

Géochimie des basaltes de l'île de Ua Huka (archipel des Marquises) : variation du taux de fusion partielle et hétérogénéité de la source mantellique

Geochemistry of Ua Huka basalts (Marquesas): partial melting variations and mantle source heterogeneity

Géraldine IELSCH¹, Martial CAROFF^{1*}, Hans G. BARSCZUS², René C. MAURY¹, Hervé GUILLOU³, Gérard GUILLE⁴
et Joseph COTTEN¹

¹ UMR 6538 - Domaines océaniques, université de Bretagne Occidentale, B.P. 809, 29285 Brest, France

² Géofluides-Bassins-Eau UMR CNRS 5569, Orstom, C.P. 057, Université de Montpellier II, 34095 Montpellier cedex, France

³ Centre des faibles radioactivités, CEA-CNRS, av. de la Terrasse, 91198 Gif-sur-Yvette, France

⁴ CEA/DASE, B.P. 12, 91680 Bruyères-le-Chatel, France

ABSTRACT

The main shield volcano of Ua Huka Island (Marquesas Archipelago) was emplaced between 2.2 and 2.4 Ma, and then affected by two caldera collapse events. After a 0.9 Ma-long gap, volcanic activity resumed with the emplacement of two smaller volcanoes in the southwest part of the island, between 1.5 and 0.75 Ma. The geochemical characteristics of Ua Huka mafic lavas, which range from olivine tholeiites to alkali basalts and basanites, are consistent with a temporal decrease in partial melting degrees of a heterogeneous mantle source. The associated temporal variation of the isotopic signatures of Ua Huka basalts implies a more important contribution of a Depleted MORB Mantle (DMM) end-member during the genesis of the youngest basanitic lavas. Such a variation was not previously documented in the Marquesas Archipelago.

Keywords: Intraplate Volcanism, Alkali basalts, Partial melting, Source heterogeneity, Marquesas, French Polynesia.

RÉSUMÉ

L'île de Ua Huka (archipel des Marquises) comporte un volcan-bouclier principal, édifié entre 3,2 et 2,4 Ma, puis immédiatement affecté par un double effondrement caldeirique. Après un arrêt de l'activité volcanique pendant 0,9 Ma, deux petits volcans se sont mis en place au sud-ouest de l'île entre 1,5 et 0,75 Ma. Les différents types de basaltes constituant ces édifices (tholéiites à olivine, basaltes alcalins et basanites) résulteraient de la fusion partielle d'une source chimiquement hétérogène, dont le taux aurait diminué au cours du temps. La variation temporelle de la composition de la source mantellique est tout à fait originale par rapport à l'évolution généralement observée aux Marquises. Elle implique en effet une contribution de plus en plus importante d'un composant de type manteau appauvri (DMM), probablement lithosphérique, dans la genèse des termes basanitiques les plus tardifs.

Mots clés : Volcanisme intraplaque, Basaltes alcalins, Fusion partielle, Hétérogénéité de source, Marquises, Polynésie française.

Note présentée par Jean Dercourt.

Note remise le 11 août 1997, acceptée après révision le 16 décembre 1997.

* E-mail : caroff@univ-brest.fr

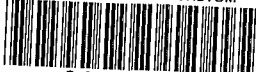
C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planètes / Earth & Planetary Sciences
1998, 326, 413-420

Fonds Documentaire ORSTOM

Cote : B* 13539 Ex : 1

413

Fonds Documentaire ORSTOM



010013539

ABRIDGED VERSION

Recent studies of Marquesas within-plate volcanic islands (French Polynesia) have shown that the petrologic and geochemical features of their lavas result from variable melting degrees of heterogeneous mantle sources combined with open-system fractionation often coupled with assimilation (Liotard et al., 1986; Brousse et al., 1990; Woodhead, 1992; Desonie et al., 1993; Caroff et al., 1995; Le Dez et al., 1996). The purpose of the present paper is to document mantle source heterogeneities and partial melting variations from the geochemical study of mafic lavas from the crescent-shaped island of Ua Huka, located in the central part of the Marquesas archipelago (figure 1, inset).

The petrology of Ua Huka lavas has previously been investigated by Brousse and Sevin (1978), and published K-Ar ages range from 3.5 to 1.4 Ma (Duncan and McDougall 1974; Brousse et al., 1990). The island is made up of a shield volcano (the main volcano in figure 1), the edification of which occurred between 3.24 and 2.42 Ma, with successive emplacement of olivine tholeiites, alkali basalts, basanites, hawaiites and trachyphonolites. Submarine gravity landslide collapse events led then to the formation of two nested calderas opening southwards (figure 1). After a 0.9 Ma-long gap, volcanic activity resumed with the emplacement of two smaller basanitic volcanoes in the southwest part of the island, between 1.5 and 0.75 Ma.

Geochemical data

New ICP-AES major and trace element analyses of subaphyric mafic lavas (see Cotten et al., 1995, for the analytical procedures) are displayed in the table. They include olivine tholeiites, alkali basalts and basanites, and according to their compatible element contents they range from primitive to moderately evolved basaltic types. Most of the basalts from the main volcano display rather constant ratios between trace elements of similar incompatibility (e.g. Th/Nb in figure 2), but variable Th/Yb and equivalent ratios which increase from olivine tholeiites to alkali basalts and basanites (figure 2). Basanites from the youngest volcanoes also display variable Th/Yb but constant Th/Nb ratios.

Previously published and new isotopic Sr and Nd analyses (unpublished data from Ph. Vidal, Clermont-Ferrand) are shown in figure 3 together with available K-Ar ages and mantle end-members according to Zindler and Hart (1986). Basanites from the youngest volcanoes plot much closer to the DMM end-member than the lavas from the main volcano. Within the

latter, alkali basalts and basanites are also slightly enriched in the Enriched Mantle II (EMII) component compared to the older olivine tholeiites.

Variation of partial melting degrees

Two groups of basaltic lavas likely derived from melting of a chemically homogeneous source, as indicated by their constant isotopic and Th/Nb ratios, are shown in figure 2. Group A includes late basanites and Group B olivine tholeiites and alkali basalts from the main volcano. Both groups display variable Th/Yb ratios and silica undersaturation levels consistent with variable degrees of partial melting.

We have modelled the melting conditions of primitive lavas from Groups A and B using Maaloe's (1994) 'concentration ratios' method, based on Shaw's (1970) non-modal equilibrium melting equations. This method does not require assumptions on the chemical composition of the source. We have assumed for this source a garnet lherzolite mineralogy, consistent with the pressure range (2.1–3.8 GPa) obtained from Albarède's (1992) method. Partial melting degrees obtained from equations (1) and (2) range from 14–10% and 6–4.5% for Group B olivine tholeiites and alkali basalts, respectively, to 3.5–1.5% for late basanites. These results, consistent with former estimations for similar magmas (Feigenson, 1984; Caroff et al., 1995; Le Dez et al., 1996), indicate a progressive temporal decrease of partial melting degrees during the edification of the island.

Conclusions

A sketch showing the major geochemical features of the evolution of Ua Huka mafic magmas and their mantle sources is presented in figure 4. In a first shield-building stage, olivine tholeiites resulting from relatively high melting degrees of DMM-EMII garnet lherzolites were erupted. Then, decreasing partial melting degrees of a similar source led to the emplacement of Group B olivine tholeiites and alkali basalts, the source of which displays an attenuated DMM signature. Finally, volcanic activity resumed after a 0.9 Ma-long gap, emplacing Group A basanites which were mostly derived from a DMM source, presumably located within the lithospheric mantle (Dupuy et al., 1993). Such a temporal increase of DMM contribution, although commonly found in Hawaii (Chen and Frey, 1985; Woodhead, 1992) and Society volcanoes (White and Duncan, 1996), had never been previously documented from the Marquesas hot spot.

1. Introduction

Les études récentes concernant les îles Marquises ont montré que la diversité géochimique des laves constituant les édifices volcaniques de cet archipel résulte généralement d'une combinaison de processus pétrogénétiques complexes incluant, par exemple, la fusion partielle à taux

variable d'une source mantellique hétérogène et la cristallisation fractionnée, parfois couplée à une contamination crustale (Liotard et al., 1986; Brousse et al., 1990; Woodhead, 1992; Desonie et al., 1993; Caroff et al., 1995; Le Dez et al., 1996).

Cet article a pour objet de discuter la pétrogenèse des basaltes de l'île de Ua Huka, localisée dans la partie

centrale de l'archipel des Marquises (figure 1), à la lumière de nouvelles données pétrologiques, géochronologiques et géochimiques. Nos résultats, qui permettent, d'une part, de montrer l'hétérogénéité géochimique de la source mantellique des magmas et, d'autre part, de contraindre les taux de fusion de cette dernière, sont finalement intégrés dans un modèle de point chaud marquisien.

2. Cadre géologique

L'alignement volcanique des Marquises s'étend sur environ 400 km depuis Fatu Hiva au sud-est jusqu'à Eiao au nord-ouest, suivant une direction $N160 \pm 10^\circ$ (cartouche sur la figure 1). En forme de croissant à concavité sud, Ua Huka présente une superficie de 77 km² et son point culminant atteint 884 m (figure 1). Brousse et Sevin (1978) en ont effectué une étude pétrologique détaillée. Les âges K-Ar publiés des laves de Ua Huka s'échelonnent de 3,5 à 1,4 Ma (Duncan et McDougall 1974 ; Brousse et al., 1990). L'île est constituée d'un volcan-bouclier principal dont l'activité aérienne, datée entre 3,24 et 2,42 Ma, a conduit à l'émission de tholéiites à olivine, de basaltes alcalins, de basanites, d'hawaïites et de trachyphonolites. Cet édifice a ensuite été affecté par un double effondrement gravitaire, dont l'âge est estimé à environ 2,4 Ma, responsable de la formation de deux caldeiras semi-circulaires emboîtées, d'un diamètre respectif de 8 et 2,5 km. La plus petite caldeira est excentrée vers le sud-est

de l'île (figure 1). De petits édifices (les volcans Teepoepo et Tahoatikikau) se sont mis en place plus tardivement dans la région de Vaipaee entre 1,53 et 0,75 Ma, après un arrêt de l'activité volcanique d'environ 0,9 Ma. Alors que le volcan Teepoepo a eu une activité essentiellement explosive, le second édifice (Tahoatikikau) a émis des coulées de laves fluides. Des basanites de même âge se sont mises en place plus au nord, dans la haute vallée de Vaipaee (figure 1). Toute la partie sud de l'île a disparu à la suite de grands glissements gravitaires, fréquents aux Marquises (Le Dez et al., 1996).

3. Résultats géochimiques

De nouvelles analyses d'éléments majeurs et en trace ont été réalisées sur un échantillonnage prélevé par H.G. Barszczus en 1985 et 1987. Ces analyses ont été effectuées par spectrométrie d'émission plasma à couplage inductif (ICP-AES) à Brest, selon les procédures décrites par Cotten et al. (1995). Neuf analyses représentatives sont reportées dans le tableau (les échantillons correspondants sont localisés sur la figure 1).

Les échantillons analysés sont relativement frais : leur perte au feu varie entre 0,35 et 3,08 % (tableau), et les minéraux secondaires sont rares. La norme CIPW a permis de distinguer, parmi les basaltes, des tholéiites à olivine, des basaltes alcalins ($ne < 5\%$) et des basanites ($ne \geq 5\%$). Leurs teneurs modales en phénocristaux (oli-

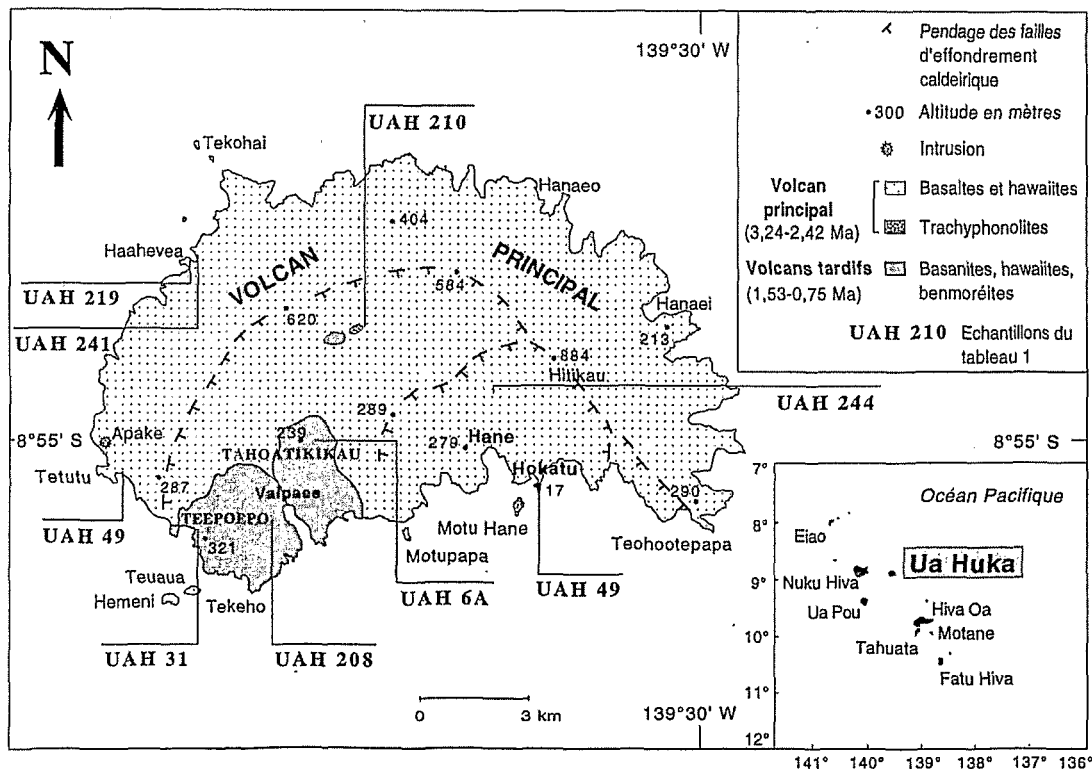


Figure 1. Schéma volcano-structural d'Ua Huka.

Geological sketch map of Ua Huka.

Tableau. Analyses géochimiques représentatives des différents types de basaltes rencontrés à Ua Huka.

Geochemical analyses of representative basaltic lavas from Ua Huka.

N° Ech.	UAH 49	UAH 65	UAH 210	UAH 219	UAH 241	UAH 244	UAH 6A	UAH 31	UAH 208	Détection limite (ppm)	écart-type relatif (%)
Type pétro.	Basalte alcalin	Basanite	Basanite	Basalte alcalin	Tholéiite à olivine	Tholéiite à olivine	Basanite	Basanite	Basanite		
Âge (Ma)	2,42			2,63	3,24 ± 0,03*		0,77				
% poids											
SiO ₂	47,80	42,10	45,00	47,38	45,80	47,30	43,30	46,00	41,75		1
TiO ₂	3,80	3,65	2,60	3,85	4,03	3,79	2,84	2,29	3,37		2
Al ₂ O ₃	14,50	11,16	14,50	14,18	14,22	15,00	11,55	13,00	11,65		2
Fe ₂ O ₃ *	12,78	14,20	12,50	12,30	12,34	13,41	13,20	11,95	13,86		2
MnO	0,16	0,17	0,17	0,16	0,16	0,17	0,17	0,17	0,17		2
MgO	5,30	12,10	7,55	5,71	5,81	6,33	12,70	10,54	11,87		2
CaO	10,30	10,75	8,40	10,90	9,80	9,37	10,75	9,20	10,54		2
Na ₂ O	2,90	3,20	3,83	2,75	2,51	3,19	2,88	3,47	2,51		2
K ₂ O	1,91	0,62	1,63	1,81	1,78	1,04	0,46	1,02	0,96		2
P ₂ O ₅	0,51	0,48	0,55	0,48	0,53	0,49	0,41	0,48	0,43		2
Perte au feu	0,50	1,39	3,08	0,46	2,59	0,35	2,43	1,97	2,35		
Total	100,46	99,82	99,81	99,98	99,57	99,74	100,69	100,09	99,46		
ol	9,47	21,32	17,31	8,88	8,82	11,59	23,22	20,97	22,41		
ne	0,51	10,38	7,55	0,93			7,05	5,15	7,58		
[Mg]	0,479	0,654	0,573	0,508	0,511	0,512	0,681	0,662	0,655		
ppm											
Rb	42	19,4	53	42	40	21,5	7,8	41	28	1	3
Sr	620	625	855	627	595	588	656	610	1 000	0,5	3
Ba	398	437	730	360	355	208	425	560	865	2	3
Sc	24	22	14	24	23	21	22	17	21	0,5	3
V	360	315	175	340	345	305	252	235	282	2	3
Cr	102	630	114	112	85	90	545	382	390	2	5
Co	39	64	48	40	39	47	65	51	63	1	3
Ni	79	340	121	84	68	101	385	250	300	2	5
Y	37	24	26	33	34	34	26	23	25	0,5	3
Zr	295	186	288	280	312	282	190	225	178	1	3
Nb	38	46	77	37	42	28	48	46	44	0,6	3
La	37	30	54	34	38	27	33	40	29	0,5	3
Ce	79	64	99	77	84	62	66	75	61	2	3
Nd	45	37	49	45	49	40	37	37	35	1	3
Eu	2,95	2,52	3,05	2,96	3,05	3,04	2,52	2,15	2,53	0,15	3
Dy	7,05	5,15	5,70	6,70	7,10	7,30	5,20	4,60	5,25	0,3	3
Er	3,4	2,1	2,4	2,7	3,2	3,2	2,2	2,1	2,3	1	5
Yb	2,60	1,41	1,40	2,30	2,42	2,46	1,54	1,55	1,52	0,15	3
Gd	9,2	6,9	8,7	9,0	9,5	9,1	6,9	6,2	7,3	0,6	5
Th	5,1	4,1	9,4	4,4	5,2	3,3	5,0	6,3	4,2	0,6	5

Analyses réalisées par ICP-AES (Brest). [Mg] = Mg / (Mg + Fe²⁺). Datations effectuées à Canberra (Australie) sauf * à Gif-sur-Yvette.
Analyses obtained by ICP-AES (Brest). [Mg] = Mg / (Mg + Fe²⁺). K-Ar ages realised in Canberra (Australia) except * in Gif-sur-Yvette.

vine ± clinopyroxène ± plagioclase) n'excèdent pas 7 %. Les concentrations en éléments en trace compatibles sont comprises entre des valeurs caractéristiques de basaltes primitifs (par exemple 250 < Ni < 385 ppm et 51 < Co < 65 ppm : éch. UAH 6A, 31, 208, 65), et des valeurs plus faibles correspondant à des magmas légèrement plus évolués (p. ex. UAH 49, 241 et 244 : 68 < Ni < 101 ppm et 39 < Co < 47 ppm).

La plupart des basaltes du volcan principal présentent des rapports constants d'éléments en trace d'incompatibilité similaire (p. ex. Th/Nb, figure 2). Par contre, les rapports entre éléments fortement incompatibles et éléments moyennement incompatibles (p. ex. Th/Yb, figure 2) sont variables. Ainsi, le rapport Th/Yb reflète un enrichissement progressif de Th par rapport à Yb, des tholéiites à olivine aux basaltes alcalins (figure 2). En outre, les basanites ont un rapport Th/Yb nettement supérieur à celui des autres basaltes, et ne peuvent donc pas leur être génétiquement associées. À deux exceptions près, les basanites des vol-

cans récents présentent des rapports Th/Yb variables et des rapports Th/Nb constants (figure 2).

Les résultats d'analyses isotopiques non publiées de Sr et Nd réalisées par Vidal (comm. pers.) sont reportés en figure 3. Les données publiées relatives à deux basanites du volcan principal (Woodhead, 1992) sont également représentées. On constate d'importantes variations des rapports ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (de 0,704308 à 0,705614) et ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd (de 0,512741 à 0,512886), qu'il est possible de relier à l'âge des laves. En effet, les basanites des édifices les plus récents sont peu radiogéniques en Sr, et leur composition tend à s'approcher du pôle mantellique appauvri (DMM : Depleted MORB Mantle), tandis que les basaltes et basanites du volcan principal ont une signature plus proche du pôle EM II (Enriched Mantle II, Zindler et Hart, 1986). Des variations de plus faible ampleur, mais également liées à l'âge, s'observent au sein des basaltes du volcan principal : les tholéiites à olivine, de mise en place précoce, ont des rapports ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr plus faibles et des

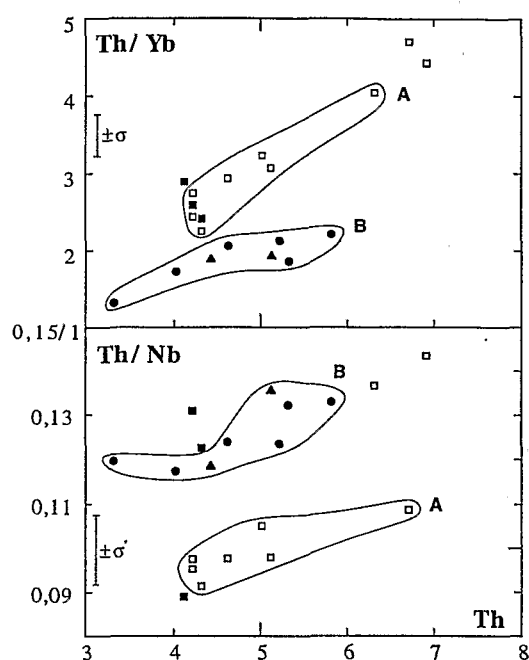


Figure 2. Diagrammes Th/Yb et Th/Nb en fonction de Th. Les barres d'erreur analytiques (2σ) sont indiquées. Carrés : basanites ; triangles : basaltes alcalins ; cercles : tholéiites à olivine. Symboles pleins : volcan principal ; symboles vides : édifices tardifs. Les deux groupes de basaltes utilisés pour établir le modèle de fusion partielle sont entourés : certaines basanites des édifices les plus récents (groupe A), ainsi que les tholéiites à olivine et basaltes alcalins du volcan principal (groupe B). Les laves de ces deux groupes se caractérisent par la relative constance du rapport Th/Nb (dans la gamme d'erreur), tandis que leur rapport Th/Yb est plus variable, ce qui est compatible avec la variation du taux de fusion partielle d'une source homogène.

Plots of Th/Yb and Th/Nb versus Th. Analytical error bars (2σ) are indicated. Squares: basanites; triangles: alkali basalts; circles: olivine tholeiites. Filled symbols: main volcano; open symbols: youngest volcanoes. The two groups used to establish the partial melting model are encircled: basanites from the youngest volcanoes (group A), olivine tholeiites and alkali basalts from the main volcano (group B). The lavas from these two groups are characterised by constant Th/Nb ratios (within the error bar), but variable Th/Yb ratios. These features are consistent with variable partial melting degrees of an homogeneous mantle source.

rappports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ plus élevés que les basaltes alcalins et les basanites qui leur ont succédé.

4. Discussion

4.1. Hétérogénéité de la source mantellique

Les compositions en éléments en trace et isotopes de Sr et Nd des basaltes de Ua Huka indiquent qu'ils ne peuvent dériver d'une source chimiquement homogène (tableau, figures 2 et 3). Les plus grandes variations s'observent entre les rapports isotopiques des basaltes du volcan principal et ceux des basaltes des édifices plus récents : elles reflètent une tendance à l'appauvrissement du manteau source au cours du temps, la signature isotopique dérivant

vers le pôle DMM. Auparavant, la source des basaltes du volcan-bouclier principal s'était légèrement enrichie en composant EM II vers la fin de l'activité éruptive.

La composition de la source des basaltes de Ua Huka a donc varié de manière complexe au cours du temps : on observe, en effet, un léger enrichissement pendant la construction du volcan principal, puis un appauvrissement net entre la phase « volcan principal » et les réactivations tardives, impliquant une contribution plus importante du pôle DMM.

4.2. Variation du taux de fusion partielle

Les basaltes ne sont susceptibles de dériver d'une source mantellique homogène que si leurs rapports isotopiques et leurs rapports d'éléments en trace de même incompatibilité sont constants. Deux groupes de basaltes apparemment cogénétiques peuvent ainsi être mis en évidence à Ua Huka (figure 2) : le groupe A, qui correspond à des basanites tardives et le groupe B, constitué des tholéiites à olivine et des basaltes alcalins du volcan principal. Les laves de chacun des deux groupes ont des concentrations en MgO et en Cr, Ni, Co constantes et relativement élevées (tableau), reflétant des degrés de différenciation similaires et faibles. L'augmentation progressive des rapports de concentration entre éléments fortement incompatibles et éléments moyennement incompatibles, observée sur des diagrammes en fonction d'un élément incompatible de référence (par exemple Th/Yb en fonction de Th, figure 2), est couplée à celle de la sous-saturation en silice (tableau), ce qui plaide en faveur d'une variation du taux de fusion partielle. Des tests quantitatifs ont donc été réalisés sur ces deux groupes de basaltes.

La minéralogie de la péridotite source peut être contrainte, en estimant la pression à laquelle les magmas sont extraits. Si on applique l'équation empirique proposée par Albarède (1992), basée sur les teneurs en SiO_2 et MgO des laves primitives, on obtient des pressions comprises entre 2,1 GPa (environ 70 km de profondeur) et 3,8 GPa (environ 125 km de profondeur), correspondant au domaine de stabilité du grenat.

La méthode inverse de Maaløe (1994), dite « des rapports de concentration », basée sur l'équation de la fusion partielle non modale à l'équilibre de Shaw (1970), a été utilisée pour calculer les taux de fusion partielle. Cette méthode présente l'avantage d'être indépendante de la composition chimique de la source. Maaløe (1994) a considéré une première étape de fusion partielle à faible taux F_1 , et une deuxième à plus fort taux F_2 . Il a défini les paramètres Q et R , qui correspondent respectivement aux rapports des concentrations d'un élément fortement incompatible (H) et moyennement incompatible (m) entre les deux étapes de fusion partielle. Les rapports Q et R s'expriment ainsi :

– pour l'élément H :

$$Q = \frac{C_1^H}{C_2^H} = \frac{(D^H + F_2(1 - P^H))}{(D^H + F_1(1 - P^H))} \quad (1)$$

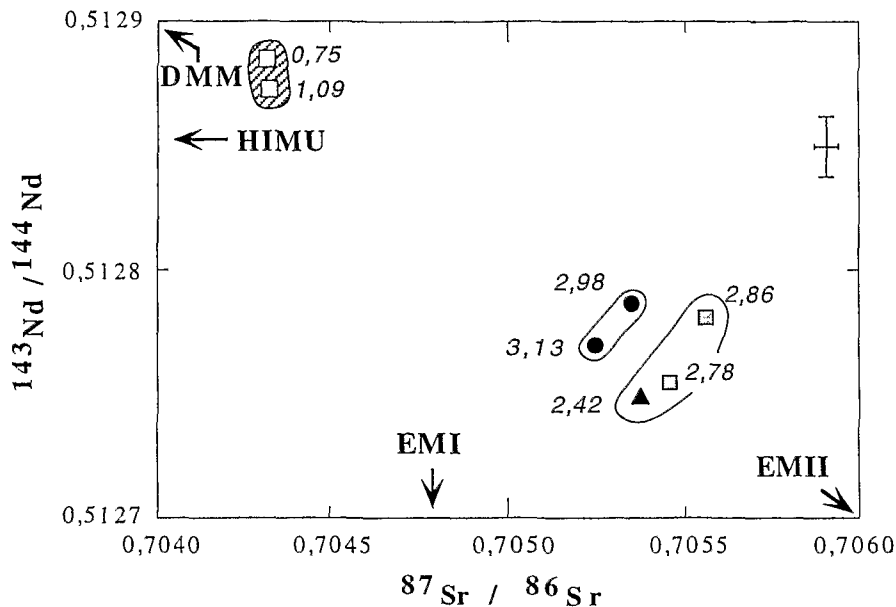


Figure 3. Diagramme $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ en fonction de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Pôles mantelliques d'après Zindler et Hart (1986). Même légende que pour la figure 2. Les âges K-Ar disponibles (Ma) sont indiqués en italique. Symboles grisés : données isotopiques de Woodhead (1992) et âges K-Ar de Duncan et McDougall (1974), recalculés d'après les constantes de Steiger et Jäger (1977).

Plot of Nd versus Sr isotopic ratios. End-members from Zindler and Hart (1986). Symbols as in figure 2. K-Ar ages are also indicated (Ma). Grey symbols: isotopic data from Woodhead (1992) and K-Ar ages from Duncan and McDougall (1974) recalculated using constants from Steiger and Jäger (1977).

– pour l'élément m :

$$R = \frac{C_1^m / C_2^m}{(D^m + F2(1 - P^m)) / (D^m + F1(1 - P^m))} \quad (2)$$

C^i étant la concentration de l'élément i dans le magma formé, D^i le coefficient de distribution global de l'élément i , F le taux de fusion partielle, et $P^i = \sum_j d_j^i p_j$ (p_j correspondant à la proportion massique fondante du minéral j et d_j^i au coefficient de distribution individuel de l'élément i entre la phase j et le liquide). Les rapports Q et R se calculent à partir des données expérimentales, tandis que D^i et P^i sont estimés en utilisant les coefficients de distribution de la littérature. On aboutit ainsi à deux équations à deux inconnues : $F1$ et $F2$.

Deux couples d'éléments (H , m) identiques ont été utilisés pour chaque groupe de basaltes : (La, Yb) et (Nb, Er). La minéralogie de la source utilisée pour établir le modèle est celle proposée par Maaløe (1994) : il s'agit d'une lherzolite à grenat constituée de 66 % d'olivine, de 20 % d'enstatite, de 8 % de diopside et 6 % de pyrope. Les proportions fondantes de ces différentes phases minérales (p_j) ont été calculées à partir de l'équation (B7) de Maaløe (1994). Les coefficients de distribution sont issus de Green (1994), sauf pour l'orthopyroxène (Bédard, 1994). Les taux de fusion ainsi obtenus par résolution des équations (1) et (2) varient entre 4,5–6 % pour les basaltes alcalins et 10–14 % pour les tholéiites à olivine du volcan principal (groupe B), et entre 1,5 et 3,5 % pour les basanites des édifices tardifs (groupe A). Ces valeurs, qui s'inscrivent dans une gamme fréquemment admise pour la genèse de

tels magmas (Feigenson, 1984 ; Caroff et al., 1995 ; Le Dez et al., 1996), n'ont cependant qu'une valeur relative. En effet, le modèle ne tient pas compte d'éventuelles réactions susceptibles de modifier la chimie des liquides lors de la migration des magmas au travers de la lithosphère. Ces résultats montrent, toutefois, que le taux de fusion partielle diminue progressivement au cours du temps, et ce probablement dès la construction du volcan principal : les tholéiites à olivine, résultant d'une fusion à taux relativement élevé, sont en effet plus anciennes que les basaltes alcalins (tableau).

5. Conclusions

Un schéma récapitulatif des variations pétro-géochimiques observées pendant les différents épisodes de la construction de l'île de Ua Huka est proposé sur la figure 4. Tout d'abord, pendant la construction du volcan-bouclier, les tholéiites des premiers épisodes volcaniques, résultant d'un taux de fusion élevé (de l'ordre de 10 à 14 %), dérivent d'une source mantellique de composition intermédiaire entre EMII et DMM. La fusion partielle aurait lieu dans le domaine de stabilité du grenat ou dans la zone de transition entre les domaines à grenat et à spinelle, si l'on considère « l'érosion mécanique » de la base de la lithosphère entraînée par le panache. Par la suite, la diminution du taux de fusion au cours du temps conduirait à la genèse des basaltes alcalins, puis des basanites. La contribution du pôle enrichi EMII à la source des magmas augmenterait légèrement, masquant partiellement la signature DMM. L'enrichissement progressif de la source

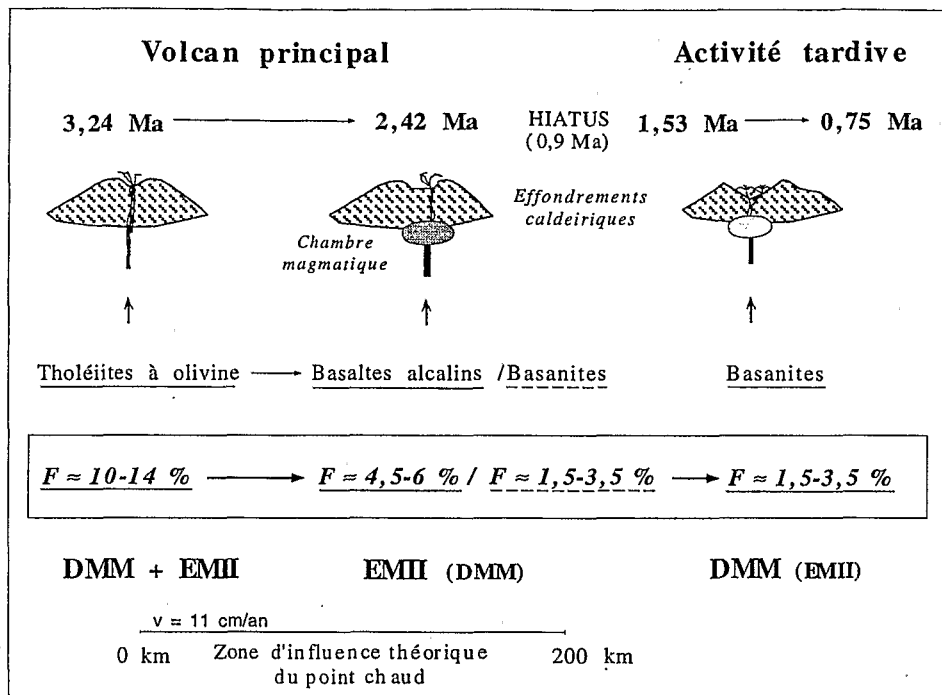


Figure 4. Schéma illustrant les différents épisodes de volcanisme basaltique marquant la construction de l'île de Ua Huka. F : taux de fusion partielle.

Sketch illustrating the successive stages of edification of Ua Huka. F: Partial melting degree.

pendant la construction du volcan principal d'Ua Huka est une évolution caractéristique des autres îles marqui-siennes durant la totalité de leur activité (Woodhead, 1992 ; Desonie et al., 1993).

La signature isotopique des basanites les plus récentes est totalement différente : elle implique, en effet, une contribution nettement plus importante du composant DMM. Il s'agit d'une évolution jusqu'ici inconnue aux Marquises, rappelant celle que l'on observe pendant la construction des volcans hawaïens (Chen et Frey, 1985 ; Woodhead, 1992) ou de ceux de l'archipel de la Société (White et Duncan, 1996). Le passage de la phase terminale de construction du volcan principal à celle des volcans tardifs se marque donc par un changement brutal dans la composition chimique du manteau source, tandis

que le taux de fusion partielle reste relativement constant et faible. La localisation des différents pôles mantelliques sous la Polynésie française est toujours très débattue entre les tenants d'un modèle « classique » de panache mantellique de composition enrichie (p. ex. Chauvel et al., 1997), et ceux qui privilégient un modèle de diapirs diffus d'origine peu profonde (McNutt et al., 1997). Au niveau de l'archipel des Marquises, l'évolution géochronologique des îles (Brousse et al., 1990) paraît compatible avec l'hypothèse d'un panache EM II actuellement situé au voisinage de la zone de fracture des Marquises. Le composant DMM contribuant à la genèse des basanites tardives de Ua Huka pourrait provenir du manteau lithosphérique, comme cela a été proposé dans des contextes comparables par d'autres auteurs (Dupuy et al., 1993).

Remerciements. Nous remercions chaleureusement Philippe Vidal pour la communication de données isotopiques inédites.

RÉFÉRENCES

Albarède F. 1992. How deep do common basaltic magmas form and differentiate?, *J. Geophys. Res.*, 97, 10997-11009
 Bédard J.-H. 1994. A procedure for calculating the equilibrium distribution of trace elements among the minerals of cumulate rocks, and the concentration of trace elements in the coexisting liquids, *Chem. Geol.*, 118, 143-153
 Brousse R. et Sevin M.A. 1978. Pétrologie de l'île de Ua Huka dans le Pacifique Central. A. Présentation générale, *Cahiers du Pacifique*, 21, 203-213
 Brousse R., Barszczus H.-G., Bellon H., Cantagrel J.-M., Diraison C., Guillou H. et Léotot C. 1990. Les Marquises (Polynésie française) : volcanologie, géochronologie, discussion d'un modèle de point chaud, *Bull. Soc. géol. France*, 8, 933-949
 Caroff M., Maury R.C., Vidal P., Guille G., Dupuy C., Cotten J., Guillou H. et Gillot P.-Y. 1995. Rapid temporal changes in Ocean Island Basalt composition: evidence from a 800 m-deep drill hole in Elao shield (Marquesas), *J. Petrol.*, 36, 1333-1365
 Chauvel C., McDonough W., Guille G., Maury R.C. et Duncan R. 1997. Contrasting old and young volcanism in Rurutu Island, Austral chain, *Chem. Geol.*, 139, 125-143

- Chen C.Y. et Frey F.A. 1985. Trace element and isotopic geochemistry of lavas from Haleakala volcano, East Maui, Hawaii: implications for the origin of Hawaiian basalts, *J. Geophys. Res.*, 90, 8743-8768
- Cotten J., Le Dez A., Bau M., Caroff M., Maury R.C., Dulski P., Fourcade S., Bohn M. et Brousse R. 1995. Origin of anomalous rare-earth element and yttrium enrichments in subaerially exposed basalts: evidence from French Polynesia, *Chem. Geol.*, 119, 115-138
- Desonie D.L., Duncan R.A. et Natland J.H. 1993. Temporal and geochemical variability of volcanic products of the Marquesas hotspot, *J. Geophys. Res.*, 98, 649-665
- Duncan R.A. et McDougall I. 1974. Migration of volcanism with time in the Marquesas islands, French Polynesia, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 21, 414-420
- Dupuy C., Vidal P., Maury R.-C. et Guille G. 1993. Basalts from Mururoa, Fangataufa and Gambier islands (French Polynesia): geochemical dependence on the age of the lithosphere, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 117, 89-100
- Felgenson M.D. 1984. Geochemistry of Kauai volcanics and a mixing model for the origin of Hawaiian alkali basalts, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 87, 109-119
- Green T.H. 1994. Experimental studies of trace-element partitioning applicable to igneous petrogenesis. Sedona 16 years later, *Chem. Geol.*, 117, 1-36
- Le Dez A., Maury R. C., Vidal P., Bellon H., Cotten J. et Brousse R. 1996. Geology and geochemistry of Nuku Hiva, Marquesas: temporal trends in a large Polynesian shield volcano, *Bull. Soc. géol. France*, 167, 197-209
- Liotard J.-M., Barszczus H.-G., Dupuy C. et Dostal J. 1986. Geochemistry and origin of basaltic lavas from Marquesas Archipelago, French Polynesia, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 92, 260-268
- Maaløe S. 1994. Estimation of the degree of partial melting using concentration ratios, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 58, 2519-2525
- McNutt M.K., Caress D.W., Reynolds J., Jordahl K.A. et Duncan R.A. 1997. Failure of plume theory to explain midplate volcanism in the southern Austral islands, *Nature*, 389, 479-482
- Shaw D.M. 1970. Trace element fractionation during anatexis, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 34, 237-243
- Steiger R.H. et Jäger E. 1977. Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 36, 359-362
- White W. M. et Duncan R.A. 1996. Geochemistry and geochronology of the Society islands: new evidence for deep mantle recycling, *Isotope Studies of Crust-Mantle Evolution, AGU monograph*, 95, 183-206
- 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, 458-467
- Zindler A. et Hart S. 1986. Chemical geodynamics, *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 14, 493-571