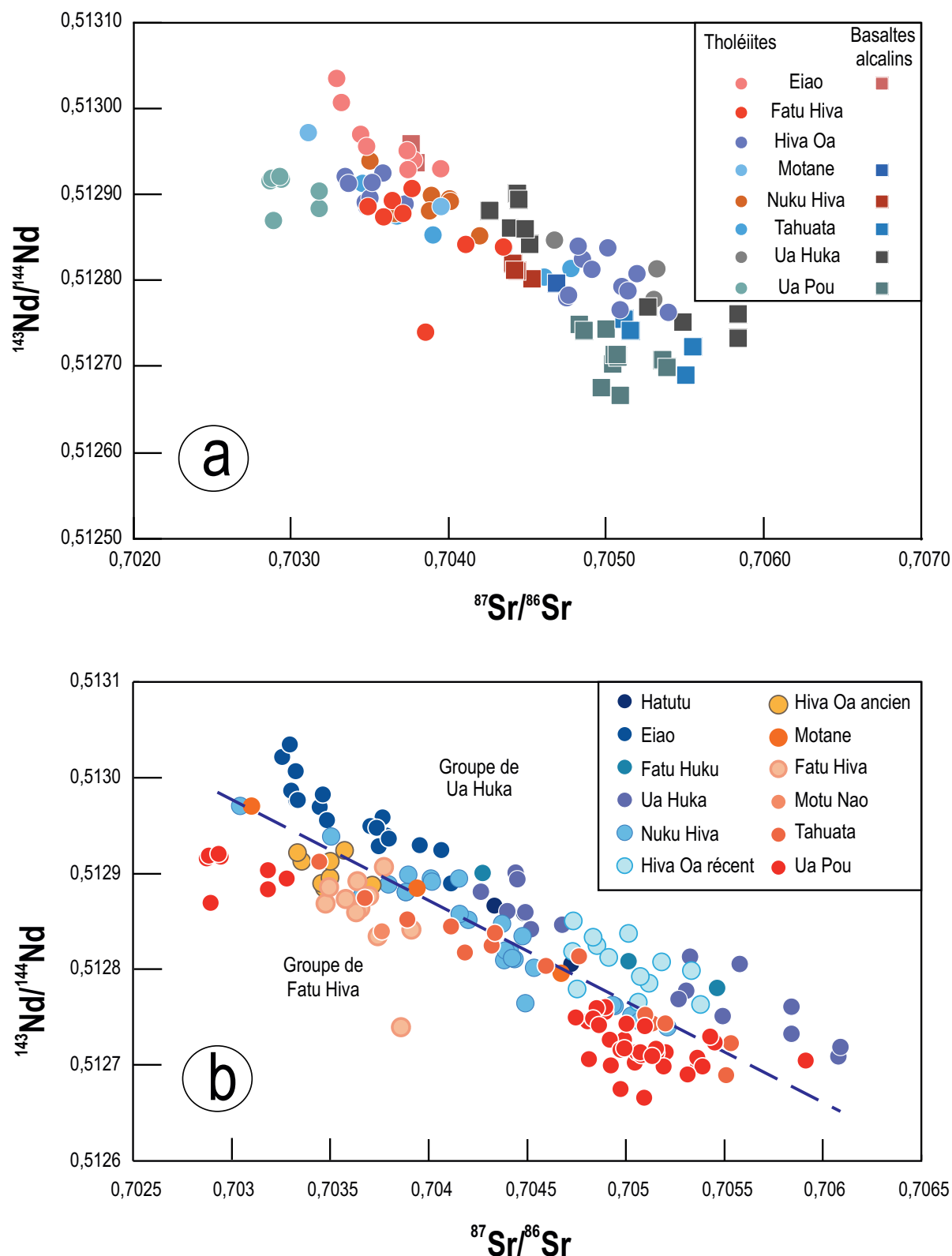


Figure 13 - Diagrammes isotopiques ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)/($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) pour les laves des Marquises ; a : différences entre les tholéiites et les basaltes alcalins et basanites de chaque île, d'après Guillou *et al.* (2014). L'échantillon de Fatu Hiva à l'écart de la tendance principale ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ faible) provient de Woodhead (1992) ; b : données sur tous les types de laves montrant les différences entre les deux groupes géographiques, d'après Chauvel *et al.* (2012) et Maury *et al.* (2012a). Explications dans le texte.

Figure 13 - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ isotopic diagrams for Marquesas lavas. a : plot showing the differences between tholeiitic basalts and alkali basalts/basanites from Guillou *et al.* (2014). The Fatu Hiva sample plotting away from the main trend (low $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) is from Woodhead (1992); b: plot of all lava types showing the differences between the two geographic groups, modified from Chauvel *et al.* (2012) and Maury *et al.* (2012a). See text for explanations.

Les simulations numériques récentes de l'évolution des panaches thermo-chimiques (Farnetani *et al.*, 2002 ; Farnetani et Samuel, 2005 ; Farnetani et Hofmann, 2009, 2010) suggèrent que des domaines mantelliques hétérogènes soient présents dans la couche profonde chaude alimentant le panache. Lors de la remontée de ce dernier, ces domaines se déformeraient pour former des filaments étroits et allongés coexistant (ou bien se succédant au cours du temps) à l'intérieur de la colonne ascendante du panache. Lors de leur fusion sporadique, ils communiqueraient leur signature géochimique spécifique à de petits volumes de magmas. Ce modèle est applicable au panache hawaïen, lui aussi hétérogène (Yang *et al.*, 2003 ; Abouchami *et al.*, 2005 ; Frey *et al.*, 2005 ; Fekiacova *et al.*, 2007). Il a formé deux alignements parallèles de volcans boucliers (la ligne du Mauna Kea et la ligne du Mauna Loa) et serait composé de deux « filaments » accolés de compositions différentes (Weis *et al.*, 2011 ; Farnetani et Hofmann, 2009, 2010).

Le panache marquisien serait également composé de deux filaments accolés, localisés sous la ride de la ZFM en positions respectivement SW et NE (Chauvel *et al.*, 2012). La limite actuelle entre les deux filaments correspondrait au prolongement de la ligne N65°W passant par Taaoa et le Nord de Ua Pou (Fig. 1). Au cours de l'activité de ce panache, chacun des deux filaments aurait produit des laves migrant par la suite vers le NW avec la plaque Pacifique (direction N65°W, vitesse de 10,5 cm/an). Le filament NE comporterait principalement des composants appauvris (proches de DMM) et enrichis (EM II), vraisemblablement sous forme de domaines hétérogènes de petite dimension susceptibles de contribuer de façon variable aux sources des laves des îles du groupe NE (groupe de Ua Huka). Leur fusion aurait formé successivement, entre 5,5 et 0,75 Ma (Fig. 2), un alignement de 700 km de long à partir de la ZFM, comprenant Eiao et Hatutu, Nuku Hiva, Ua Huka, Fatu Huku et l'essentiel de Hiva Oa (sauf le volcan de Taaoa), ainsi que les monts sous-marins associés. L'ensemble correspond à un volume total de laves estimé à 30 800 km³ (Chauvel *et al.*, 2012 ; Tab. 1). Le filament SW, également hétérogène, comporterait principalement des composants enrichis (EM II) proches de ceux du filament NE, et des composants proches du pôle HIMU, vraisemblablement de type « HIMU jeune » (Hémond *et al.*, 1994 ; Chauvel *et al.*, 2012). La fusion de mélanges variables entre ces composants aurait formé successivement, entre 4,0 et 0,4 Ma (Fig. 2) : Ua Pou, le volcan de Taaoa à Hiva Oa, Tahuata, Motane, Motu Nao, Hiva Oa et les seamounts associés, dont DH 12 à 50 km au Sud de Fatu Hiva. L'ensemble correspond à un volume total de laves estimé à 11 700 km³. Les deux filaments auraient été actifs simultanément depuis au moins

4 Ma, âges des tholéïtes à signature HIMU de Ua Pou (Legendre *et al.*, 2005b) et des tholéïtes DMM-EM II du bouclier du Tekao à Nuku Hiva (Le Dez *et al.*, 1996 ; Maury *et al.*, 2006). Le filament NE aurait été principalement productif entre 5,5 et 1,5 Ma, et le filament SW plus récemment, entre 2,5 et 1,2 Ma. Leur activité simultanée, qui rappelle celle des deux filaments accolés du panache hawaïen, aurait contribué à donner à l'archipel des Marquises sa largeur anormale compte tenu de sa longueur modeste.

5. CONCLUSIONS

Les volcans boucliers des Marquises forment un ensemble original à bien des égards par rapport à la majorité des chaînes volcaniques linéaires intra-océaniques associées à des points chauds, qui évoluent selon les modalités décrites en détail à Hawaï. La particularité la plus visible réside dans la fréquence et l'importance des effondrements sectoriels, liés à la formation des caldeiras, et qui sont responsables de la disparition en mer de la moitié voire davantage des boucliers initiaux, dans la caldeira desquels est apparu un volcan interne plus récent et plus petit. Les spécificités des laves marquisiennes sont dues à la faible production du point chaud, dont les magmas n'arrivent en surface qu'épisodiquement (d'où les incertitudes quant à sa position précise). Ils dérivent de taux de fusion faibles à modérés d'un panache de manteau hétérogène à l'échelle décakilométrique, dont les composants les plus enrichis (pyroxénites) produiraient des magmas basaltiques alcalins et basanitiques, alors que les composants périodotitiques généreraient des magmas tholéïtiques. Ces deux types de liquides ne se mélangent pas toujours en raison de la taille relativement petite des réservoirs magmatiques marquisiens par rapport à ceux des volcans hawaïens, et se mettent en place quasi-simultanément au stade de l'édification des boucliers comme au stade post-bouclier. Le panache marquisien comporterait deux filaments accolés de compositions différentes, qui auraient produit au cours du temps deux alignements d'îles distincts sur le plan isotopique (groupe de Ua Huka au Nord-Est, groupe de Fatu Hiva au Sud-Ouest).

REMERCIEMENTS

Les travaux présentés dans cet article ont été financés par le BRGM, le CEA, le CNRS (UMR 6538, 8212, 5025, 6118) et les universités de Brest, Rennes et Grenoble. Nous remercions vivement Hervé Traineau et Denis Thiéblemont pour leur lecture critique du manuscrit et leurs commentaires.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Abouchami W., Hofmann A.W., Galer S.J.G., Frey F.A., Eisele J., Feigenson M.** (2005) - Lead isotopes reveal bilateral asymmetry and vertical continuity in the Hawaiian mantle plume. *Nature*, 434, p. 851-856.
- Annen C., Sparks S.R.J.** (2002) - Effects of repetitive emplacement of basaltic intrusions on thermal evolution and melt generation in the deep crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 203, p. 937-955.
- Aubert de la Rüe E.** (1959) - Étude géologique et prospection minière de la Polynésie française. In : Recherche géologique et minérale en Polynésie française, Inspection Générale des Mines et de la Géologie, Paris, p. 7-43.
- Bishop A.C., Woolley A.R.** (1973) - A basalt-trachyte-phonolite series from Ua Pou. Marquesas islands, Pacific Ocean. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 39, 309-326.
- Blais S., Savanier D., Legendre C., Guille G., Rossi Ph., Maury R.C., Guillou H.** (2008a) - Carte géol. France (1/30 000), feuille de Ua Huka - Polynésie française. Orléans : BRGM. Notice explicative par Blais S., Legendre C., Maury R.C., Guille G., Guillou H., Rossi Ph., Chauvel C. (2008b), 102 p.
- Blais S., Legendre C., Maury R.C., Guille G., Guillou H., Rossi Ph., Chauvel C.** (2008b) - Notice explicative, Carte géol. France (1/30 000), feuille de Ua Huka - Polynésie française. Orléans BRGM, 102 p. Carte géologique par Blais S., Savanier D., Legendre C., Guille G., Rossi P., Maury R.C., Guillou H. (2008a).
- Bohrson W.A., Reid M.R.** (1997) - Genesis of silicic peralkaline volcanic rocks in an oceanic island setting by crustal melting and open-system processes: Socorro Island, Mexico. *J. Petrol.*, 38-9, p. 1137-1166.
- 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*, 278, Sér. D, 827-830.
- Brousse R., Chevalier J.-P., Denizot M., Salvat B.** (1978a) - Étude géomorphologique des îles Marquises. Cahiers du Pacifique, Volume Spécial « Marquises », n° 21, Fondation Singer-Polignac, p. 9-74.
- Brousse R., Guille C., Guille G., Gibert J.-P.** (1978b) - Éléments d'analyses de quelques îles des Marquises : Fatu Hiva, Tahuata, Motane, Ua Pou. *Cahiers du Pacifique*, Volume Spécial « Marquises 0 », n° 21, Fondation Singer-Polignac, p. 107-144.
- Brousse R., Guille C., Gibert J.-P.** (1978c) - Volcanisme et pétrologie de l'île de Hiva-Oa dans les îles Marquises (Pacifique Central). *Cahiers du Pacifique*, Volume Spécial « Marquises », n° 21, Fondation Singer-Polignac, p. 188-202.
- Brousse R., Barszczus H.G., Bellon H., Cantagrel J.M., Diraison C., Guillou H., Léotot C.** (1990) - Les Marquises (Polynésie française) : volcanologie, géochronologie, discussion d'un modèle de point chaud. *Bull. Soc. géol. France*, (8), t. VI, n° 6, p. 933-949.
- Brousse R., Maury R.C.** (1978) - Minéralogie d'une phonolite à grenat de l'île de Ua Pou (Marquises, Pacifique Central). *Bull. Minér.*, 101, p. 3-10.
- Cadio C., Panet I., Davaille A., Diamant M., Métivier L., de Viron O.** (2011) - Pacific geoid anomalies revisited in light of thermochemical oscillating domes in the lower mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 306, p. 123-135.
- Caress D.W., McNutt M.K., Detrick R.S., Mutter J.C.** (1995) - Seismic imaging of hotspot-related underplating beneath the Marquesas Islands. *Nature*, 373, p. 600-603.
- Caroff M., Maury R.C., Vidal P., Guille G., Dupuy C., Cotten J., Guillou H., Gillot P.Y.** (1995) - Rapid temporal changes in ocean island basalt composition: evidence from an 800 m deep drill hole in Eiao shield (Marquesas). *J. Petrol.*, 36, n° 5, p. 1333-1365.
- Caroff M., Guillou H., Lamiaux M., Maury R.C., Guille G., Cotten J.** (1999) - Assimilation of ocean crust by hawaiitic and mugearitic magmas: an example from Eiao (Marquesas). *Lithos*, (46)2, p. 235-258.
- Castillo P.R., Scarsi P., Craig H.** (2007) - He, Sr, Nd, and Pb isotopic constraints on the origin of the Marquesas and other linear volcanic chains. *Chem. Geol.*, 240, p. 205-221.
- Chauvel C., Hofmann A.W., Vidal P.** (1992) - HIMU-EM: the French Polynesian connection. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 110, p. 99-119.
- Chauvel C., Maury R.C., Blais S., Lewin E., Guillou H., Guille G., Rossi P., Gutscher M.-A.** (2012) - The size of plume heterogeneities constrained by Marquesas isotopic stripes. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 13, v. 1, Q07005, doi : 10.1029/2012GC004123.
- Chubb L.J.** (1930) - The geology of the Marquesas islands. *Bernice P. Bishop Museum Publ. Bull.*, 68, p. 1-71.
- Clague D.A., Dalrymple G.B.** (1987) - The Hawaiian-Emperor volcanic chain, part 1, Geologic evolution. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 1350, p. 5-54.
- Clouard V., Bonneville A., Barszczus H.G.** (2000) - Size and depth of frozen magma chambers under atolls and islands of French Polynesia using detailed gravity studies. *J. Geophys. Res.*, 105, p. 8173-8192.
- Courtillot V., Davaille A., Besse J., Stock J.** (2003) - Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 205, p. 295-308.
- Crough S.T., Jarrard R.D.** (1981) - The Marquesas line swell. *J. Geophys. Res.*, 86, p. 11763-11771.
- Davaille A.** (1999) - Simultaneous generation of hotspots and superswells by convection in a heterogeneous planetary mantle. *Nature*, 402, p. 756-760.
- Davaille A., Girard F., Le Bars M.** (2002) - How to anchor hotspots in a convecting mantle ? *Earth Planet. Sci. Lett.*, 203, p. 621-634.
- Davaille A., Stutzmann E., Silveira G., Besse J., Courtillot V.** (2005) - Convective patterns under the Indo-Atlantic "box". *Earth Planet. Sci. Lett.*, 239, p. 233-252.
- Demange J., Maury R.C., Legendre C.** (2009) - Carte géol. France (1/25 000), feuille de Eiao - Polynésie française. Notice explicative par Maury R.C., Legendre C., Guille G., Demange J., Caroff M., 2009, Orléans, BRGM, 89 p.
- Desonie D.L., Duncan R.A., Nielsen R.N., Natland J.H.** (1993) - Temporal and geochemical variability of volcanic products of the Marquesas hotspot. *J. Geophys. Res.*, 98, n° B10, p. 17649-17665.

- Diraison C.** (1991) - Le volcanisme aérien des archipels polynésiens de la Société, des Marquises et des Australes-Cook. Téphrostatigraphie, datation isotopique et géochimie comparées. Contribution à l'étude des origines du volcanisme intraplaque du Pacifique central. Thèse, Univ. Bretagne Occidentale, Brest, 413 p.
- Duncan R.A.** (1975) - Linear volcanism in French Polynesia. Ph. D. Thesis, Australian National University, Canberra, Australia, 150 p.
- Duncan R.A., McDougall I.** (1974) - Migration of volcanism with time in the Marquesas islands, French Polynesia. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 21, p. 414-420.
- Duncan R.A., McCulloch M.T., Barszcz H.G., Nelson D.R.** (1986) - Plume versus lithospheric sources for melts at Ua Pou, Marquesas Islands. *Nature*, 322, p. 534-538.
- Dupuy C., Vidal P., Barszcz 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.*, 82, p. 145-152.
- Farnetani C.G., Legras B., Tackley P.J.** (2002) - Mixing and deformation in mantle plumes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 196, p. 1-15.
- Farnetani C.G., Samuel H.** (2005) - Beyond the thermal plume paradigm. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L07311, doi:10.129/2005GL022360.
- Farnetani C.G., Hofmann A.W.** (2009) - Dynamics and internal structure of a lower mantle plume conduit. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 282, p. 314-322.
- Farnetani C.G., Hofmann A.W.** (2010) - Dynamics and internal structure of the Hawaiian plume. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 295, p. 231-240.
- Fekiacova Z., Abouchami W., Galer S.J.G., Garcia M.O., Hofmann A.W.** (2007) - Origin and evolution of Ko'olau volcano, Hawai'i: inferences from isotope data on the Ko'olau Scientific Drilling Project (KSDP), the Honolulu Volcanics and ODP Site 843. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 261, p. 65-83.
- Filmer P.M., McNutt M.K., Wolfe C.J.** (1993) - Elastic thickness of the lithosphere in the Marquesas and Society islands. *J. Geophys. Res.*, 98, p. 19 565-19 577.
- Filmer P.M., McNutt M.K., Webb H.F., Dixon D.J.** (1994) - Volcanism and archipelagic aprons: a comparison of the Marquesas and Hawaiian islands. *Mar. Geophys. Res.*, 16, p. 385-406.
- Frey F.A., Wise W.S., Garcia M.O., West H., Kwon S.-T., Kennedy H.** (1990) - Evolution of Mauna Kea volcano, Hawaii: Petrologic and geochemical constraints on postshield volcanism. *J. Geophys. Res.*, 95, p. 1271-1300.
- Frey F.A., Huang S., Blichert-Toft J., Regelous M., Boyet M.** (2005) - Origin of depleted components in basalt related to the Hawaiian hot spot: Evidence from isotopic and incompatible element ratios. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 6, Q02L07, doi:10.129/2004GC000757.
- Gonzales-Marabal A.-M.** (1984) - L'île de Hiva Oa dans les Marquises (Pacifique central) : Pétrologie et évolution volcanologique. Thèse 3^e cycle, Univ. Paris Sud, Orsay, 265 p.
- Guille G., Legendre C., Maury R., Caroff M., Munsch M., Blais S., Chauvel C., Cotten J., Guillou H.** (2002) - Les Marquises (Polynésie française) : un archipel intraocéanique atypique. *Géologie de la France*, 2, p. 5-35.
- Guille G., Legendre C., Maury R.C., Guillou H., Rossi P., Blais S.** (2010a) - Notice explicative, Carte géol. France (1/30 000), feuille de Ua Pou - Polynésie française. Orléans : BRGM, 133 p. Carte géologique par G. Guille, R.C. Maury, C. Legendre, H. Guillou, S. Blais, P. Rossi, S. Deroussi, D. Savanier (2010b).
- Guille G., Maury R.C., Legendre C., Guillou H., Blais S., Rossi Ph., Deroussi S., Savanier D.** (2010b) - Carte géol. France (1/30 000), feuille de Ua Pou - Polynésie française. Notice explicative par G. Guille, C. Legendre, R.C. Maury, H. Guillou, Ph. Rossi, S. Blais (2010a). Orléans, BRGM, 133 p.
- Guille G., Rossi Ph., Guillou H., Deroussi S., Maury R.C.** (2012) - Carte géol. France (1/100 000), feuille de Fatu Iva - Polynésie française. Orléans : BRGM. Notice explicative par Maury R.C., Guille G., Guillou H., Rossi Ph., Legendre C., Chauvel C., Blais S., Ottino P., Meyer J.-Y., Deroussi S., Tegye M., Cabioch G. (2012), 204 p.
- Guillou H., Maury R.C., Blais S., Cotten J., Legendre C., Guille G., Caroff M.** (2005) - Age progression along the Society hotspot chain (French Polynesia) based on new unspiked K-Ar ages. *Bull. Soc. géol. France*, 176, p. 135-150.
- Guillou H., Rossi Ph., Maury R.C., Guille G., Legendre C., Deroussi S.** (2012) - Carte géol. France (1/100 000), feuille de Tahuata - Polynésie française. Orléans : BRGM. Notice explicative par Maury R.C., Guille G., Guillou H., Rossi Ph., Legendre C., Chauvel C., Blais S., Ottino P., Meyer J.-Y., Deroussi S., Tegye M., Cabioch G. (2012), 204 p.
- Guillou H., Maury R.C., Guille G., Chauvel C., Rossi Ph., Pallares C., Legendre C., Blais S., Liorzou C., Deroussi S.** (2014) - Volcanic successions in Marquesas eruptive centers: a departure from the Hawaiian model. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 276, p. 173-188.
- Gutscher M.A., Olivet J.L., Aslanian D., Eissen J.P., Maury R.C.** (1999) - The "lost Inca Plateau": cause of flat subduction beneath Peru? *Earth Planet. Sci. Lett.*, 171, p. 335-341.
- Hart S.R.** (1984) - A large scale isotope anomaly in the southern hemisphere mantle. *Nature*, 309, p. 753-757.
- Hay D.E., Wendlandt R.F.** (1995) - The origin of Kenya rift flood phonolites: results of high-pressure/high temperature experiments in the systems phonolite-H₂O and phonolite-H₂O-CO₂. *J. Geophys. Res.*, 100, B1, p. 401-410.
- Hay D.E., Wendlandt R.F., Wendlandt E.D.** (1995) - The origin of Kenya rift plateau-type flood phonolites: evidence from geochemical studies for fusion of lower crust modified by alkali basaltic magmatism. *J. Geophys. Res.*, 100, p. 411-422.
- Hébert H., Piatanesi A., Heinrich P., Schindel F., Okal E.A.** (2002) - Numerical modelling of the Sept. 13 1999 Fatu Hiva Island (French Polynesia) landslide and tsunami. *Geophys. Res. Lett.*, 29, 10, doi: 10.1029/2001GL01374.
- Hémond C., Devey C.W., Chauvel C.** (1994) - Source composition and melting processes in the Society and Austral plumes (South Pacific Ocean): element and isotope (Sr, Nd, Pb, Th) geochemistry. *Chem. Geol.*, 115, p. 7-45.
- Herzberg C.** (2011) - Identification of source lithology in the Hawaiian and Canary Islands: implications for origins. *J. Petrol.*, 52, p. 113-146.

- Hofmann A.W., Farnetani C.G. (2013) - Two views of Hawaiian plume structure. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 14, p. 5 308-5 322, doi: 10.102/2013GC004942.
- Ielsch G., Caroff M., Barszczus H.-G., Maury R.C., Guillou H., Guille G., Cotten J. (1998) - Géochimie des basaltes de l'île de Ua Huka (archipel des Marquises) : variations des taux de fusion partielle et hétérogénéité de la source mantellique. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 326, p. 413-420.
- Jackson M.G., Dasgupta R. (2008) - Compositions of HIMU, EM1, and EM2 from global trends between radiogenic isotopes and major elements in ocean island basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 276, p. 175-186.
- Jordhal K.A., McNutt M.K., Webb H.F., Kruse S.E., Kuykendall M.G. (1995) - Why there are no earthquakes on the Marquesas Fracture Zone. *J. Geophys. Res.*, 100, p. 24 431-24 447.
- Kaszuba J.P., Wendlandt R.F. (2000) - Effect of carbon dioxide on dehydration melting reactions and melt compositions in the lower crust and the origin of alkaline rocks. *J. Petrol.*, 41, p. 363-386.
- Lacroix A. (1928) - La constitution lithologique des îles volcaniques de la Polynésie australe. *Mém. Acad. Sci. Paris*, 59, p. 1-82.
- Lacroix A. (1931) - Les phonolites néphéliniques et leucitiques de l'île de Ua Pou (Archipel des Marquises). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 192, p. 1 161-1 166.
- Laughlin A.W., Poths S., Healey H., Reneau S., Woldegabriel G. (1994) - Dating Quaternary basalts using the ^3He and ^{14}C methods with implications for excess Ar. *Geology*, 22, p. 135-138.
- Le Bas M.J., Le Maître R.W., Streckeisen A., Zanettin B. (1986) - A chemical classification of volcanic rocks based on the total-alkali-silica diagram. *J. Petrol.*, 27, p. 745-750.
- Le Dez A. (1996) - Variations pétrologiques et géochimiques associées à l'édification des volcans-boucliers de Polynésie française : exemples de Nuku Hiva et Hiva Oa (Marquises) et de Moorea (Société). Thèse, Univ. Bretagne Occidentale, Brest, 309 p.
- Le Dez A., Maury R.C., Vidal P., Bellon H., Cotten J., Brousse R. (1996) - Geology and geochemistry of Nuku Hiva, Marquesas: temporal trends in a large Polynesian shield volcano. *Bull. Soc. géol. France*, 167, n° 2, p. 197-209.
- Legendre C. (2003) - Pétrogenèse de laves différenciées en contexte intraplaque océanique et hétérogénéité géochimique au niveau du point chaud des Marquises (Polynésie française) : étude des îles de Ua Pou et de Nuku Hiva. Thèse, Univ. Bretagne Occidentale, Brest, 392 p.
- Legendre C., Maury R.C., Savanier D., Cotten J., Chauvel C., Hémond C., Bollinger C., Guille G., Blais S., Rossi P. (2005a) - The origin of intermediate and evolved lavas in the Marquesas archipelago: an example from Nuku Hiva island (French Polynesia). *Bull. Volcanol. Geotherm. Res.*, 143, p. 293-317.
- Legendre C., Maury R.C., Caroff M., Guillou H., Cotten J., Chauvel C., Bollinger C., Hémond C., Guille G., Blais S., Rossi P., Savanier D. (2005b) - Origin of exceptionally abundant phonolites on Ua Pou Island (Marquesas, French Polynesia) : partial melting of basanites followed by crustal contamination. *J. Petrol.*, 46, p. 1925-1962.
- Legendre C., Maury R.C., Blais S., Guillou H., Cotten J. (2006) - Atypical hotspot chains : evidence for a secondary melting zone below the Marquesas (French Polynesia). *Terra Nova*, 18, p. 210-216, doi:10.1111/j.1365-3121.2006.00681.
- Liotard J.M., Barszczus H.G., Dupuy C., Dostal J. (1986) - Geochemistry and origin of basaltic lavas from Marquesas archipelago, French Polynesia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 92, p. 260-268.
- Macdonald G.A., Katsura T. (1964) - Chemical composition of Hawaiian lavas. *J. Petrol.*, 5, p. 82-133.
- Maury R.C., Brousse R. (1978) - Volcanisme et pétrologie de l'île de Nuku Hiva dans les îles Marquises (Pacifique central). B. Une série basalte alcalin-trachyte quartzifère en environnement océanique. *Cahiers du Pacifique*, 21, p. 154-188.
- Maury R.C., Andriabololona R., Dupuy C. (1978) - Évolution comparée de deux séries alcalines du Pacifique central : rôle de la fugacité d'oxygène et de la pression d'eau. *Bull. Volcanol.*, 41-2, 1-22.
- Maury R.C., Guille G., Legendre C., Savanier D., Guillou H., Rossi P., Blais S. (2006) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille de Nuku Hiva - Polynésie française. Orléans : BRGM, 115 p. Carte géologique par D. Savanier, R.C. Maury, G. Guille, C. Legendre, P. Rossi, H. Guillou, S. Blais, S. Deroussi (2006).
- Maury R.C., Legendre C., Guille G., Demange J., Caroff M. (2009) - Notice explicative, Carte géol. France (1/25 000), feuille de Eiao - Polynésie française. Orléans : BRGM, 89 p. Carte géologique par J. Demange, R.C. Maury, C. Legendre (2009).
- Maury R.C., Guille G., Guillou H., Rossi P., Legendre C., Chauvel C., Blais S., Ottino P., Meyer J. -Y., Deroussi S., Tegye M., Cabioch G. (2012a) - Notice explicative, carte géol. France (1/100 000), feuille de Hiva Oa - Tahuata - Motane et Fatu Iva. Orléans, BRGM, 204 p. Carte géologique par Guille G., Maury R.C., coordinateurs (2012).
- Maury R.C., Guille G., Guillou H., Rossi Ph., Legendre C., Blais S., Deroussi S. (2012b) - Carte géol. France (1/100 000), feuille de Hiva Oa - Polynésie française. Orléans : BRGM. Notice explicative par Maury R.C., Guille G., Guillou H., Rossi Ph., Legendre C., Chauvel C., Blais S., Ottino P., Meyer J. -Y., Deroussi S., Tegye M., Cabioch G. (2012), 204 p.
- Maury R.C., Guille G., Guillou H., Legendre C., Blais S., Deroussi S. (2012c) - Carte géol. France (1/100 000), feuille de Motane - Polynésie française. Orléans, BRGM. Notice explicative par Maury R. C., Guille G., Guillou H., Rossi Ph., Legendre C., Chauvel C., Blais S., Ottino P., Meyer J. -Y., Deroussi S., Tegye M., Cabioch G. (2012), 204 p.
- McNutt M.K., Fischer K. (1987) - The South Pacific superswell: seamounts, islands and atolls. *AGU Geophys. Monogr.*, 43, p. 25-35.
- McNutt M.K., Judge A.V. (1990) - The superswell and mantle dynamics beneath the South Pacific. *Science*, 248, p. 969-975.
- McNutt M., Bonneville A. (2000) - A shallow, chemical origin for the Marquesas swell. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 1, Paper number: 1999GC000028.
- McNutt M.-K., Fischer K., Kruse S., Natland J. (1989) - The origin of the Marquesas fracture zone ridge and its implications for the nature of hotspots. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 91, p. 381-393.

- Merle O., Barde-Cabusson S., Maury R.C., Legendre C., Guille G., Blais S.** (2006) - Volcano core collapse triggered by regional faulting. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 158, p. 207-220.
- Monti G., Pautot G.** (1973) - Bathymétrie Pacifique Sud. Échelle 1/800 000. Carte GEBCO 297, CNEXO-COB, Brest, France.
- Munsch M., Antoine C., Guille G., Guillou H.** (1998) - La croûte océanique et les points chauds dans la région des Tuamotu, Océan Pacifique Central. *Géologie de la France*, 3, p. 5-13.
- Obellianne J.M.** (1955) - Contribution à l'étude géologique des établissements français de l'Océanie. Nancy, *Sci. de la Terre*, T. III, n° 3, p. 1-134.
- Ogawa M.** (2007) - Superplumes, plates, and mantle magmatism in twodimensional numerical models. *J. Geophys. Res.*, 112, B06404, doi:10.129/2006JB004533.
- Okal E.A., Fryer G.J., Borrero J.C., Ruscher C.** (2002) - The landslide and local tsunami of 13 september 1999 on Fatu Hiva (Marquesas Islands; French Polynesia). *Bull. Soc. Géol. France*, 173, p. 359-367.
- Pautot G., Dupont J.** (1974) - La zone de fracture des Marquises. *C.R. Acad. Sci. Paris*, sér. D, 279, p. 1519-1521.
- Ribe N.M., Christensen U.R.** (1999) - The dynamical origin of Hawaiian volcanism. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 171, p. 517-531.
- Savanier D., Maury R.C., Guille G., Legendre C., Rossi P., Guillou H., Blais S., Deroussi S.** (2006) - Carte géol. France (1/50 000), feuille de Nuku Hiva - Polynésie française. Notice explicative par Maury R.C., Guille G., Legendre C., Savanier D., Guillou H., Rossi P., Blais S. (2006), Orléans, BRGM, 115 p.
- Sichoix L.** (1997) - Le volcanisme de la Polynésie française : caractérisation des points chauds et du super bombement à partir d'une nouvelle synthèse bathymétrique. Thèse, Univ. Française du Pacifique, Tahiti, 297 p.
- Sichoix L., Bonneville A.** (1996) - Prediction of bathymetry in French Polynesia constrained by shipboard data. *Geophys. Res. Lett.*, 3, p. 2 469-2 472.
- Sichoix L., Bonneville A., McNutt M.K.** (1998) - The seafloor swells and superswell in French Polynesia. *J. Geophys. Res.*, 103, B11, p. 27 123-27 133.
- Sleep N.H.** (2008) - Channeling at the base of the lithosphere during the lateral flow of plume material beneath flow line hot spots. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 9, Q08005, doi: 10.129/2008GC002090.
- Smith W.H.F., Sandwell D.T.** (1997) - Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. *Science*, 277, p. 1956-1962.
- Sobolev A.V., Hofmann A.W., Sobolev S.V., Nikogosian I.K.** (2005) - An olivine-free mantle source of Hawaiian shield basalts. *Nature*, 434, p. 590-597.
- Sobolev A.V., Hofmann A.W., Kuzmin D.V., Yaxley G.M., Arndt N.T., Chung S.-L., Danyushevsky L.V., Elliott T., Frey F.A., Garcia M.O., Gurenko A.A., Kamenetsky V.S., Kerr A.C., Krivolutskaya N.A., Matvienkov V.V., Nikogosian I.K., Rocholl A., Sigurdsson I.A., Sushchevskaya N.M., Teklay M.** (2007) - The amount of recycled crust in sources of mantle-derived melts. *Science*, 316, p. 412-417.
- Thoraval C., Tommasi A., Doin M.-P.** (2006) - Plume-lithosphere interaction beneath a fast moving plate. *Geophys. Res. Lett.*, 33, L01301, doi:10.129/2005GL024047.
- Vidal P.** (1992) - Mantle: more HIMU in the future? *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56, p. 4295-4299.
- Vidal P., Chauvel C., Brousse R.** (1984) - Large mantle heterogeneity beneath French Polynesia. *Nature*, 307, p. 536-538.
- Vidal P., Dupuy C., Barszczus H.G., Chauvel C.** (1987) - Hétérogénéités du manteau et origine des basaltes des Marquises (Polynésie). *Bull. Soc. géol. France*, 8, n° 4, p. 633-642.
- Vidal Ph., Rocaboy A., Dupuy C.** (1989) - Composition du manteau : le réservoir HIMU. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 308, Sér. II, p. 635-639.
- Weis D., Garcia M.O., Rhodes J.M., Jellinek M., Scoates J.S.** (2011) - Role of the deep mantle in generating the compositional asymmetry of the Hawaiian mantle plume, *Nature Geosci.*, 4 (12), p. 831-838.
- Wolfe C.J., McNutt M.K., Detrick R.S.** (1994) - The Marquesas archipelagic apron: seismic stratigraphy and implications for volcano growth, mass wasting, and crustal underplating. *J. Geophys. Res.*, 99, B7, p. 13 591-13 608.
- Woodhead J.D.** (1992) - Temporal geochemical evolution in oceanic intra-plate volcanics : a case study from the Marquesas (French Polynesia) and comparison with other hotspots. *Contrib. Mineral Petrol.*, 111, p. 458-467.
- Yang H.-J., Frey F.A., Clague D.A.** (2003) - Constraints on the source components of lavas forming the Hawaiian North Arch and Honolulu volcanoes. *J. Petrol.*, 44, p. 603-627.
- Zhao D.** (2001) - Seismic structure and origin of hotspots and mantle plumes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 192, p. 251-265.
- Zindler A., Hart S.** (1986) - Chemical Geodynamics. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci. Lett.*, 14, p. 493-571.