



HAL
open science

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

Christelle Legendre

► **To cite this version:**

Christelle Legendre. 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. Géochimie. Université de Bretagne occidentale - Brest, 2003. Français. NNT: . tel-00008677

HAL Id: tel-00008677

<https://theses.hal.science/tel-00008677>

Submitted on 4 Mar 2005

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



Ministère de l'Education Nationale, de la Recherche et de l'Enseignement Supérieur
Centre National de la Recherche Scientifique Université de Bretagne Occidentale

Institut Universitaire Européen de la Mer
Unité Mixte de Recherche
DOMAINES Océaniques

Christelle Legendre

**PETROGENESE DE LAVES DIFFERENCIIEES EN CONTEXTE
INTRAPLAQUE OCEANIQUE ET HETEROGENEITE GEOCHIMIQUE
AU NIVEAU DU POINT CHAUD DES MARQUISES (POLYNESIE FRANCAISE) :
ETUDE DES ILES DE UA POU ET DE NUKU HIVA**



Thèse de doctorat soutenue le 12 décembre 2003 devant le jury composé de :

M. Nicholas ARNDT <input type="checkbox"/>	Rapporteur
M. Jean-Yves COTTIN <input type="checkbox"/>	Examineur
M. Jean HERNANDEZ <input type="checkbox"/>	Rapporteur
M. Thierry JUTEAU <input type="checkbox"/>	Examineur
M. René MAURY <input type="checkbox"/>	Directeur de thèse
M. Philippe ROSSI	Examineur

AVANT-PROPOS



Loin de tout. Les îles Marquises sont les terres les plus distantes des continents. L'espace de l'archipel des Tuamotu à franchir sur mille cinq cents kilomètres depuis Papeete. Trois heures et demi d'avion. Une éternité d'océan bleu pâle vue d'un ciel vaporeux où les nuages se disposent en cercles et où se forment les typhons. De la lumière à devoir fermer les yeux. Lorsqu'on peut les rouvrir parce que le hublot s'assombrit, c'est que les Marquises sont proches. Finis les teintes claires, les ciels simplistes et la lumière naïve. L'archipel offre du gris, du noir, des éclairages savants, sauvages, avec projecteurs en biais et contre-jours d'apocalypse. Du spectaculaire, du dramatique, du sublime. Bien sûr il y a du bleu. Beaucoup de bleu. Mais qu'il soit de ciel ou d'océan, il est sombre, profond, étincelant. Ephémère aussi. Car poussés par les vents, les nuages s'amoncellent autour des murailles de lave aux à-pics déchiquetés, crèvent en pluies diluviennes qu'un soleil féroce a vite fait de reprendre, aspirant mille et mille colonnes de vapeurs qui s'élèvent au dessus pour reformer le matelas de nuages.

*Eve Sivadjian, « Les îles Marquises : archipel de mémoire »
éditions Autrement, collection monde HS n°116*

REMERCIEMENTS

Au terme de ce travail, qui reflète celui de toute une équipe, il m'est agréable d'exprimer ma gratitude aux personnes qui ont collaboré à la réalisation de ce manuscrit.

Le sujet de cette thèse m'a été proposé par René Maury en 2000. Il m'est particulièrement agréable de pouvoir enfin le remercier pour sa disponibilité, ses conseils avisés, sa gentillesse et la qualité de son encadrement.

Pour avoir partagé des aventures formidables à l'autre bout du monde, je tiens particulièrement à remercier l'équipe Marquises : Sylvain Blais, Gérard Guille, Philippe Rossi et Dominique Savanier, que j'ai eu plaisir à retrouver régulièrement lors de réunions à Rennes. Je leur associe ma reconnaissance envers les moyens mis à ma disposition par le BRGM et le CEA.

Martial Caroff, écrivain de grand talent (*sic*), m'a largement fait profiter de son expérience en modélisation pétrogénétique et de sa rigueur scientifique depuis quatre ans. Pour cela, mais également pour ses attitudes clownesques et la sympathie qu'il m'accorde, je tiens à le remercier tout particulièrement.

Catherine Chauvel m'a accueillie à plusieurs reprises dans son laboratoire à Grenoble. Elle m'a initiée aux joies de la géochimie isotopique et m'a fait part de ses nombreuses connaissances isotopiques sur la Polynésie. Son aide a été particulièrement précieuse pour l'interprétation et la mise en valeur des résultats isotopiques. Qu'elle soit ici remerciée de son encadrement. Je lui associe Christophe Hémond qui a su prendre le relais à Brest, pour des questions de proximité.

Ma gratitude va particulièrement à Thierry Juteau qui a bien voulu prolonger son éméritat pour juger ce travail en tant que Président.

Je remercie également Nicholas Arndt et Jean Hernandez pour avoir accepté les rôles de rapporteurs et Jean-Yves Cottin et Philippe Rossi ceux d'examineurs. Je les remercie pour l'attention portée à ce travail.

Mes remerciements vont également à tous ceux qui ont contribué à ce travail. A Brest, je pense en particulier à Marc-André Gutscher avec qui j'ai eu plaisir à travailler, à Jo Cotten qui réalise des analyses chimiques de grande qualité, à Marcel Bohn qui a toujours su être disponible à la microsonde électronique, à Claire Bassoullet qui a complété mon initiation aux joies de la géochimie isotopique et à Jean Pierre Oldra qui réalise de superbes lames minces en un temps record. Je remercie également Muriel Vidal, Corinne Tarits, Alain Coutelle et Sylvie Milon pour leur aide pédagogique et administrative. A Gif sur Yvette, je pense à Hervé Guillou pour son accueil chaleureux et ses datations de grande qualité. A Grenoble, je pense en particulier à Francine Keller pour les analyses ICP-MS, à Jean Christophe Marini pour sa patience en salle blanche et à Yvan Vlastelic et Eric Lewin pour des discussions très fructueuses.

A Lyon, je pense à Francis Albarède et Philippe Télouk pour la mise à ma disposition de la P54.

Un grand *metai nui* à ceux avec qui j'ai partagé mes aventures au *henna* : Je remercie vivement Georges Marchalo, Yves Puren et Doogy qui m'ont accueillie lors des courts transits à Papeete et m'ont fait découvrir l'île de Tahiti en évitant soigneusement le côté touristique.

A Ua Huka, je garde un souvenir inoubliable du plus beau bungalow de Hokatu chez Maurice, Delphine et Suzanne. Un clin d'œil à Léonard et Santy, sans oublier mon compagnon de brousse équin Neva.

A Nuku Hiva, je remercie Jean Pierre et Sophie Mallet de Taiohae, Yvonne Katupa de Hatiheu, Charles, Colette et Filomène du Moana Nui pour leur accueil chaleureux. Je me rappelle également Karl, le tahitien en exode aux Marquises, ses petits plats et ses perles noires. Je rends hommage à Lucien Kimitete. Je n'oublie pas les artistes Isidor et Roland pour leurs *tatau* et Vincent et Tora pour les *penu* et *tiki*. Un *metai nui* également à Alexis et Pipapo qui ont su naviguer d'île en île de façon agitée mais sûre. Enfin je pense aux *popaa* Jojo, Thomas, Carlotta, Hans et Rémy qui ont trouvé à Nuku Hiva leur petit paradis.

A Ua Pou, je remercie Alain Reinhard dont la carte des chemins nous a rendu grand service et Ismae pour nous avoir montré son secret (le gisement des cailloux fleuris). Je remercie également Valia et Antoine dont les talents de navigateurs autour de Ua Pou ne sont plus à prouver. *Metai nui* à Célestine et Tony pour leur accueil à Hakahetau ainsi qu'à Dora, Fara et Benoît pour le *kaikai* et la bellotte à Hakahau. Un grand *metai nui* à Mate et Tony pour les récits de légendes marquisiennes et les histoires de *tupapau* et de *paeoio*. Enfin, un *metai nui* spécial à Patiri pour le *kaku* et les périples dans la brousse.

Trugarez bras à ceux qui ont partagé ma vie bretonne : Denise et Jean Claude Gac, Michel et le *Kost Er Hoët*. Une pensée spéciale va à Patricia et Fred, mais aussi Aster, Saïd, Koraline et autres hominins et équiniés de l'écurie de Kerac'hor. Je n'oublie pas les thésards brestois : Nonoy dit Rodolpho Tamayo, Jean Philippe Clément, William Vetel et Antoine Le Faouder.

En Normandie, je pense particulièrement à Tof-Taz et les autres zouaves, ainsi qu'à ma famille et surtout mes parents qui ont su me soutenir depuis mon arrivée dans cette contrée soit disant lointaine.

Tu as cru que j'allais t'oublier *Tanious Bleizic* !

Ain't life grand !

L'étude des magmas issus des points chauds est essentielle pour la compréhension de la structure et de la composition des panaches mantelliques et de leurs interactions avec la lithosphère océanique. Jusqu'au début des années 1990, les données sur les îles Marquises ne provenaient que de missions exploratoires. De ce fait, les modèles géochimiques de fonctionnement du point chaud marquisien publiés de 1986 à 1993 ne reposaient que sur un échantillonnage très partiel. Ils ont fortement sous-estimé les interactions entre les magmas issus du point chaud et la lithosphère océanique et négligé la complexité de l'origine des laves évoluées (trachytes et phonolites), parfois très abondantes. Depuis 1995, des études ponctuelles plus précises ont montré que l'évolution géochimique des laves au cours du temps variait considérablement d'une île à l'autre, reflétant l'hétérogénéité à petite échelle du panache ainsi que des interactions lithosphère – asthénosphère complexes.

Le programme de cartographie des îles du groupe central des Marquises (Nuku Hiva, Ua Huka, Ua Pou) a été initié par le Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) en 2000. Il a permis l'étude de leurs structures, ainsi qu'un échantillonnage détaillé que nous avons exploité du point de vue pétrologique et géochimique.

L'archipel des Marquises repose sur une croûte océanique formée à l'axe de la dorsale Pacifique-Farallon entre 53 et 49 Ma et fortement épaissie sous la partie centrale de l'archipel où le Moho atteint des profondeurs de 15 à 20 km. L'application d'un modèle thermique permet de tester l'hypothèse d'une mise en place rapide d'un épais sous-placage mafique contemporain du volcanisme de point chaud récent exprimé en surface (5,8-0,4 Ma). La subsidence thermique prédite par ce modèle diminue rapidement pendant les trois premiers millions d'années, depuis 250 à 50 m/Ma. Or, des terrasses d'abrasion marine, dont l'origine est attribuée au dernier haut niveau marin interglaciaire daté à 125 ka, bordent toutes les îles des Marquises à 2 m d'altitude. Aucune différence de subsidence n'est observée entre les îles les plus anciennes et celles les plus récentes. Ces observations ne sont pas en accord avec le modèle de subsidence thermique postérieure à un événement de sous-placage récent et sont, par contre, compatibles avec l'hypothèse d'un épaississement ancien dû à la mise en place d'un plateau océanique dans le futur substratum de l'archipel.

L'île de Ua Pou est connue de longue date pour l'abondance exceptionnelle de ses phonolites. Sa première cartographie systématique permet une estimation du volume de sa partie émergée (27,5 km³) incluant 18 km³ de phonolites (65 %) mises en place en deux étapes distinctes, 2 km³ d'autres laves intermédiaires et évoluées (8 %) et 7,5 km³ de laves mafiques (27 %). L'île de Ua Pou présente une série alcaline allant des basanites jusqu'aux phonolites avec une distribution bimodale basanites-phonolites très nette, ainsi qu'une lacune de Daly se traduisant par l'absence de phonotéphrites. Les analyses d'éléments majeurs et en trace, ainsi que les isotopes du Sr, Nd, Pb couplés aux données chronologiques (K-Ar) permettent de discuter l'histoire pétrogénétique complexe de l'île. L'activité aérienne de Ua Pou débute vers 4 Ma par la mise en place de tholéiites à olivine dérivant d'une source mantellique de signature HIMU jeune. Elle reprend vers 2,9 Ma avec la fusion partielle d'une source

hétérogène à signature dominante EM II + HIMU jeune qui produit des liquides basanitiques primaires. Ces liquides se mettent en place à la fois en profondeur et en surface et évoluent par cristallisation fractionnée pour former les téphrites. En même temps, la refusion en profondeur de ce matériel basanitique produit des magmas téphriphonolitiques en laissant un résidu riche en amphibole. Ces magmas évoluent alors par cristallisation fractionnée pour former des liquides phonolitiques, lesquels peuvent subir une contamination par l'eau de mer. Alors que la production de ces deux types de phonolites continue de façon relativement synchrone avec la mise en place des basanites, de nouveaux processus fonctionnant en système ouvert apparaissent entre environ 2,6 et 2,4 Ma. Ils permettent la formation de téphriphonolites et de phonolites ayant assimilé du matériel de type plagiogranitique à signature HIMU et la genèse de phonolites extrêmement différenciées ayant incorporé du matériel de la croûte océanique à signature DMM. Ainsi, l'île de Ua Pou peut être considérée comme un exemple typique de série intraocéanique dans laquelle la prédominance des laves évoluées reflète leur origine par fusion partielle de précurseurs mafiques suivie de la contamination crustale plutôt que par cristallisation fractionnée.

L'île de Nuku Hiva est constituée de deux volcans emboîtés : le volcan-bouclier externe (volcan du Tekao) formé de tholéiites à olivines et le volcan interne de Taiohae présentant une série alcaline continue depuis les basaltes jusqu'aux trachytes. Il existe d'importantes différences géochimiques entre ces deux volcans, le premier présentant une signature à tendance DMM et le second une signature de type EM II prédominante. Cette dualité est attribuée à des variations des taux de fusion partielle d'un manteau-source hétérogène. Au sein du volcan interne, les laves intermédiaires (hawaiiites et mugéarites) dérivent des basaltes par cristallisation fractionnée sous forte pression d'eau, dominée par le fractionnement de l'amphibole en proportions importantes (jusqu'à 25%). L'origine des laves évoluées (benmoréites et trachytes) de Nuku Hiva demeure problématique. Leur signature isotopique très différente de celle des basaltes et laves intermédiaires du volcan interne amène à envisager 1) la cristallisation fractionnée des magmas mafiques-intermédiaires couplée avec l'assimilation de matériel océanique à signature fortement EM II ou 2) leur origine par fusion partielle de précurseurs mafiques non échantillonnés sur la partie aérienne de l'île. Ainsi, l'île de Nuku Hiva montre que les signatures géochimiques des laves varient au cours du temps. Cette île peut être considérée comme un exemple typique de série intraocéanique dans laquelle l'évolution des laves est contrôlée par des processus de cristallisation fractionnée sous forte pression d'eau et l'origine des laves évoluées met en évidence des interactions lithosphère-asthénosphère complexes.

Le modèle de point chaud le plus adéquat pour rendre compte de la forte hétérogénéité géochimique des Marquises est celui d'un panache très hétérogène contenant des éléments de signature de croûte océanique subductée (HIMU) et de sédiments terrigènes (EM II) répartis de façon aléatoire. Au terme de sa remontée, le panache incorpore du manteau sublithosphérique appauvri (DMM). Cette signature DMM peut également refléter soit la fusion de la base de la lithosphère océanique au-dessus du panache, soit des interactions entre les magmas ascendants et les roches de cette lithosphère. Les variations des taux de fusion partielle et l'interaction entre les liquides basaltiques et la croûte océanique au sein de réservoirs intracrustaux permettent également de rendre

compte de l'hétérogénéité des laves au sein d'une même île. Bien que ces effets ne soient pas documentés pour l'ensemble des îles de l'archipel, il est possible de supposer que l'essentiel de l'hétérogénéité géochimique des laves des Marquises résulte du mélange en proportions variables des trois pôles mantelliques EM II, HIMU et DMM. En faisant l'hypothèse que le panache contient uniquement les pôles EM II et HIMU et que le pôle DMM seul est contenu dans la partie crustale de la lithosphère océanique, il est possible de faire un modèle de mélange entre ces trois pôles et en deux étapes : 1) le mélange entre les pôles EM II et HIMU permet d'estimer les proportions de chacun de ces composants dans les liquides issus du panache, 2) le mélange entre ces liquides hybrides et la lithosphère océanique à signature DMM, ce qui conduit à une estimation quantifiée des interactions entre le panache et la lithosphère océanique. Ainsi, la contribution du pôle DMM est dominante pour les îles d'Eiao, Nuku Hiva, Ua Huka et Hiva Oa. Celle du pôle EM II est dominante pour les laves alcalines de Ua Pou alors que celle du pôle HIMU domine à Fatu Hiva et pour les tholéiites de Ua Pou. Pour ces deux dernières îles, la contribution du pôle DMM est la plus restreinte. Pour la majorité des îles, la contribution du pôle DMM est importante ce qui peut indiquer : 1) que le pôle DMM est également présent dans la composition du panache profond, et/ou : 2) que l'incorporation de matériel appauvri DMM modifie considérablement la composition des liquides directement issus du panache. Cette dernière hypothèse est compatible avec celle de l'existence d'un plateau océanique dans le substratum marquisien, dont les roches à signature DMM prédominante interagiraient avec les magmas issus du panache.

ABSTRACT

The study of hot-spot related magmas is essential for the understanding of the structure and the compositions of mantle plumes and their interactions with the oceanic lithosphere. Until the early 1990's, the geological knowledge of the Marquesas Islands was based on exploratory field studies. Thus, geochemical modellings of the Marquesan plume published between 1986 and 1993 were only supported by very partial sampling. These modellings have strongly underestimated the interactions between plume-derived magmas and the oceanic lithosphere and did not address the complex origins of evolved lavas (trachytes and phonolites), which are sometimes very abundant in the Marquesas. Since 1995, more focused studies have shown that geochemical trends can vary considerably from one island to the other, reflecting the small scale heterogeneity of the plume together with complex lithosphere-asthenosphere interactions.

The mapping programme of the Central Marquesas islands (Nuku Hiva, Ua Huka and Ua Pou) initiated by the French BRGM in 2000 has allowed their structural study together with a detailed sampling which we have used for petrologic and geochemical investigations.

The Marquesas archipelago lies on an oceanic crust formed between 53 and 49 Ma at the Pacific-Farallon spreading centre and later strongly thickened beneath the central part of the archipelago where the Moho reaches depths of 15 to 20 km. Thermal models allow to test the hypothesis of rapid emplacement of a thick mafic root underplated during recent (5.8-0.4 Ma) surface hotspot magmatism. The predicted thermal subsidence declines rapidly within the first three million years, from 250 m/m.y. to 50 m/m.y. Marine terraces throughout the Marquesas are exposed at +2 m elevation and are attributed to the last interglacial highstand at 125 ka. No differential subsidence is observed between the oldest and the youngest islands. These observations are inconsistent with thermal subsidence following a recent underplating event and support rather the hypothesis of an older thickening of the Marquesas crust due to the edification of a near-axis plateau.

Ua Pou is long known for its exceptionally abundant phonolites. Our first systematic sampling of this volcanic island leads to the estimation of its emerged volume to 27.5 km³ including 18 km³ of phonolites (65 %) which were emplaced during two distinct stages, 2 km³ of other intermediate and evolved lavas (8 %) and 4.5 km³ of mafic lavas (27 %). Ua Pou island displays an alkaline series ranging from basanites to phonolites with a marked bimodal distribution together with a Daly gap evidenced by the lack of phonotephrites. Major and trace element data coupled with Sr-Nd-Pb isotope analyses and K-Ar ages allow to discuss the complex petrogenetic history of Ua Pou. At ca. 4 Ma, the partial melting of a mantle plume displaying a young HIMU signature produces the Ua Pou tholeiites. Magmatic activity resumes at ca. 2.9 Ma when melting of an heterogeneous mantle with a prominent EM II + HIMU signature source produces primitive basaltic melts. Those melts are either emplaced at depth or at the surface, or evolve by fractional crystallisation towards tephrites. During the same stage, re-melting at depth of this basanitic material produces tephriphonolitic magmas, leaving an amphibole-rich residuum. These magmas evolve by closed system fractional crystallisation towards

phonolitic liquids, which can undergo contamination by seawater. Whereas the emplacement of these two phonolitic types is still operating, more or less concomitantly with the production of basaltic magmas, additional open system processes are involved between 2.6 and 2.4 Ma. They lead either to tephriphonolites and phonolites contaminated by plagiogranitic-type materials with an HIMU signature or to phonolites by extreme fractionation coupled with assimilation of oceanic crust materials with a DMM signature. Ua Pou island can thus be regarded as an unusual example of an intraoceanic suite in which the prominence of evolved lavas reflects their origin from partial melting of mafic precursors followed by crustal contamination rather than from fractional crystallisation.

Nuku Hiva island is composed of two nested volcanoes : the external shield volcano (Tekao volcano) formed by olivine tholeiites and the inner volcano of Taiohae showing an almost continuous alkaline series ranging from basalts to trachytes. Mafic Taiohae lavas derive from a mantle source more enriched than that of the shield volcano tholeiites, affected by time-decreasing melting rates. Intermediate lavas (hawaiites and mugearites) of the inner Taiohae volcano derive from the basalts through fractional crystallisation under high water pressure, dominated by the fractionation of amphibole (up to 25% of the cumulate). The origin of evolved lavas (benmoreites and trachytes) is constrained by their isotopic signature which is strongly different from that of basaltic-intermediate lavas of the Taiohae volcano. Their origin can be ascribed either to 1) assimilation of oceanic material with a strong EM II signature coupled with fractional crystallisation, or to 2) partial melting at depth of mafic precursors not found at the surface of the island. In Nuku Hiva island intraoceanic suite, magmatic evolution is thus mainly controlled by fractional crystallisation processes under high water pressure, while the origin of evolved lavas evidences complex lithosphere-asthenosphere interactions.

Our preferred plume-hotspot model accounting for the Marquesas geochemical heterogeneity is that of a very heterogeneous plume containing randomly distributed small-sized domains with either a subducted oceanic crust signature (HIMU) and a terrigenous sediment signature (EM II). The DMM signature of the Marquesas magmas would be acquired in a later stage and might either reflect the melting of the base of the oceanic lithosphere above the plume, or interactions between the ascending plume-derived magmas and this lithosphere. Variations of partial melting rates and the interaction between basaltic liquids and the oceanic crust within intracrustal reservoirs can also account for the magmatic heterogeneity within a single island. Although these effects are not documented for the whole set of Marquesas islands, most of the geochemical heterogeneity of their lavas is likely to reflect the mixing in various proportions of EM II, HIMU and DMM source end-members. Postulating that the plume only contains the EM II and HIMU components and that DMM is the unique component of the oceanic lithosphere, a mixing model between these three components allows to estimate 1) the proportions of each end-member in the plume-derived liquids and 2) the mixing pattern between these liquids and the oceanic lithosphere, leading to estimate the interactions between the plume and the oceanic lithosphere. The DMM contribution appears dominant for the islands of Eiao, Nuku Hiva, Ua Huka and Hiva Oa. That of EM II is dominant for the alkaline lavas of Ua Pou and that of HIMU for Fatu Hiva and Ua Pou tholeiites. For most of the Marquesas islands but the two latter ones, the contribution of DMM is quite important, a feature which may indicate either 1)

that the DMM end-member is present within the plume, and/or 2) that assimilation of depleted DMM material modifies considerably the composition of the plume liquids. This last hypothesis is consistent with the existence of an oceanic plateau in the Marquesan substratum, the rocks of which having a prominent DMM signature would interact with the plume-derived magmas.

SOMMAIRE

AVANT PROPOS.....	p. 1
RESUME	p. 5
SOMMAIRE, LISTE DES FIGURES, PHOTOGRAPHIES ET TABLEAUX.....	p. 13
I- INTRODUCTION.....	p. 19
A- L'archipel des Marquises au sein de la Polynésie française.....	p. 21
B- Présentation du travail.....	p. 28
II- ETAT DES CONNAISSANCES ACTUELLES SUR L'ARCHIPEL.....	p. 31
Les Marquises (Polynésie française) : un archipel intraocéanique atypique	
G. GUILLE, C. LEGENDRE, R.C. MAURY, M. CAROFF, M. MUNSCHY, S. BLAIS, C. CHAUVEL, J. COTTEN, H. GUILLOU <i>Géologie de la France 2, 5-36. (2002)</i>	
III- APPROCHE GEOPHYSIQUE : LE SUREPAISSISSEMENT CRUSTAL DES MARQUISES.....	p. 67
Thermal subsidence and sea-level changes in the Marquesas islands: implications for models of intraplate volcanism	
M.A. GUTSCHER, C. LEGENDRE, R.C. MAURY <i>Soumis à Geophysical Journal International en Juin 2003</i>	
IV- DONNEES DE TERRAIN SUR LES ILES DU GROUPE CENTRAL.....	p. 85
A- L'île de Ua Pou.....	p. 87
1. Morphologie et structure	
2. Les formations géologiques	
<i>2.1. Les coulées de basaltes tholéitiques</i>	
<i>2.2. Les brèches épigéoclastiques</i>	
<i>2.3. Les phonolites de base</i>	
<i>2.4. L'édifice basanitique et intermédiaire</i>	
<i>2.5. Les coulées phonolitiques sommitales</i>	
<i>2.6. Les protrusions phonolitiques</i>	
3. Chronologie	
4. La géologie de Ua Pou en quelques chiffres	
5. Données structurales	
<i>5.1. Les filons et les intrusions</i>	
<i>5.2. Un basculement probable de l'île</i>	
<i>5.3. Les glissements de terrain</i>	
B- L'île de Nuku Hiva.....	p. 111
1. Morphologie et structure	
2. Les formations géologiques	
<i>2.1. Les tholéites du bouclier externe</i>	
<i>2.2. Les coulées à tubes de lave</i>	
<i>2.3. Les brèches d'explosion stromboliennes et coulées intercalées</i>	
<i>2.4. Les coulées métriques à passées de cendres</i>	
<i>2.5. Les coulées de vallée</i>	
<i>2.6. Les sédiments lacustres de Toovii</i>	
<i>2.7. Les coulées et intrusions de laves différenciées</i>	
<i>2.8. L'avalanche de débris de Taiohae</i>	
<i>2.9. Les cônes adventifs</i>	
<i>2.10. Les sables calcaires détritiques de la pointe Maatea</i>	
3. Chronologie	
4. Données structurales	
<i>4.1. Les caldeiras</i>	
<i>4.2. Les filons et les intrusions</i>	
5. Les risques naturels	
C- L'île de Ua Huka.....	p. 134
1. Résumé	
2. Commentaires	
<i>Epiclastic deposits and "horseshoe-shaped" caldeiras in Tahiti (Society Islands) and Ua Huka (Marquesas Archipelago), French Polynesia</i>	
J.P. CLEMENT, C. LEGENDRE, M. CAROFF, H. GUILLOU, J. COTTEN, C. BOLLINGER, G. GUILLE <i>Journal of Volcanology and Geothermal Research 120, 87-101. (2002)</i>	

D- Bilan.....	p. 151
1. Points communs et différences	
1.1. <i>Structure</i>	
1.2. <i>Volcanisme tardif</i>	
1.3. <i>Laves différenciées</i>	
2. Originalités des îles du groupe central	
1.1. <i>Nuku Hiva et Ua Huka</i>	
1.2. <i>Ua Pou</i>	
V- UA POU.....	p. 155
Origin of exceptionally abundant phonolites in Ua Pou island (Marquesas, French Polynesia): partial melting of basanites followed by crustal contamination	
C. LEGENDRE, R.C. MAURY, M. CAROFF, H. GUILLOU, J. COTTEN, C. CHAUVEL, C. BOLLINGER, C. HEMOND, G. GUILLE, S. BLAIS, P. ROSSI, D. SAVANIER <i>Sera soumis à Journal of Petrology</i>	
VI- NUKU HIVA.....	p. 217
Genesis of abundant intermediate evolved lavas in ocean islands: an example from Nuku Hiva (Marquesas, French Polynesia)	
C. LEGENDRE, R. C. MAURY, D SAVANIER, J. COTTEN, G. GUILLE, S. BLAIS, P. ROSSI, C. CHAUVEL, C. HEMOND, C. BOLLINGER <i>Sera soumis à Journal of Volcanology and Geothermal Research</i>	
VII- HETEROGENEITE GEOCHIMIQUE DU POINT CHAUD DES MARQUISES.....	p. 259
A- RAPPEL DES TRAVAUX PRECEDENTS.....	p. 261
1. <i>Données antérieures</i>	
2. <i>Interprétations</i>	
B- Présentation des nouvelles données isotopiques.....	p. 266
1. <i>Méthode</i>	
2. <i>Précision et reproductibilité</i>	
3. <i>Comparaison avec les données antérieures</i>	
C- INFORMATIONS PARTICULIERES APORTEES PAR LES ISOTOPES DU Pb.....	p. 273
1. Estimation des μ et κ des sources	
1.1. <i>Estimation des μ des sources : méthode</i>	
1.2. <i>Estimation des κ des sources : méthode</i>	
1.3. <i>Résultats : âges des sources</i>	
2. Le composant HIMU	
3. Comparaison avec d'autres archipels	
D- VARIATIONS DES COMPOSITIONS DES SOURCES.....	p. 286
1. Modèle de point chaud	
2. Modèle de mélange à trois pôles	
2.1. <i>Méthode</i>	
2.2. <i>Estimation de la composition des laves représentatives des pôles mantelliques</i>	
2.3. <i>Modèle de mélange : implications à l'échelle de l'archipel</i>	
VIII- SYNTHÈSE ET CONCLUSIONS GÉNÉRALES.....	p. 297
A-Données de terrain.....	p. 299
B-Pétrogénèse des laves différenciées en contexte intraplaque océanique.....	p. 300
C-Hétérogénéité géochimique au niveau du point chaud des Marquises.....	p. 302
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	p. 305
ANNEXES.....	p. 327
1. Analyses minéralogiques – Ua Pou.....	p. 329
2. Analyses minéralogiques – Nuku Hiva.....	p. 341
3. Analyses roche totale – Ua Pou.....	p. 355
4. Analyses roche totale – Nuku Hiva.....	p. 361
5. Carte de localisation des échantillons de l'île de Ua Pou.....	p. 371
6a. Carte de localisation des échantillons de l'île de Nuku Hiva (volcan externe, cônes adventifs, échantillons enrichis en REE et Y).....	p. 372
6b. Carte de localisation des échantillons de l'île de Nuku Hiva (volcan interne).....	p. 373
7. Articles parus.....	p. 374

LISTE DES FIGURES

<i>Figure I.1.</i> : Localisation de la Polynésie française.	p. 23
<i>Figure I.2.</i> : La Polynésie française est un domaine océanique de dimensions comparables à celles de l'Europe (2700 km d'Ouest en Est et 2300 km du Nord au Sud).	
<i>Figure I.3.</i> : Le domaine océanique de la Polynésie française est traversé par les zones de fracture des Marquises et des Australes. La position des points chauds est indiquée ainsi que le mouvement relatif de la plaque Pacifique.	
<i>Figure I.4.</i> : Carte bathymétrique de l'alignement des Marquises et de sa zone de fracture (MFZ : zone de fracture des Marquises).	p. 25
<i>Figure I.5.</i> : Diagramme âge-distance au point chaud supposé des îles de l'archipel des Marquises.	
<i>Figure II.1.</i> : Carte générale de l'archipel des Marquises avec la bathymétrie, la localisation des différentes îles avec leurs principales structures et l'âge des formations qui les constituent.	p. 64
<i>Figure II.2.</i> : Linéations magnétiques avec numérotation standard, zone de fracture et bathymétrie de la région des Marquises.	p. 36
<i>Figure II.3.</i> : Diagrammes alcalins-silice des différentes îles de l'archipel.	p. 40
<i>Figure II.4.</i> : Diagramme âge-distance au point chaud supposé des différentes îles de l'archipel des Marquises.	p. 51
<i>Figure II.5.</i> : a1 et a2 : Données des isotopes du Sr, Nd et Pb des îles marquisiennes. b1 et b2 : Comparaison avec les données des alignements polynésiens. c1 : $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ en fonction de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et c2 : $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ en fonction de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ représentés selon la nature basaltique ou évoluée des laves, lorsque celle-ci est connue.	p. 52
<i>Figure III.1.</i> : Location map of Marquesas islands with age dates for recent volcanoes. Bathymetry from global data set. Marquesas plateau is shaded grey above 4000 m depth. The trend of the Marquesas plateau is parallel to the Emperor plate motion. Current Pacific plate motion is shown with a tick mark for each 1 Ma of motion. Dashed line shows position of lithospheric cross section used for thermal modelling.	p. 72
<i>Figure III.2.</i> : Finite element model of thermal structure.	p. 73
<i>Figure III.3.</i> : Predicted thermal subsidence from 0-5 m.y. after underplating.	p. 75
<i>Figure III.4.</i> : Distribution of marine terraces observed in the Marquesas islands.	
<i>Figure III.5.</i> : a) General view of bay on Ua Pou bounded by the exposed marine terrace; b) Close-up photo of bay on Ua Pou showing wave-cut platform.	p. 76
<i>Figure III.6.</i> : Eustatic sea-level curve since 140 ka with observed Marquesas subsidence and thermal subsidence predicted by the underplating model.	p. 78
<i>Figure III.7.</i> : Comparative subsidence rates for oceanic islands and oceanic lithosphere.	
<i>Figure III.8.</i> : Cartoon illustrating our working hypothesis for the evolution of the Marquesas.	p. 81
<i>Figure IV.1.</i> : Carte et coupes géologiques de l'île de Ua Pou.	p. 90
<i>Figure IV.2.</i> : Coupes géologiques dans la partie nord de l'île précisant les relations spacio-temporelles entre les unités.	p. 100
<i>Figure IV.3.</i> : Log synthétique des unités de Ua Pou et données chronologiques K-Ar des échantillons correspondants.	
<i>Figure IV.4.</i> : Représentation des surfaces couvertes par les formations géologiques de l'île, représentation en fonction des types pétrographiques et estimation de leurs volumes respectifs.	p. 105
<i>Figure IV.5.</i> : Représentation des proportions d'échantillons prélevés en fonction de leur nature pétrographique.	p. 106
<i>Figure IV.6.</i> : a) Carte structurale de l'île de Ua Pou. b) Rosace directionnelle des dykes réalisée à partir de 28 mesures.	p.109
<i>Figure IV.7.</i> : Coupes simplifiées de l'île.	
<i>Figure IV.8.</i> : Blocs 3D simplifiés de l'île.	
<i>Figure IV.9.</i> : Carte et coupes géologiques de l'île de Nuku Hiva.	p. 114
<i>Figure IV.10.</i> : Données chronologiques K-Ar des échantillons de Nuku Hiva.	p. 129
<i>Figure IV.11.</i> : Carte structurale de l'île de Nuku Hiva.	p. 131
<i>Figure IV.12.</i> : Hypothèses permettant de rendre compte de la formation des deux structures en forme de fer à cheval.	
<i>Figure JVGR.1.</i> : (a) Simplified map of Society archipelago. (b) Cartographic sketch of Tahiti showing the central depression and the limits of the east-west dykes. (c) Extract of the SPOT image KJ 502-385 showing the central depression. (d) Geological sketch of the central zone showing the extent of the epiclastic breccias, the outcrop limits of the plutonic body, the location of analysed east-west dykes and dated samples.	p. 138
<i>Figure JVGR.2.</i> : Geological sketch map of Ua Huka.	p. 139
<i>Figure JVGR.3.</i> : Photographs of debris avalanche deposits in Tahiti Nui and Ua Huka.	p. 140

<i>Figure JVGR.4.</i> : Classification of epiclastic breccias.	p. 141
<i>Figure JVGR.5.</i> : Primitive mantle-normalised trace element patterns of representative theralites, tephrites and basanites from Tahiti Nui.	p. 144
<i>Figure JVGR.6.</i> : $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ diagram of coarse-grained rocks and lava samples from Tahiti Nui.	
<i>Figure JVGR.7.</i> : (a) Simplified map of the central caldeira and the Papenoo valley. (b) West-east sketch cross section through the caldeira. (c) West-east sketch cross section through the Papenoo valley at Titiafaatau.	p. 145
<i>Figure JVGR.8.</i> : CIPW hypersthene and nepheline versus K-Ar age for tahitian lavas and theralites.	p. 146
<i>Figure JVGR.9.</i> : South-north geological cross section through the island of Ua Huka.	p. 147
<i>Figure IV.13.</i> : Cartes structurales simplifiées de Nuku Hiva, Ua Huka et Ua Pou.	p. 152
<i>Figure V.1.</i> : Geological sketch of Ua Pou.	p. 164
<i>Figure V.2.</i> : Igneous stratigraphy of Ua Pou units together with K-Ar ages of corresponding samples.	p. 168
<i>Figure V.3.</i> : Total-Alkali-Silica (TAS) discrimination diagram for Ua Pou lavas.	p. 176
<i>Figure V.4.</i> : Plot of Ua Pou clinopyroxenes in a Ca-Mg-Fe ²⁺ +Mn diagram.	
<i>Figure V.5.</i> : Plot of Ua Pou feldspars in An-Ab-Or diagram.	p. 179
<i>Figure V.6.</i> : a: K ₂ O vs. Na ₂ O diagram; b and c: Alkalies-silica plots for Ua Pou lavas.	
<i>Figure V.7.</i> : Primitive mantle-normalised trace element patterns of selected Ua Pou samples.	p. 181
<i>Figure V.8.</i> : Variation of some trace elements plotted against Th and MgO/(MgO+FeO*).	p. 183
<i>Figure V.9.</i> : $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ isotope diagram.	p. 184
<i>Figure V.10.</i> : Th/Zr vs. MgO/(MgO+FeO*) diagram.	p. 186
<i>Figure V.11.</i> : Ratios of incompatible trace elements plotted against MgO/(MgO+FeO*).	
<i>Figure V.12.</i> : a and b: Test of CSFC applied to the derivation of evolved basanites from primitive basanites. c: Test of CSFC applied to the derivation of Group A phonolites from tephriphonolites.	p. 193
<i>Figure V.13.</i> : Test of Schilling & Winchester's (1967) batch melting model applied to the derivation of intermediate (tephriphonolites and K-benmoreites) lavas from basanite UP54.	p. 196
<i>Figure V.14.</i> : a: Plot of Th/Zr vs. MgO/(MgO+FeO*) illustrating the method used for FCA modellings. b: Comparison between the contaminants calculated by AFC and FCA, respectively applied to the derivation of Group C phonolite UP13 from tephriphonolite UP71.	p. 199
<i>Figure V.15.</i> : a: Plot of Th/Zr vs. MgO/(MgO+FeO*) illustrating the method used for FCA modellings. b, c, d, e: Test of Cribb & Barton's (1996) FCA model applied to the derivation of Group C tephriphonolites from tephriphonolites and of Group C non-peralkaline phonolites from Group A non-peralkaline phonolites.	p. 202
<i>Figure V.16.</i> : Composition of the calculated contaminant for basanite UP19. Calculated contaminants for Group C tephriphonolites and non-peralkaline phonolites together with contaminant for Eiao lavas (Caroff <i>et al.</i> , 1995; 1999) are shown for comparison.	p. 204
<i>Figure V.17.</i> : a: Plot of Th/Zr vs. MgO/(MgO+FeO*) illustrating method B used for FCA modelling. b: Test of Cribb & Barton's (1996) FCA model applied to the derivation of Group C peralkaline phonolite UP108 from Group B phonolite UP119.	
<i>Figure V.18.</i> : Sketch showing petrogenetic processes responsible for the genesis of Ua Pou lavas.	p. 207
<i>Figure VI.1.</i> : Geological sketch of Nuku Hiva.	p. 226
<i>Figure VI.2.</i> : Total-Alkali-Silica (TAS) discrimination diagram for Nuku Hiva lavas.	p. 229
<i>Figure VI.3.</i> : K ₂ O vs. Na ₂ O plot for Nuku Hiva lavas. Plagioclase and K-feldspar compositions within trachytes are plotted in grey areas.	
<i>Figure VI.4.</i> : Trace element ratios a: Ce/Y and b: La/Ce plotted against Th. Trace element patterns normalised to c: Primitive mantle and d: Chondrites of REE and Y-enriched lavas.	p. 237
<i>Figure VI.5.</i> : Trace element patterns normalised to Primitive mantle of Sun and McDonough (1989) of selected lavas.	p. 239
<i>Figure VI.6.</i> : $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ isotope diagram showing Nuku Hiva data.	p. 240
<i>Figure VI.7.</i> : Th/Yb vs. Th/Nb diagram for Nuku Hiva mafic lavas.	p. 242
<i>Figure VI.8.</i> : f_{O_2} -temperature diagram for coexisting titanomagnetite-hemoilmenite pairs analysed in Nuku Hiva lavas.	
<i>Figure VI.9.</i> : Y plotted against Th for mafic and intermediate lavas of Nuku Hiva inner volcano showing three distinct evolution trends.	p. 246
<i>Figure VI.10.</i> : Test of CSFC applied to the genesis of intermediate lavas.	
<i>Figure VI.11.</i> : Test of CSFC applied to the genesis of evolved lavas.	p. 249
<i>Figure VI.12.</i> : Test of Schilling and Winchester's (1967) batch melting model applied to the derivation of benmoreites from alkali basalts.	p. 252
<i>Figure VII.1.</i> : a) Données de la littérature en isotopes du Sr, Nd et Pb des îles Marquises. b) Champs de compositions isotopiques des archipels de Polynésie française.	p. 262
<i>Figure VII.2.</i> : Données de la littérature en isotopes du Sr, Nd et Pb de chaque île des Marquises représentées en fonction de leur distance à Eiao.	p. 263
<i>Figure VII.3.</i> : Nouvelles données isotopiques en Sr, Nd et Pb pour les îles de Ua Pou et de Nuku Hiva.	p. 268

<i>Figure VII.4.</i> : Nouvelles données isotopiques en Pb pour les îles de Ua Pou et de Nuku Hiva. Les droites de fractionnement linéaire du spectromètre ont été calculées pour les duplicatas.	p. 270
<i>Figure VII.5.</i> : Comparaison entre les données antérieures et les nouvelles compositions isotopiques du Sr, Nd et Pb obtenues pour les îles de Ua Pou et de Nuku Hiva.	p. 271
<i>Figure VII.6.</i> : Diagramme 7/4Pb en fonction de 6/4Pb indiquant les courbes de désintégration pour le réservoir Terre et pour des μ_1 de 8 et 9. Les résultats du calcul de l'âge de fermeture de la source de l'échantillon UP33 sont indiqués.	p. 276
<i>Figure VII.7.</i> : Diagramme représentant les κ calculés (κ_2) et mesurés ($^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$) en fonction des μ calculés (μ_2) et mesurés ($^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$) pour les laves de Ua Pou et de Nuku Hiva et pour des âges de fermeture des sources de 2 et 1 Ga.	p. 280
<i>Figure VII.8.</i> : a) Diagrammes 7/4Pb et 8/4Pb en fonction de 6/4Pb indiquant la position des tholéiites par rapport à la NHRL. b) Diagrammes $\Delta 7/4\text{Pb}$ et $\Delta 8/4\text{Pb}$ en fonction de 6/4Pb.	p. 282
<i>Figure VII.9.</i> : Th/U, 7/4Pb et 8/4Pb représentés en fonction de 6/4Pb pour la plupart des îles des Australes-Cook et les îles de Ua Pou et Nuku Hiva.	p. 284
<i>Figure VII.10.</i> : a) Ce/Pb <i>versus</i> Ce, b) Nb/U <i>versus</i> Nb, c) Nb/Th <i>versus</i> Nb pour la plupart des îles des Australes-Cook et les îles de Ua Pou et de Nuku Hiva.	
<i>Figure VII.11.</i> : Diagrammes 7/4Pb, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en fonction de 6/4Pb des laves de l'archipel des Marquises.	p. 289
<i>Figure VII.12.</i> : Composition des isotopes du Sr, Nd et Pb des MORB formés à l'axe de l'EPR entre 0 et 20°S.	p. 291
<i>Figure VII.13.</i> : Teneurs en éléments en trace des MORB formés à l'axe de l'EPR entre 0 et 20°S.	
<i>Figure VII.14.</i> : Grilles de mélange obtenues pour les systèmes Pb-Pb, Nd-Pb et Sr-Pb. Modèle de mélange à trois pôles pour les îles des Marquises.	p. 294
<i>Figure VII.15.</i> : Représentation sous forme de diagrammes triangulaires des résultats obtenus par le modèle de mélange à trois pôles pour les îles Marquises.	p. 295

LISTE DES PHOTOGRAPHIES

<i>Photo. a</i> : Eiao : Vue générale sur les falaises de la côte ouest de l'île.	p. 59
<i>Photo. b</i> : Nuku Hiva : Baie de Taiohae avec en arrière plan les deux sentinelles.	
<i>Photo. c</i> : Ua Huka : Le volcanisme récent qui correspond à une reprise de l'activité volcanique.	p. 60
<i>Photo. d</i> : Ua Pou : Vue générale sur les intrusions phonolitiques depuis le village de Hakahau.	
<i>Photo. e</i> : Fatu Huku : Vue générale de l'île.	p. 61
<i>Photo. f</i> : Hiva Oa : Baie de Atuona avec au centre le motu Anakee.	
<i>Photo. g</i> : Tahuata : Baie de Vaitahu située sur la côte ouest de l'île.	p. 62
<i>Photo. h</i> : Motane : Vue générale de la partie sud de l'île.	
<i>Photo. i</i> : Fatu Hiva : Baie des vierges à Hanavave avec les formes ruiniformes particulières constituées de brèches et marquant la limite entre le volcan externe et le volcan interne.	p. 63
<i>Photo. IV.1.</i> : L'île de Ua Pou vue depuis la baie de Taiohae.	p. 89
<i>Photo. IV.2.</i> : Baie à fond plat et village de Hakahau.	
<i>Photo. IV.3.</i> : Le lahar de Hakahetau.	p. 92
<i>Photo. IV.4.</i> : Les brèches épicalstiques de l'aérodrome.	
<i>Photo. IV.5.</i> : Plateau des ânes : contact rouge de recuit et Pukateetee.	p. 95
<i>Photo. IV.6.</i> : Plateau des ânes : placage phonolitique et édifice basanitique et intermédiaire.	p. 96
<i>Photo. IV.7.</i> : Plateau des ânes : contacts phonolites de base, placage phonolitique et édifice basanitique et intermédiaire.	
<i>Photo. IV.8.</i> : Plateau des ânes : front de la coulée de placage.	p. 97
<i>Photo. IV.9.</i> : Village de Hakahau : empilement de coulées basanitiques typique des formations de volcan-bouclier de type Hawaii.	
<i>Photo. IV.10.</i> : Baie des rois-Hakamoui : contacts phonolites de base, édifice basanitique et intermédiaire, phonolites sommitales.	p. 98
<i>Photo. IV.11.</i> : Contact entre les phonolites de base et les coulées de l'édifice basanitique et intermédiaire au niveau d'un paléorelief.	
<i>Photo. IV.12.</i> : Côte sud de Haakuti vue depuis la mer : contact entre les brèches épicalstiques et les coulées phonolitiques sommitales. De nombreux glissements de terrain affectent la côte ouest.	p. 101
<i>Photo. IV.13.</i> : Motu Takaee : intrusion de phonolite dans l'édifice basanitique et intermédiaire.	
<i>Photo. IV.14.</i> : Pitons phonolitiques de Ua Pou.	p. 102
<i>Photo. IV.15.</i> : Le piton de phonolite Poutetaiui culmine à 970 m.	
<i>Photo. IV.16.</i> : A Teavapitaikahonu, les coulées de l'édifice basanitique et intermédiaire sont recoupées par un dyke de phonolite.	p. 107
<i>Photo. IV.17.</i> : Filon à enclaves sur la piste entre Hakahau et Paaumea.	

<i>Photo. IV.18.</i> : Baie de Taiohae vue d'hélicoptère.	p. 113
<i>Photo. IV.19.</i> : Partie ouest du plateau de Toovii vue depuis la piste passant au pied du mont Tekao.	
<i>Photo. IV.20.</i> : Le grand canyon.	p. 116
<i>Photo. IV.21.</i> : Les aiguilles d'Aakapa et la falaise Kapekape.	
<i>Photo. IV.22.</i> : Les aiguilles de Hatiheu.	
<i>Photo. IV.23.</i> : Contact entre le bouclier externe et le volcan interne au niveau de la cascade Vaipo.	p. 119
<i>Photo. IV.24.</i> : Vallée de Hakau : « chapeau » de coulées de vallée du volcan interne reposant sur le bouclier externe.	
<i>Photo. IV.25.</i> : Baie de Tahuatea : les coulées de vallée du volcan interne comblent une paléo-dépression formée dans le bouclier externe.	p. 120
<i>Photo. IV.26.</i> : Baie de Taiohae : tube de lave.	
<i>Photo. IV.27.</i> : Panorama du flanc oriental de la baie de Taiohae.	p. 121
<i>Photo. IV.28.</i> : Baie du Contrôleur : Les coulées de vallée sont massives et forment des falaises à morphologie en gradins.	
<i>Photo. IV. 29.</i> : La partie occidentale du plateau de Toovii repose sur les coulées de vallée du volcan interne.	p. 122
<i>Photo. IV.30.</i> : Sédiments lacustres du plateau de Toovii.	
<i>Photo. IV.31.</i> : Front occidental de la coulée de trachyte de Vaïke.	p. 125
<i>Photo. IV.32.</i> : Partie occidentale de la baie de Taiohae et la sentinelle de l'Ouest.	
<i>Photo. IV.33.</i> : Altération des trachytes du Muake.	p. 126
<i>Photo. IV.34.</i> : Le volcan Keiaki.	

LISTE DES TABLEAUX

<i>Tableau II.1.</i> : Synthèse bibliographique et bilan des analyses géochimiques publiées sur l'ensemble des îles et monts sous-marins de l'archipel des Marquises.	p. 38
<i>Tableau II.2.</i> : Synthèse bibliographique et bilan des résultats géochronologiques publiés sur les différentes îles et monts sous-marins de l'archipel des Marquises.	p. 41
<i>Tableau JVGR.1.</i> : K-Ar ages for samples from Tahiti Nui.	p. 142
<i>Tableau JVGR.2.</i> : Chemical and isotopic data on samples from Tahiti Nui.	p. 143
<i>Tableau V.1.</i> : Isotopic ⁴⁰ K- ⁴⁰ Ar datings of samples from Ua Pou.	p. 167
<i>Tableau V.2.</i> : Major (weight %) and trace (ppm) element analyses of Ua Pou samples.	p. 169
<i>Tableau V.3.</i> : Summary of petrographic data from Ua Pou lavas.	p. 177
<i>Tableau V.4.</i> : Selected mineral analyses from Ua Pou samples.	p. 178
<i>Tableau V.5.</i> : Isotopic data for Ua pou samples.	p. 185
<i>Tableau V.6.</i> : Least square mass balance calculations based on major elements for basanites (with and without amphibole) and for Group A intermediate/evolved lavas.	p. 192
<i>Tableau.V.7.</i> : Input data and results of major element modelling calculations to derive intermediate lavas (tephriphonolites and K-benmoreites) from basanite UP54 composition.	p. 195
<i>Tableau VI.1.</i> : Selected major and trace element analyses of Nuku Hiva samples.	p. 230
<i>Tableau VI.2.</i> : Summary of petrologic data from Nuku Hiva lavas.	p. 234
<i>Tableau VI.3.</i> : Isotopic data for Nuku Hiva samples.	p. 241
<i>Tableau VI.4.</i> : Least square mass balance calculations based on major elements for intermediate lavas.	p. 245
<i>Tableau VI.5.</i> : Least square mass balance calculations based on major elements for evolved lavas.	p. 250
<i>Tableau VI.6.</i> : Input data and results of major element modelling calculations to derive benmoreites from alkali basalts.	p. 251
<i>Tableau VII.1.</i> : Gammes de variation des isotopes du Sr, Nd et Pb pour chaque île de l'archipel des Marquises.	p. 261
<i>Tableau VII.2.</i> : Nouvelles données en isotopes du Sr, Nd et Pb des îles de Ua Pou et de Nuku Hiva.	p. 267
<i>Tableau VII.3.</i> : Résultats obtenus par le modèle en deux étapes pour l'échantillon UP33.	p. 277
<i>Tableau VII.4.</i> : Résultats obtenus par le modèle en deux étapes pour les deux îles de Ua Pou et de Nuku Hiva.	p. 278
<i>Tableau VII.5.</i> : Compositions isotopiques et en éléments en trace des pôles géochimiques utilisés.	p. 290
<i>Tableau VII.6.</i> : Résultats (en pourcentages) du modèle de mélange à trois pôles pour les îles des Marquises.	p. 293

I-INTRODUCTION



Hommage

Le 23 mai dernier (2002), un Piper PA 34 transportant cinq personnes disparaissait dans l'archipel des Tuamotu. A bord de cet avion qui devait relier les atolls de Kaukura et de Makemo se trouvaient Boris Léontieff, conseiller à l'assemblée de Polynésie et maire de Arue, Arsen Tuairau, Ferfine Besseyre, le pilote Gilbert Kelly, ainsi que Lucien Kimitete, conseiller à l'assemblée territoriale et maire de Nuku Hiva aux Marquises. Aujourd'hui, trois mois après cet accident tragique qui, suivi par la mise en route de moyens de recherches jamais vus auparavant en Polynésie française, non seulement décima le parti d'opposition « autonomiste » Fetia Api, mais fit perdre au Territoire un de ses leaders les plus charismatiques et certainement le seul leader de Polynésie française à vivre, penser et se comporter en véritable Polynésien : il s'agit bien évidemment de Lucien Kimitete, pur produit des îles Marquises et farouche défenseur et promoteur de la culture de son archipel. Depuis 1991 maire de Taiohae sur l'île de Nuku Hiva, chef-lieu de l'archipel des Marquises, Lucien était également conseiller de l'assemblée de Polynésie française et « n°2 » du parti polynésien autonomiste d'opposition, le Fetia Api.

Mais c'est surtout en qualité d'ardent militant de la cause marquisienne et grand défenseur de cette spécificité culturelle que Lucien restera dans les mémoires. Dès son jeune âge, il fut inspiré par un milieu familial très conscient de l'admiration que le monde extérieur porte pour la civilisation marquisienne. Son oncle Joseph Kimitete, sculpteur marquisien reconnu mondialement, exposa à Paris et décora de nombreux grands hôtels à Hawaïi. Lucien portait donc en lui l'extrême fierté d'être un des héritiers de cette culture et se forgea une vision, celle de devenir protecteur et promoteur de la civilisation de son archipel. Homme à la forte et très agréable personnalité, intelligent et bon orateur, il était aussi, comme Francis Sanford jadis, un des rares politiciens locaux à avoir une conception internationale de la place de la Polynésie, compréhension acquise lors de ses fréquents voyages dans le Pacifique et notamment à Hawaïi où une partie de la famille Kimitete est installée depuis deux générations.

"Un peuple, une langue, une culture"

Lucien Kimitete avait donc une mission : sauver et développer ce qu'il restait d'une culture constituée de "survivants". Il l'expliquait ainsi : « En 1595, quand les Espagnols arrivent aux Marquises, la population de l'archipel fut estimée à près de 80 000 habitants. A l'arrivée du navigateur anglais James Cook en 1773, il y avait 100 000 personnes. En 1838, lorsque l'amiral Dupetit-Thouars colonise les Marquises, 60 % des habitants ont disparu. En 1920, il n'en restait plus que 2000... Les premières heures de rencontre avec les Européens se sont soldées, pour notre peuple, par 200 morts - quelques vieux chants le relatent encore. Terrassé par les maladies nouvelles, imbibé par l'alcool importé par les équipages des baleiniers, qui avaient fait de l'archipel une base, acculturé par une christianisation ravageuse et dédaigné par le colonisateur, le Marquisien a failli disparaître ! Nous sommes des survivants ! Aujourd'hui nous racommodons notre identité culturelle afin de pouvoir nous imaginer un avenir, tout en préservant notre microsociété et sa vision du monde. »

Et non seulement il le dit, mais aussi il mit en œuvre ce projet. Avec l'aide d'autres intellectuels marquisiens tels Toti Teikiehuupoko et Rataro, il crée l'association culturelle Te Hina o Motu Haka ; puis d'autres associations, ainsi qu'un parti politique. Dès ses débuts, l'enthousiasme de la population pour ce projet bien préparé et bien expliqué (« Nous sommes un peuple avec une terre, une langue, une culture ») par des Marquisiens convaincus et bénévoles, en assura le succès, à tel point que le grand centralisateur président Flosse commença à s'en énerver dès 1993, accusant cette « culture à outrance » de détourner les jeunes « du vrai progrès », d'autant plus qu'il sentait qu'un nouveau pôle de pouvoir se créait là à Nuku Hiva. Dès lors, l'inimitié entre les deux hommes sera farouche, une lutte que Lucien mènera toujours avec le respect de la dignité de son adversaire. Car Lucien, pour qui « l'argent public est sacré » refusa toujours et vivement de devenir un autre politicien « client » du « système Tahoera'a » centraliste et le disait à qui voulait l'entendre : « Il ne faut jamais oublier que les Marquises sont un butin de guerre pour la France, qui les a, par commodité, intégrées à la Polynésie. Si nous avons été colonisés autrefois par la France,

aujourd'hui, le colonisateur, c'est Tahiti. Et ici, toute la vie administrative et politique reflète la double tutelle de la métropole française et des autorités tahitiennes. Nous avons tout en deux exemplaires : administrateurs, représentants religieux, etc. Nous sommes bien gardés - trop bien ! On nous fait ingurgiter à la fois ce qui vient de France et de Tahiti. Nous avons deux cordes au pied. »

La lutte contre la "machine" du président Flosse sera constante et malgré les représailles (pratiquement aucun projet conséquent de routes ou d'autres infrastructures jusqu'en 1998) Lucien et sa population (habitué à survivre !) chercheront l'aide ailleurs, auprès de l'Etat à Paris. "L'oubli" des Marquises par Papeete devint si flagrant que Lucien demanda à différents ministres d'Outre-Mer le « rattachement direct à la France et à la citoyenneté française », c'est-à-dire la départementalisation ("mayottisation") des Marquises en expliquant que le projet de POM (Pays d'Outre-Mer) souhaité par le président Flosse était en fait une forme d'indépendance et qu'il ne voyait pas les Marquises faire partie de ce « pays ». Ainsi, lorsque le président Flosse refusa de donner la moindre aide pour financer le festival marquisien de l'an 2000 (alors que des centaines de millions furent dépensés pour un "carnaval", des feux d'artifices à Tahiti et la tournée d'un cirque chinois), Lucien se tourna vers Jean-Jack Queyranne, alors ministre de l'Outre-mer, lequel lui accorda l'aide nécessaire. C'est alors que Nuku Hiva vécut un moment très cocasse : tout d'un coup, Flosse se rendit compte que ce festival (auquel assistaient des personnalités étrangères à bord du paquebot Paul Gauguin) allait être un moment unique et exceptionnel réalisé grâce à la complicité de toute la population de l'île et pour lequel il n'avait nullement aidé, bien au contraire. « Président » se précipita à Nuku Hiva pour participer à la cérémonie d'ouverture et là, pour tenter de montrer à la population que c'était lui le « vrai chef », il décora Lucien Kimitete en le nommant chevalier de l'ordre de Tahiti Nui, et cela en toute illégalité car les statuts de cet ordre, pondus par M. Flosse lui-même, interdisent la remise de décorations à des élus politiques en fonction !!! Lucien accepta, car selon les règles de l'hospitalité polynésienne, il ne n'avait pas le droit de froisser son invité.

Homme international

Or c'est sur la scène internationale, et grâce à la manière de faire que les anglophones appellent le « Pacific way » que Lucien Kimitete dépassait d'une tête tous les autres politiciens du cru. Il était connu et apprécié de tous les leaders, surtout ceux des minorités indigènes. Très populaire et respecté à Nouméa, en France et à Hawaii grâce à son humilité et à son contact facile, Lucien était d'une amabilité égale envers le petit comme le puissant. Un geste que peu de gens connaissent à Tahiti est révélateur de la générosité et de la "dimension Pacifique" de Lucien : lors du Festival des Arts de Nouméa en octobre 2000, il tint une « coutume » avec les chefs des tribus kanak lors de laquelle, dans un discours, il demanda leur pardon pour tous les torts ou peines que des Marquisiens émigrés en Nouvelle-Calédonie auraient pu créer, accidentellement ou volontairement. Pour moi personnellement, chaque trop rare rencontre avec Lucien, que ce fut sur un trottoir de Papeete ou lors d'une visite à Nuku Hiva, était un moment de joie véritable de rencontrer un homme bon et franc. Chacune de ces rencontres impliquait

toujours une longue conversation lors de laquelle il expliquait avec passion et avec cette gentillesse si polynésienne ses idées, Ô combien il craignait « l'évolution que nous propose une modernité passe-partout, identique sous toutes les latitudes de la planète. Je ne veux pas qu'on fasse aux Marquises ce qu'on a fait à Tahiti. Notre avenir, c'est nous qui devons en décider. »

Il ne reste maintenant qu'à espérer qu'un(e) autre Marquisien(ne), aussi intègre, aussi humain et porteur d'une vision aussi forte que Lucien prenne vite sa place. La survie de la magnifique -mais si fragile- culture marquisienne en dépend.

Entre-temps, Lucien, tu nous manques à tous énormément.

Alex W. du PREL
Août 2002 – TAHITI-PACIFIQUE magazine – n°13

A- L'ARCHIPEL DES MARQUISES AU SEIN DE LA POLYNÉSIE FRANÇAISE

1. La Polynésie française

La Polynésie française est un Territoire d'Outre-Mer (TOM ; probablement prochainement POM : Pays d'Outre Mer) situé dans l'océan Pacifique Central entre 130° et 160° de longitude Ouest et 5° et 25° de latitude Sud (Fig. I.1.). Il s'agit d'un domaine de dimensions comparables à celles de l'Europe (2700 km d'Ouest en Est et 2300 km du Nord au Sud ; Fig. 1.2.) et essentiellement océanique puisque les terres émergées ne représentent que le millième de la surface du territoire (Fig. I.2.).

L'aire maritime de la Polynésie française comprend 150 îles et atolls dont l'élévation au-dessus des fonds océaniques avoisinants atteint plusieurs milliers de mètres (Mammerickx et Smith, 1984 ; Munsch *et al.*, 1998). Les îles et les atolls sont regroupés au sein d'archipels formant des chaînes linéaires généralement allongées selon la direction N110-120°E et de longueurs très variables. On peut distinguer cinq archipels qui sont, du Nord au Sud (Fig. I.3.) : l'archipel des Marquises (350 km) constitué d'îles au relief accentué ; l'archipel des Tuamotu (1000 km) uniquement constitué d'atolls coralliens ; l'archipel de la Société (750 km) qui comprend en particulier Tahiti, centre économique et politique du territoire ; l'alignement Pitcairn-Gambier (1700 km) situé dans la partie Sud-Est de l'archipel des Tuamotu ; l'archipel des Australes (2300 km) compte tenu de son prolongement vers le Nord-Ouest par les îles Cook néo-zélandaises.

Ces cinq archipels se sont édifiés au cœur de la plaque Pacifique, sur une croûte d'âge Crétacé supérieur à Oligocène (Herron, 1972 ; Munsch *et al.*, 1998). La configuration actuelle de la région résulte d'une réorganisation cinématique datant du début du Miocène, marquée par l'initiation du fonctionnement de la dorsale Est-Pacifique (Mammerickx *et al.*, 1980). Depuis lors, l'accrétion au niveau de cette dorsale semble être demeurée relativement stable en orientation et en vitesse moyenne. D'après le pôle de rotation défini par McDougall et Duncan (1980), la vitesse moyenne de déplacement de la plaque Pacifique calculée pour l'intervalle 20-0 Ma est de 11,0 cm/an pour une direction $N115 \pm 5^\circ E$ à la hauteur des Marquises.

Le plancher océanique est moins profond de 250 à 750 m que ses équivalents de même âge dans l'océan Pacifique nord et l'océan Atlantique nord, ce qui a amené à définir un vaste bombement

lithosphérique (« superbombement polynésien » ; McNutt et Fischer, 1987 ; Bonneville et Sichoix, 1998), mais dont l'origine thermique est encore controversée (Stein et Abott, 1991).

La formation des cinq alignements est attribuée au fonctionnement de points chauds (Duncan et McDougall, 1976 ; Turner et Jarrard, 1982 ; Munsch *et al.*, 1998). En particulier, l'archipel de la Société et l'alignement Pitcairn-Gambier présentent de nombreux points communs avec l'archipel hawaïen. 1) Ils présentent chacun un point chaud bien identifié à leur extrémité la plus proche de la dorsale, situé au niveau de l'île de Mehetia pour l'archipel de la Société et à proximité de l'île de Pitcairn pour l'alignement Pitcairn-Gambier (Fig. I.3.). 2) La progression des âges est compatible avec le déplacement de la lithosphère océanique Pacifique au-dessus de panaches supposés fixes et 3) l'évolution morphologique est régulière en fonction de l'âge des îles (Guille *et al.*, 1995 ; Munsch *et al.*, 1998 ; Guillou *et al.*, 1998). En effet, ces deux archipels polynésiens sont composés d'îles volcaniques présentant trois types de morphologie. Les îles hautes constituent les sommets émergés de volcan (Mehetia par exemple). Les îles mixtes représentent les reliefs volcaniques résiduels entourés de récifs barrières (Huahine par exemple). Les atolls ne laissent apparaître qu'un lagon isolé de l'océan (par exemple Mururoa). Depuis les observations de Darwin (1842), ces différentes morphologies ont été mises en relation avec l'âge des îles. En effet, on observe une dégradation progressive de la morphologie primaire des édifices volcaniques en fonction de l'augmentation des âges déterminés sur les laves (Guille *et al.*, 1993) pour la plupart des alignements polynésiens. Ainsi, en Polynésie française, une île haute est réduite à l'état d'atoll en environ 6 Ma (Juteau et Maury, 1997).

Ces observations sont expliquées depuis les travaux de Wilson (1963) par le modèle de point chaud. Un point chaud est l'expression en surface du fonctionnement d'un panache mantellique, zone de remontée adiabatique de matériel plus chaud que son environnement (Morgan, 1971 ; Turcotte et Oxburg, 1978). Ce type de panache naît au niveau de la couche D'', située à l'interface noyau – manteau inférieur à 2900 km de profondeur et la remontée de matière par fluage serait liée au fonctionnement de cellules de convection dans le manteau (De Paolo et Wasserburg, 1976 ; Yamaji, 1992). Selon Wyllie (1988), les magmas s'épanchant en surface naissent dès 300 km de profondeur par fusion partielle du matériel du panache. L'accumulation de lave sur le plancher océanique génère ainsi un volcan sous-marin, qui peut devenir aérien par croissance continue, et dont la période d'activité peut atteindre près de 1,80 Ma (Brousse et Léotot, 1988). Avec le déplacement de la plaque lithosphérique qui le supporte au-dessus de la zone de fusion asthénosphérique supposée fixe, l'édifice volcanique ainsi formé s'éloigne progressivement de son lieu d'origine et ses éruptions cessent lorsqu'il quitte la zone d'alimentation. D'autres édifices se construisent ensuite selon le même schéma et le déplacement régulier de la plaque lithosphérique au dessus du point chaud amène à la formation d'un alignement de volcans. Un archipel polynésien typique est ainsi constitué d'un alignement d'îles volcaniques d'autant plus âgées qu'elles s'éloignent de la zone de point chaud qui leur a donné naissance, proportionnellement à la vitesse de dérive de la plaque Pacifique d'environ 11,0 cm/an vers le NW.



Fig. I.1 : Localisation de la Polynésie française.



Fig. I.2 : La Polynésie française est un domaine océanique de dimensions comparables à celles de l'Europe (2700 km d'Ouest en Est et 2300 km du Nord au Sud).

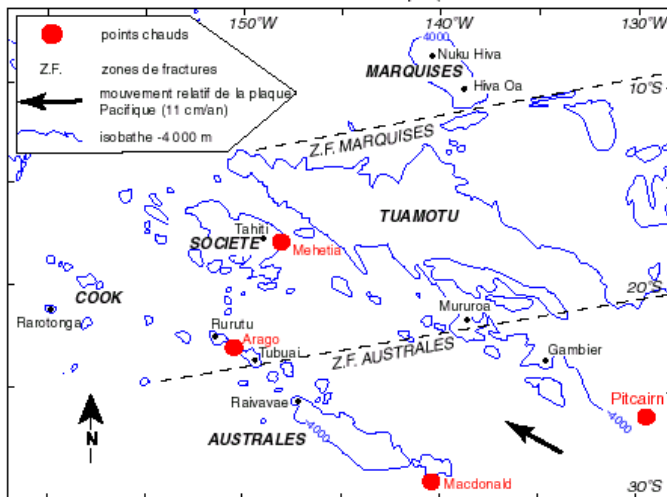


Fig. I.3 : Le domaine océanique de la Polynésie française est traversé par les zones de fracture des Marquises et des Australes. La position des points chauds est indiquée ainsi que le mouvement relatif de la plaque Pacifique.

L'alignement des Tuamotu ne comporte que des atolls et l'âge des structures volcaniques sous-jacentes est très mal connu. L'archipel des Australes, beaucoup plus complexe que ses voisins, présente de nombreuses spécificités explicables par le passage successif de la lithosphère océanique au-dessus de deux points chauds (Turner et Jarrard, 1982 ; Chauvel *et al.*, 1997 ; Guille *et al.*, 1998 ; Maury *et al.*, 2000) respectivement situés au niveau des monts sous-marins Macdonald et Arago (Bonneville *et al.*, 2002 ; Fig. I.3.). L'archipel des Marquises, le plus septentrional des alignements de la Polynésie française, est aussi le plus atypique (Brousse *et al.*, 1990 ; Guille *et al.*, 2002) : sa direction diffère de celle du vecteur de déplacement de la croûte océanique sous-jacente, aucun volcanisme actif n'a été observé à son extrémité sud-est, la progression des âges est beaucoup moins régulière que dans les autres archipels, on n'y observe pas d'atolls et, enfin, la pétrogenèse de ses laves est particulièrement complexe.

2. L'archipel des Marquises

Les caractéristiques de l'archipel sont ici brièvement présentées. Elles seront davantage détaillées dans le chapitre II.

Situé entre 141° et 138° de longitude Ouest et entre 7° et 11° de latitude Sud, l'Archipel des Marquises constitue l'alignement d'îles le plus septentrional de la Polynésie française. L'archipel comprend huit îles principales : Eiao, Nuku Hiva, Ua Huka, Ua Pou, Hiva Oa, Tahuata, Motane, Fatu Hiva, auxquelles s'ajoutent quelques îlots secondaires (Hatutu, Fatu Huku) et quelques hauts fonds (Jean Goguel, Clark ; Fig. I.4.). Trois zones géographiquement distinctes et isolées les unes des autres par l'isobathe 3000 m peuvent être distinguées (Fig. I.4.) :

- La zone nord se compose des îles d'Eiao et de Hatutu qui représentent les structures résiduelles de volcans aériens autrefois bien plus développés. Elle comprend également le Motu One, îlot constitué par un banc de sable, et plusieurs hauts fonds volcaniques dont le banc Jean Goguel et le banc Clark qui culminent à très faible profondeur.

- La zone centrale comprend essentiellement les îles de Nuku Hiva, de Ua Huka et de Ua Pou aux reliefs volcaniques encore bien conservés, l'îlot volcanique de Motu Iti et quelques hauts fonds (Banc Lawson, Banc Dumont-d'Urville).

- La zone sud comporte les îles de Hiva Oa, de Tahuata, de Fatu Hiva et de Fatu Huku ainsi que l'îlot de Motane.

L'isolement des Marquises est le plus prononcé de l'ensemble des archipels intra-océaniques mondiaux si on prend, pour point de repère, l'éloignement par rapport à une côte. Ainsi, à l'Est, la côte du Mexique est distante de plus de 5 500 km et les Fidjii, à l'Ouest, sont à environ 5 000 km de l'archipel marquisien.

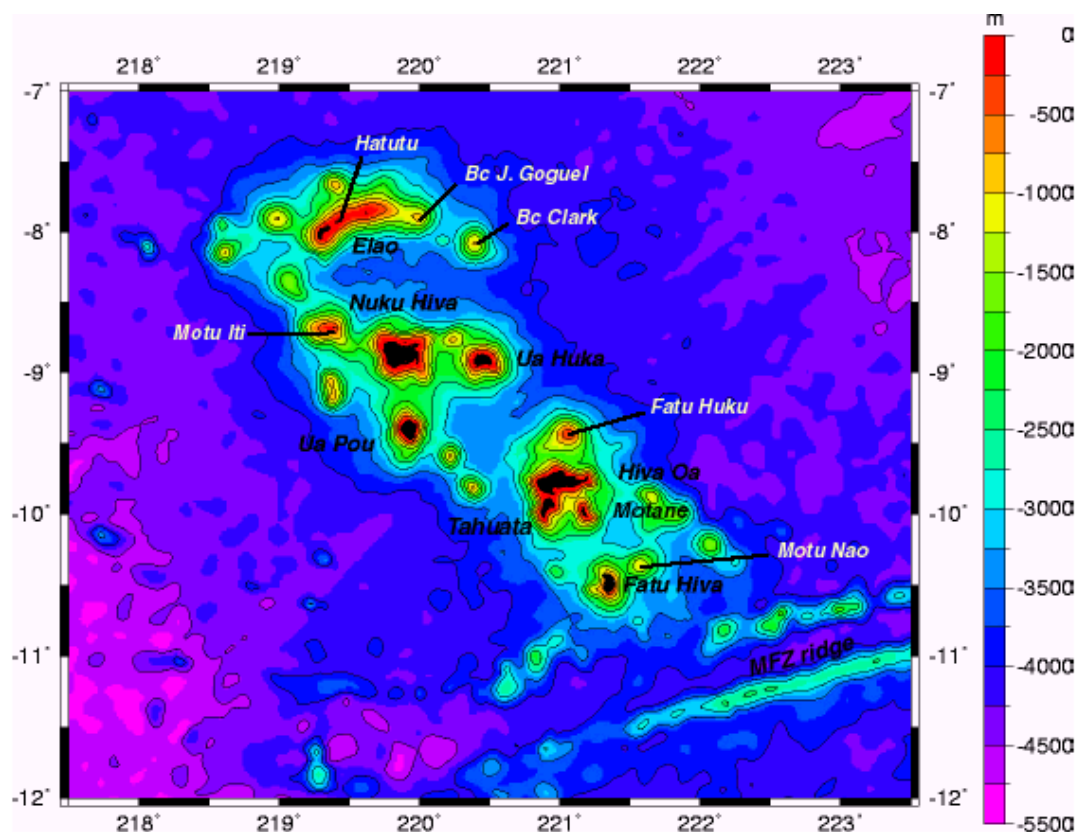


Fig. I.4. : Carte bathymétrique de l'alignement des Marquises et de sa zone de fracture (MFZ : zone de fracture des Marquises). D'après Smith et Sandwell (1997).

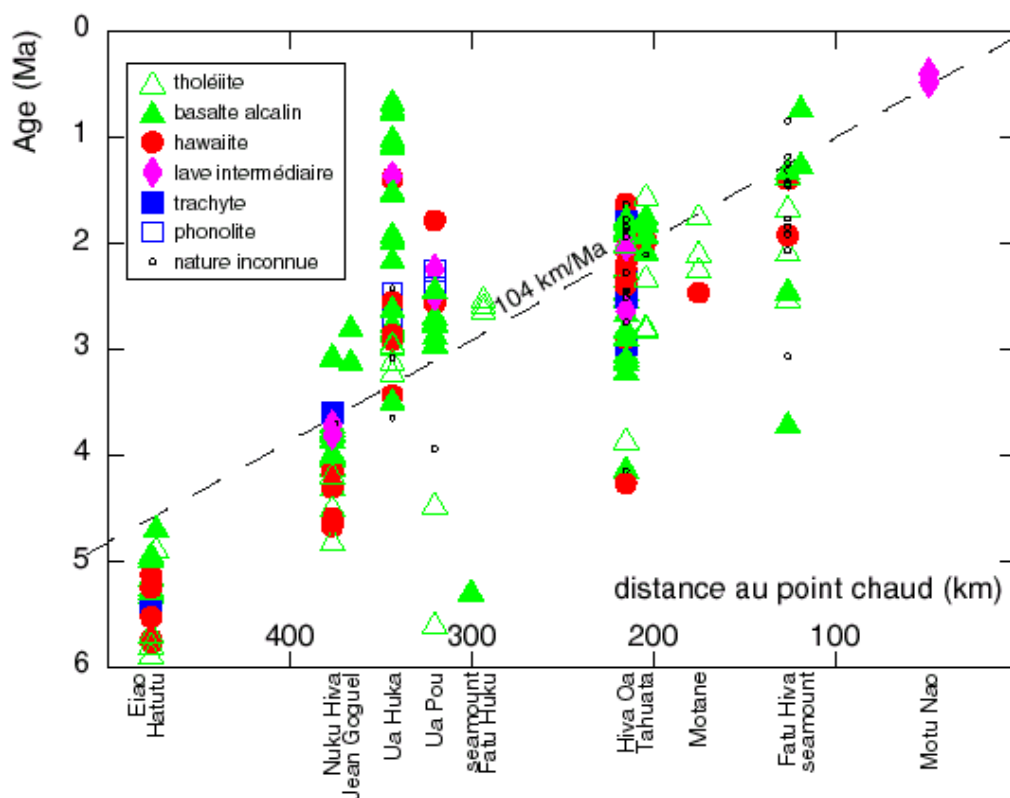


Fig. IV.5. : Diagramme âge-distance au point chaud supposé des îles de l'archipel des Marquises.

Le segment de croûte océanique supportant les Marquises a été formé à 53-49 Ma à l'axe de la ride Pacifique-Farallon. Large d'environ 800 km, il est limité par deux grandes zones de fracture bien identifiées, la zone de fracture des Galapagos au Nord et la zone de fracture des Marquises au Sud. La croûte océanique est fortement épaissie sous la partie centrale de l'archipel, où le Moho atteint des profondeurs de 15 à 20 km (Filmer *et al.*, 1993 ; Caress *et al.*, 1995) et la croûte océanique est recouverte d'un tablier archipélagique épais d'un à deux kilomètres et composé de débris volcaniques provenant vraisemblablement d'effondrements gravitaires des édifices volcaniques et de leur érosion (Filmer *et al.*, 1994 ; Wolfe *et al.*, 1994). Cet épaississement crustal a été attribué à un sous-placage provoqué par 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). Cependant, pour Gutscher *et al.*, (1999), l'origine de l'épaississement de la racine crustale serait antérieur au passage au-dessus du point chaud et traduirait ainsi l'existence d'un petit plateau océanique sous l'archipel. Ce plateau serait né entre 50 et 45 Ma à proximité de l'axe de la dorsale Pacifique-Farallon, suite à l'activité d'un point chaud dont la direction N140-150°E pourrait représenter la trace.

L'archipel des Marquises n'est qu'approximativement linéaire et présente une orientation moyenne N140-150°E oblique au regard de l'orientation N115°±5°E des autres alignements du Pacifique central (Société, Australes, Pitcairn-Gambier, Hawaii) et de la direction de dérive de la lithosphère Pacifique en Polynésie depuis le début du Miocène (Fig. I.3.). Son orientation générale peut être rapprochée de la direction structurale ancienne acquise par la lithosphère océanique parallèlement à l'ancien axe d'accrétion lors du fonctionnement de la ride Pacifique-Farallon, antérieure à la mise en place de l'accrétion à l'axe Pacifique. Cette particularité est susceptible de refléter le rôle prépondérant des zones de faiblesse préexistantes de la lithosphère qui auraient canalisé préférentiellement le volcanisme marquisien alors que la plaque Pacifique se déplaçait dans la direction N115±5°E (Crough et Jarrard, 1981 ; McNutt *et al.*, 1989 ; Brousse *et al.*, 1990). Ces zones de faiblesse ont été associées à une structure volcanique linéaire N140°E qui pourrait représenter la trace du fonctionnement d'un point chaud d'âge Crétacé et qui serait ainsi analogue au linéament lithosphérique N145-150°E découvert au sud de l'alignement des Australes-Cook (Diament et Baudry, 1987 ; Brousse *et al.*, 1990).

Une autre caractéristique de l'archipel est l'absence de zone volcanique active à son extrémité Sud-Est, au niveau de la zone de fracture des Marquises (MFZ ; Fig. I.3 et I.4.). Il est probable que cette dernière héberge à une ride volcanique très jeune formée par le fonctionnement du point chaud lors de son passage à l'aplomb de la MFZ (McNutt *et al.*, 1989), qui aurait piégé les manifestations actuelles de l'activité du point chaud.

Les âges des îles marquisiennes diminuent globalement vers le Sud-Est (Brousse *et al.*, 1990 ; Desonie *et al.*, 1993 ; Guille *et al.*, 2002). Ainsi Eiao, l'île la plus occidentale et également la plus ancienne, est datée à 5,52-4,95 Ma (Caroff *et al.*, 1995 ; 1999) et l'île de Fatu Hiva, la plus orientale et donc la plus récente, est datée à 1,18 Ma (Desonie *et al.*, 1993). La corrélation entre les âges des îles volcaniques et leur distance par rapport à la zone supposée correspondre au point chaud est

nettement moins claire que pour les autres alignements de Polynésie française (Fig. I.5.). L'activité magmatique la plus récente est datée à 0,39 Ma pour des échantillons dragués sur un mont sous-marin situé à 50 km au sud-est de Fatu Hiva, à proximité de la faille transformante des Marquises (Desonie et al., 1993). En considérant ces données chronologiques, on obtient une vitesse de migration de l'activité volcanique de 104 ± 18 km/Ma, singulière par rapport à la vitesse de dérive de la croûte océanique formée à l'axe de la dorsale Pacifique.

Les caractères pétrologiques et géochimiques des laves des Marquises sont relativement complexes par rapport à ceux des magmas des autres archipels polynésiens. Les OIB des Marquises sont isotopiquement hétérogènes (Vidal et al., 1984) et la variation de leurs signatures isotopiques en Sr, Nd et Pb est expliquée par des processus de mélanges entre les composants DMM, HIMU et EM II (Duncan et al., 1986 ; Woodhead et McCulloch, 1989 ; Dupuy et al., 1989 ; 1993 ; Hart et al., 1992 ; Woodhead, 1992 ; Desonie et al., 1993 ; Hanan et Graham, 1996 ; Ielsch et al., 1998). La variabilité chimique des basaltes, depuis les tholéiites à olivines jusqu'aux basanites, est généralement attribuée à des variations de taux de fusion partielle de cette source hétérogène. Cependant, plusieurs études (Caroff et al., 1995 ; 1999 ; Le Dez et al., 1996) mettent en évidence des interactions chimiques importantes entre les magmas directement issus du point chaud et la lithosphère océanique contenant des matériaux crustaux riches en éléments incompatibles.

B-PRESENTATION DU TRAVAIL

Jusque dans les années 1990, les données sur les îles des Marquises ne provenaient essentiellement que de missions de terrain exploratoires. De ce fait, les modèles géochimiques du fonctionnement du point chaud marquisien publiés de 1986 à 1993 ne reposaient que sur un échantillonnage très partiel. Ils ont, d'une part fortement sous-estimé les interactions entre les magmas issus du point chaud et la lithosphère océanique, et d'autre part négligé la complexité de l'origine des laves évoluées (trachytes et phonolites) parfois très abondantes. Plus récemment, des études ponctuelles précises (Caroff *et al.*, 1995 ; 1999 ; Le Dez *et al.*, 1996 ; Ielsch *et al.*, 1998) ont montré que l'évolution géochimique des laves au cours du temps variait considérablement d'une île à l'autre, reflétant l'hétérogénéité à petite échelle du panache ainsi que des interactions lithosphère-asthénosphère complexes.

Le programme de cartographie des îles du groupe central des Marquises a été initié par le Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) en 2000. Ce projet visant la première édition des cartes géologiques des îles de Nuku Hiva, Ua Pou et Ua Huka a permis leur cartographie et l'étude de leurs structures, ainsi qu'un échantillonnage complet en vue d'études géochimiques détaillées.

Avant même de partir sur le terrain, un premier travail pour l'équipe « Marquises » et leurs collaborateurs a consisté en la rédaction d'une synthèse des données et travaux réalisés sur l'archipel des Marquises afin de dresser un état des lieux des connaissances de l'époque. Cette synthèse fait l'objet du premier chapitre de ce travail.

La cartographie des trois îles a été réalisée par l'équipe « Marquises » composée de Sylvain Blais, Gérard Guille, Christelle Legendre, René Maury, Philippe Rossi et Dominique Savanier au cours de plusieurs missions étalées entre 2001 et 2003. La combinaison des observations de terrain faites par l'équipe « Marquises » et des études géophysiques menées par Marc-André Gutscher permettent une approche de la structure profonde de l'archipel proposée dans le chapitre II de ce manuscrit.

La carte de Nuku Hiva, essentiellement levée par Dominique Savanier, paraîtra vraisemblablement en 2004 ; celles de Ua Huka et de Ua Pou suivront jusqu'en 2006. Un état provisoire de l'avancement de ces cartes fait l'objet du troisième chapitre de ce travail.

L'échantillonnage détaillé des îles de Ua Pou et de Nuku Hiva permet une étude détaillée de chacune d'entre elles (chapitres V et VI). Des analyses minéralogiques, chimiques (roches totales), isotopiques et géochronologiques ont été réalisées pour chacune d'entre elles.

L'intérêt majeur de ces îles est qu'elles présentent des séries évolutives aboutissant à des laves évoluées. L'île de Ua Pou présente une exceptionnelle abondance de laves évoluées avec une distribution bimodale basanite-phonolite très nette. L'île de Nuku Hiva est connue pour présenter une série alcaline continue depuis les laves mafiques jusqu'à des laves évoluées (trachytes), bien que ces dernières soient nettement moins abondantes qu'à Ua Pou. L'étude de la pétrogenèse des laves de ces îles met en évidence des processus complexes, notamment à Ua Pou dont plus de la moitié est de composition phonolitique, qui illustrent l'importance des échanges entre panache et lithosphère océanique en contexte intraplaque.

Le dernier chapitre de ce travail traite de l'hétérogénéité géochimique de l'archipel. Il intègre les nouvelles données isotopiques acquises sur les îles de Ua Pou et de Nuku Hiva, ainsi que les données de la littérature sur l'ensemble des îles de l'archipel. En supposant que l'hétérogénéité géochimique des laves des Marquises résulte du mélange en proportions variables des trois pôles mantelliques EM II, HIMU et DMM, il est possible d'en estimer les proportions et de quantifier les interactions entre le panache des Marquises et la lithosphère océanique sous-jacente.

II- ETAT DES CONNAISSANCES ACTUELLES SUR L'ARCHIPEL



HAAKAKAI TE HENUA ENANA

Les légendes, les histoires appartiennent à ceux qui savent les dire, les bien dire ... Et aussi à ceux qui savent rêver en les écoutant. Clé de voûte de la mythologie marquisienne et reflet de l'âme d'un peuple, cette légende raconte sur un mode allégorique la création des îles Marquises (Henua Enana : Terre des hommes).

A l'aube de l'humanité, le soleil brillait sur la mer, mais dans la mer, il n'y avait pas d'îles. Deux divinités, Oatea et Atuana, régnaient sur l'immensité océanique. Un jour, Atuana émit le vœu de vivre dans une maison. Oatea, son épouse, ne sut que faire. Il se résolut à recourir aux pouvoirs divins qui étaient en lui. L'emplacement fut choisi : dans le milieu de l'océan.

Oatea promit à Atuana d'achever la maison avant le lendemain à l'aube. Il se livra alors à des incantations et choisit un emplacement pour la future maison : au beau milieu de l'océan. Il commença en dressant deux poteaux et s'exclama : "Voici ŪA POU !". Il prit ensuite une poutre faîtière qu'il posa sur les deux poteaux. Après l'avoir attachée avec des cordes en fibres de coco, il dit : "Voici HIVA OA !". Il poursuivit son travail d'assemblage. En installant les chevrons, il dit : "Voici NUKU HIVA !". Il confectionna ensuite la couverture de la maison avec neuf palmes de cocotier et s'écria : "Voici FATU HIVA !". Pour enfouir les résidus végétaux qui jonchaient le sol, il creusa un trou. Atuana devina le scintillement de l'aube à l'horizon. "C'est TAHUATA (l'aurore)!", clama alors Oatea. Et Atuana d'ajouter : "Le chant de l'oiseau du matin se fait entendre!". Oatea répondit : "Voici Mohotani (MOTANE)!". Il jeta vite les déchets dans le trou et prononça : "Voici ŪA HUKA !". Dans un dernier souffle, sentant ses pouvoirs divins le quitter avec le lever du soleil, il murmura : "Voici EIAO ! (l'aube)".

Voici donc les îles au complet, toutes neuves, ruisselantes de lumière dans le soleil levant. Malgré leur dispersion géographique, les terres du HENUA ENANA forment un tout dont aucun élément ne peut être retranché sans s'effondrer.

Ce mythe fondateur assimile la création de l'archipel à l'érection d'un hae (maison). Il ne concerne que les îles qui furent jadis habitées. Motane et Eiao ne le sont plus.

Par Mate – Hakahau

ERRATUM

- Remplacer Parson et Sclater (1979) par Parson et Sclater (1977).
- Fig. 1 : L'île d'Eiao ne comprend pas de volcan interne. Cette île devrait être représentée en couleur rose de volcan bouclier. Pour cette île, remplacer le figuré de limite d'effondrement par celui de ligne de crête.
- Fig. 5. : a1 et a2 : Données des isotopes du Sr, Nd et Pb des îles marquisiennes. b1 et b2 : Comparaison avec les données des alignements polynésiens. c1 : $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ en fonction de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et c2 : $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ en fonction de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ représentés selon la nature basaltique ou évoluée des laves, lorsque celle-ci est connue.
- Référence manquante :
Smith W.H.F. et Sandwell D.T. (1997). Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. *Science* 277, 1957-1962.

Les Marquises (Polynésie française) : un archipel intraocéanique atypique *

Gérard GUILLE (1)
Christelle LEGENDRE (2)
René C. MAURY (2)
Martial CAROFF (2)
Marc MUNSCHY (3)
Sylvain BLAIS (4)
Catherine CHAUVEL (5)
Jo COTTEN (2)
Hervé GUILLOU (6)

*The Marquesas archipelago (French Polynesia):
an atypical intraoceanic linear chain*

Géologie de la France, 2002, n° 2, 5-37, 2 tabl., 5 fig., 1 pl.

Mots-clés : Synthèse bibliographique, Roche volcanique, Volcan bouclier, Placage sous-crustal, Plateau océanique, Îles Marquises

Key words: Bibliographic synthesis, Volcanic rocks, Shield volcanoes, Underplating, Oceanic plateau, Marquesas Islands

Résumé

L'archipel des Marquises, le plus septentrional des alignements volcaniques intraplaque océanique de la Polynésie française, est constitué de huit îles principales (Eiao, Nuku Hiva, Ua Huka, Ua Pou, Hiva Oa, Tahuata, Motane, Fatu Hiva) et de quelques îlots et monts sous-marins, l'ensemble s'étant édifié, entre 5,5 et 0,4 Ma, sur une croûte océanique âgée de 53 à 49 Ma.

Nous présentons une étude synthétique et une analyse critique des données géologiques, géophysiques, géochronologiques, pétrologiques et géochimiques actuellement disponibles sur l'archipel. Ce travail montre que les Marquises diffèrent, à bien des égards, des chaînes volcaniques intraocéaniques de type hawaïen, représentées en Polynésie par l'archipel de la Société et l'alignement Pitcairn - Gambier - Mururoa. Tout d'abord, l'archipel présente une direction d'ensemble atypique (N 140-150°E), à rapprocher de

la direction structurale ancienne acquise par la lithosphère océanique parallèlement à l'ancien axe d'accrétion lors du fonctionnement de la ride Pacifique-Farallon. Aucun volcanisme actif n'a été mis en évidence jusqu'à présent à son extrémité méridionale, près de la Zone de Fracture des Marquises, et les corrélations entre les âges des îles et leur distance par rapport au point chaud présumé sont moins claires que pour les archipels de type hawaïen. On n'observe pas d'atolls et la subsidence résiduelle récente des îles semble limitée. Les effondrements gravitaires des édifices volcaniques sont plus fréquents et plus importants que dans les autres archipels polynésiens. Un important épaissement crustal a été mis en évidence sous la partie centrale de l'archipel, où le Moho atteint des profondeurs de 15 à 20 km. Enfin, l'étude pétrologique et géochimique des laves constituant les différentes îles de l'archipel montre des évolutions complexes, témoignant en particulier de

l'existence d'interactions entre les magmas issus du panache et des matériaux lithosphériques enrichis en éléments incompatibles.

Deux modèles, entre lesquels il est à l'heure actuelle difficile de trancher, sont susceptibles d'expliquer la plupart des singularités de l'archipel marquisien. Le premier postule que l'épaississement crustal a été récemment acquis par un très important sous-placage de matériaux magmatiques lors du passage de la lithosphère océanique au-dessus du point chaud. Le second, au contraire, admet l'existence, non encore démontrée, d'un plateau océanique servant de substratum à l'archipel et formé à, ou près, de l'axe de la ride Pacifique-Farallon vers 50 Ma.

Abridged English version

The Marquesas archipelago is the northernmost of the five linear intraplate volcanic chains of French Polynesia. It includes eight main islands (Eiao, Nuku

* Manuscrit déposé le 4 octobre 2001, accepté le 8 mars 2002.

(1) CEA/DASE Laboratoire de Détection et de Géophysique, BP 12, 91680 Bruyères-le-Château. E-mail : guille@dase.bruyeres.cea.fr

(2) Université de Bretagne Occidentale, UMR N° 6538 « Domaines Océaniques », BP 809, 29285 Brest.

(3) Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre, Institut de Physique du Globe de Strasbourg, CNRS-ULP UMR 7516, 5 rue Descartes, 67084 Strasbourg cedex.

(4) Géosciences Rennes, UPR 4661, Université de Rennes I, 35042 Rennes Cedex.

(5) Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, Maison des Géosciences, 1381 rue de la Piscine, BP 53, 38041 Grenoble Cedex 9

(6) Laboratoire des Sciences, du Climat et de l'Environnement, Domaine du CNRS, Bât. 12, Avenue de la Terrasse, 91198 Gif-sur-Yvette Cedex.

Hiva, Ua Huka, Ua Pou, Hiva Oa, Tahuata, Motane, Fatu Hiva) and a few islets and seamounts formed between 5.5 and 0.4 Ma on a 53-49 Ma old oceanic crust generated at the axis of the Pacific-Farallon ridge.

We present here a critical review of the presently available geological, geophysical, geochronological, petrologic and geochemical data on the Marquesas archipelago. It shows that the Marquesas differ in many respects from the intraplate Hawaiian-type hotspot chains represented in Polynesia by the Society archipelago and the Pitcairn - Gambier - Mururoa linear chain. First, the Marquesas archipelago presents an unusual N140-150°E trend, which is approximately consistent with the spreading motion of the Pacific-Farallon ridge, suggesting that the emplacement of the Plio-Quaternary magmas was controlled by the tectonic features and/or the weakness zones of the underlying Pacific plate. Another characteristic feature of the Marquesas is the lack of any presently well-identified active volcanic zone at its southeastern edge, i.e. the Marquesas Fracture Zone. Moreover, the correlation between the ages of the volcanic islands and their distance to the presumed hotspot is less clear than in most Hawaiian-type linear chains. The archipelago is also devoid of any atoll, and the Pleistocene residual subsidence experienced by most islands is rather low. Another atypical feature of the Marquesas with respect to the other Polynesian hotspot chains is the frequency and major importance of gravity collapse events that have destroyed half the surface or more of some islands. In addition, seismic studies have indicated a deep crustal root below the central part of the archipelago, where the depth of the Moho reaches 15 to 20 km. Finally, the petrologic and geochemical features of the Marquesas lavas are unusually complex, and several studies point to important chemical interactions between the ascending plume-related magmas (including the oldest ones, drilled in Eiao and dated at 5.5-50 Ma) and a lithosphere containing incompatible element-enriched crustal materials.

Two alternative models may account for most of these unusual characteristics, and further dredging and geochemical studies are needed to decipher between them. The first one postulates that the

observed crustal thickening results from Plio-Quaternary magmatic underplating of gabbroic materials when the Pacific lithosphere passed over the Marquesas hotspot. The second one postulates that the origin of the crustal root was linked to the formation of an oceanic plateau, ca. 50 Ma ago, at or near the axis of the Pacific-Farallon ridge, this structure being thermally rejuvenated when it passed over the Marquesas hotspot.

Introduction

La plupart des notions relatives à l'évolution des archipels volcaniques intraplaque océanique ont été acquises d'après l'étude de l'archipel hawaïien et de la chaîne sous-marine qui le prolonge. La Polynésie française, étudiée plus récemment, ne présente pas moins de cinq chaînes linéaires attribuables au fonctionnement de points chauds (Duncan et McDougall, 1976 ; Munsch *et al.*, 1998). L'archipel de la Société et l'alignement Pitcairn-Gambier-Mururoa présentent de nombreux points communs avec l'archipel hawaïien : présence d'un point chaud bien identifié à l'extrémité la plus proche de la dorsale ; progression des âges compatible avec le déplacement de la lithosphère océanique du Pacifique au-dessus de panaches fixes ; évolution morphologique régulière depuis des volcans-boucliers jeunes vers des reliefs volcaniques résiduels entourés de récifs-barrières puis vers des atolls (Guille *et al.*, 1995 ; Munsch *et al.*, 1998 ; Guillou *et al.*, 1998). L'alignement des Tuamotu ne comporte que des atolls et l'âge des structures volcaniques sous-jacentes est très mal connu. L'archipel des Australes, déjà beaucoup plus complexe que les précédents, présente de nombreuses spécificités explicables par le passage successif de la lithosphère océanique au-dessus de deux points chauds (Guille *et al.*, 1998 ; Maury *et al.*, 2000). L'archipel des Marqueses, le plus septentrional des alignements de la Polynésie française, est aussi le plus atypique (Brousse *et al.*, 1990) : sa direction diffère de celle du vecteur du déplacement de la croûte océanique sous-jacente ; aucun volcanisme actif n'a été observé à son extrémité sud-est et la progression des âges est beaucoup moins régulière que dans les autres archipels ; on n'y observe pas d'atolls ; enfin, la pétrogenèse de ses laves est particulièrement complexe.

Le but de cet article est de présenter une synthèse des données géophysiques, géologiques, géochronologiques, pétrologiques et géochimiques actuellement disponibles sur les Marqueses, et de discuter les origines possibles de ces spécificités. L'ensemble des données analytiques, servant de base à cette synthèse ⁽¹⁾, est sur un CD Rom ou à l'adresse suivante : guille@dase.bruyeres.cea.fr

Cadre géographique et géologique

Situé entre 141° et 138° de longitude ouest et entre 7° et 11° de latitude sud, l'Archipel des Marqueses constitue l'alignement d'îles le plus septentrional de la Polynésie française.

Les îles Marqueses furent découvertes en 1595 par l'espagnol Alvaro Mendaña qui en prit possession et les nomma ainsi en l'honneur du vice-roi du Pérou, le marquis de Mendoza. Elles ne furent ensuite visitées que vers la fin du 18^{ème} siècle, successivement par Cook (1775), qui découvrit, en outre, la petite île de Fatu Huku, puis Ingraham (1791) qui visita les îles du nord de l'alignement, Marchand (1791) et Hergest (1792). Le contre-amiral Dupetit Thouars prit possession des îles au nom de la France le 1^{er} mai 1842 à Vaitahu (île de Tahuata) pour le groupe sud, et le 1^{er} juin à Taiohae (île de Nuku Hiva) pour le groupe nord.

L'archipel comprend huit îles principales : Eiao, Nuku Hiva, Ua Huka, Ua Pou, Hiva Oa, Tahuata, Motane, Fatu Hiva, auxquelles s'ajoutent quelques îlots secondaires (Hatutu, Fatu Huku) et quelques monts sous-marins (fig. 1, p.36-37).

L'isolement des Marqueses est le plus prononcé de tous les archipels intraocéaniques mondiaux si on prend, pour point de repère, l'éloignement par rapport à une côte continentale. Ainsi, la côte du Mexique, la plus proche partie du continent américain, en est distante de plus de 3 000 miles (~ 5 000 km) et les Fiji, à l'ouest, sont à environ 2 700 miles (~ 5 000 km) de l'archipel marquisien.

Le régime des pluies est très irrégulier et des variations locales existent en fonction de l'orientation aux alizés d'est

(1) Disponible en accès libre sur le site geolfrance@brgm.fr

porteurs d'eau. Ainsi, les côtes ouest de Nuku Hiva, Ua Huka, Hiva Oa, reçoivent peu d'eau et ces régions, aux forêts primitives détruites par les herbivores, sont devenues des zones désertiques dites « Terres Désertes ». Pour les mêmes raisons, les rivières qui coulent vers l'est ont un débit plus grand que celles qui coulent vers l'ouest et qui sont souvent asséchées.

La population des Marquises s'élevait, au recensement de 1996, à 8 064 habitants répartis sur six îles : Nuku Hiva (2 375 h), Ua Huka (571 h), Ua Pou (2 013 h), Hiva Oa (1 837 h), Tahuata (637 h) et Fatu Hiva (631 h) dans lesquelles elle est actuellement exclusivement cantonnée à l'aval d'un certain nombre de vallées. Les autres îles de l'archipel (Eiao, Hatutu, Motane et Fatu Huku), aujourd'hui désertes, ont été autrefois habitées ainsi qu'en témoignent de nombreux vestiges archéologiques.

Travaux antérieurs

Les premières observations sur la géologie des Marquises ont été rapportées par E.D. Jardin (1858) qui discute, dans son essai sur l'histoire naturelle de l'archipel, de la géologie de Nuku Hiva et rapporte quelques traits de Ua Huka et de Ua Pou. Les roches qu'il prélève ont été déterminées par Charles d'Orbigny (1868). Plus tard, J. P. Iddings (1916) séjourne peu de temps à Nuku Hiva et Hiva Oa et en retire une brève note. C'est seulement en 1930 qu'ont été publiées les premières études détaillées sur la géologie de quelques îles de l'alignement (Nuku Hiva, Hiva Oa, Tahuata, Fatu Hiva) par Chubb lors de l'expédition du navire britannique « St George » organisée en 1924 et 1925 par la « Scientific Expeditionary Research Association of London ». Les échantillons prélevés durant cette expédition ont été étudiés par Williams (1933). A la même époque, A. Lacroix (1928, 1931) étudie la pétrologie et la géochimie des laves de quelques îles, dont les phonolites de Ua Pou.

Par la suite, les Marquises ont été visitées par J.M. Obelliane (1955) qui, dans le cadre d'une étude systématique de la géologie des îles des établissements français de l'Océanie, dresse une ébauche de carte géologique sur les principales îles de l'alignement et par E. Aubert de la

Rüe (1959) dont le travail se limita à l'île de Hiva Oa. Dans les années 70, des campagnes de terrain ont été entreprises sur l'ensemble des îles de l'archipel et en particulier par R. Brousse (Université de Paris-Sud, Orsay) en 1972 et 1973 (géologie, volcanologie, pétrographie), par R.A. Duncan en 1975 (géo-chronologie) ainsi que par H.G. Barseczus (Université de Montpellier et ORSTOM) en 1981 (géophysique et géochimie). Ces missions ont permis de collecter un échantillonnage important qui a, par la suite, fait l'objet de nombreuses publications qui ont largement contribué à enrichir les connaissances sur le volcanisme des îles marquisiennes. Signalons également la mission géologique et géophysique du Commissariat à l'Energie Atomique (CEA) et du Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) qui réalisa en 1972-1973, sur l'île de Eiao, trois forages carottés. Ces forages profonds ont fait l'objet d'études détaillées (Caroff, 1991 ; Caroff *et al.*, 1991 ; Caroff, 1992 ; Caroff *et al.*, 1995, 1999) et sont encore, à l'heure actuelle, les seuls disponibles sur l'archipel.

Plus récemment des études ont été entreprises dans le domaine de la géophysique marine, notamment par McNutt *et al.* (1989) sur la terminaison sud-est de l'alignement et sur le fonctionnement du point chaud marquisien, et par divers auteurs (Filmer *et al.*, 1993, 1994 ; Wolfe *et al.*, 1994 ; Caress *et al.*, 1995 ; Bonneville et Sichoix, 1998 ; Gutscher *et al.*, 1999 ; McNutt et Bonneville, 2000) sur la structure crustale de l'archipel.

Géologie et géophysique marines

S'étendant seulement sur 350 km depuis l'île de Eiao au Nord-Ouest jusqu'à l'île de Fatu Hiva au Sud-Est, l'alignement des Marquises présente une orientation moyenne N140-150°E (fig. 1, p. 36-37) tout à fait insolite car franchement oblique au regard de l'orientation N115° ± 5°E des autres alignements du Pacifique central (Société, Australes-Cook, Pitcairn-Gambier-Mururoa, Hawaii) et de la direction de dérive de la lithosphère Pacifique en Polynésie depuis la base du Miocène. Cette orientation moyenne N140-150°E diffère également, à un moindre degré, de la direction structurale ancienne acquise par la croûte océanique

parallèlement à l'ancien axe d'accrétion lors du fonctionnement de la ride Pacifique-Farallon (N160°-170°E, direction de la ride sous-marine de l'Empereur). Cette particularité est susceptible de refléter le rôle prépondérant des zones de faiblesse préexistantes de la lithosphère qui auraient canalisé préférentiellement le volcanisme marquisien alors que la plaque Pacifique se déplaçait dans la direction N115 ± 5°E (Crough et Jarrard, 1981 ; McNutt *et al.*, 1989 ; Brousse *et al.*, 1990). Ces zones de faiblesse ont été associées à une structure volcanique linéaire N140°E qui pourrait représenter la trace du fonctionnement d'un point chaud d'âge Crétacé et qui serait ainsi analogue au linéament lithosphérique N145-150°E découvert au sud de l'alignement des Australes-Cook (Diament et Baudry, 1987 ; Brousse *et al.*, 1990). Plus récemment, Gutscher *et al.* (1999) ont proposé que l'archipel repose sur un petit plateau océanique né entre 50 et 45 Ma à proximité immédiate de l'axe de la dorsale Pacifique-Farallon, suite à l'activité d'un point chaud dont la direction N140-150°E pourrait représenter la trace.

Trois zones géographiquement distinctes et isolées les unes des autres par l'isobathe 3 000 m (fig. 1, p. 36-37), peuvent être distinguées :

La zone nord se compose des îles de Eiao et Hatutu qui représentent les structures résiduelles de volcans aériens autrefois bien plus développés. Elle comprend également le Motu One, îlot constitué par un banc de sable, et plusieurs hauts fonds volcaniques dont le banc Jean Goguel et le banc Clark qui culminent à très faible profondeur et pourraient représenter les vestiges de volcans autrefois aériens et à présent immergés sous les effets conjugués de la subsidence et de l'érosion.

La zone centrale comprend essentiellement les îles de Nuku Hiva, Ua Huka et Ua Pou au relief volcanique encore bien conservé. Nuku Hiva et Ua Huka se composent de deux grands volcans emboîtés qui témoignent d'une édification aérienne polyphasée. L'île de Ua Pou présente une morphologie volcanique tout à fait particulière caractérisée notamment par l'abondance de protrusions phonolitiques. L'îlot volcanique de Hautu Iti et quelques hauts fonds (Banc Lawson, Banc Dumont-d'Urville) complètent la description de cette zone.

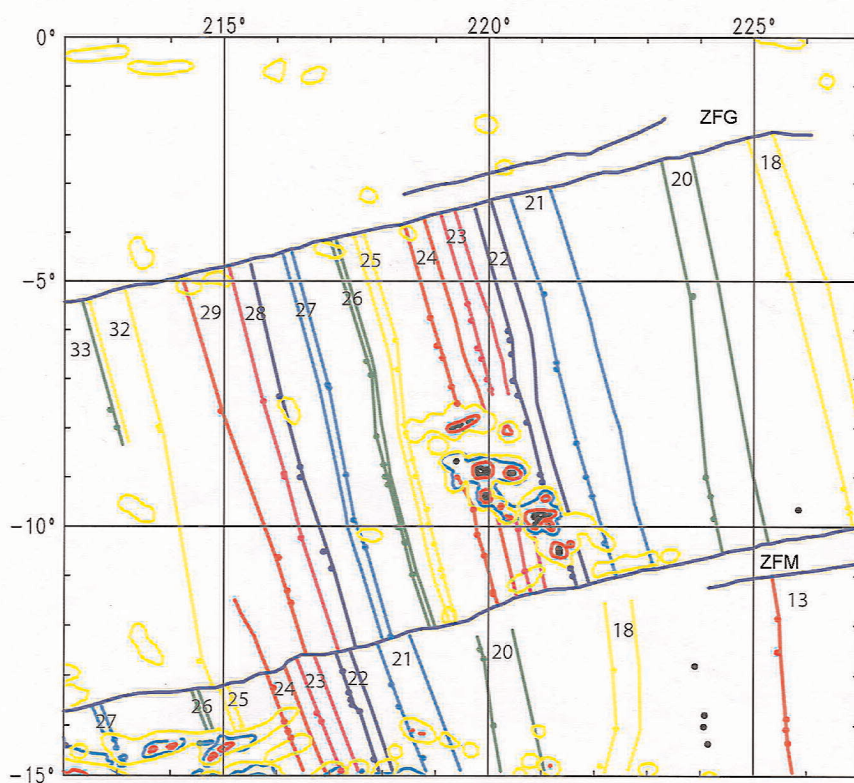


Fig. 2.- Linéations magnétiques avec numérotation standard, zones de fracture et bathymétrie de la région des Marquises.

Fig. 2.- Numbered magnetic lineations, fracture zones and bathymetry of the Marquesas region.

La zone sud enfin comporte en particulier la grande île de Hiva Oa, les îles de Tahuata et Fatu Hiva et les îlots inhabités de Fatu Huku et Motane.

Structure de la croûte océanique

Le segment de croûte océanique supportant les Marquises, large d'environ 800 km, est limité par deux grandes zones de fracture bien identifiées, la Zone de Fracture des Galapagos (ZFG) au nord et la Zone de Fracture des Marquises (ZFM) au sud (fig. 2). Ces deux zones de fracture sont composées, en certains secteurs, de plusieurs segments, ce qui s'explique par un ancien changement de direction de l'expansion océanique (McCarthy *et al.*, 1996). Morphologiquement, la zone de fracture des Marquises correspond à une ride au sud et à un fossé au nord alors que c'est le contraire pour la zone de fracture des Galapagos avec une ride au nord et un fossé au sud (Jordahl *et al.*, 1995 ; McNutt *et al.*, 1989). L'amplitude de ces reliefs peut atteindre 1000 m. Cette morphologie des deux zones de fracture s'explique bien par la prise en compte du modèle de

contraction thermique et d'approfondissement de la lithosphère avec l'âge (Parson et Sclater, 1979) ainsi que de la différence d'âge entre le segment des Marquises et ses deux voisins : celui des Galapagos et celui des Tuamotu (Sandwell, 1982). Le segment au sud de la zone de fracture des Marquises est plus jeune de 24 Ma que son équivalent nord et le segment au nord de la zone de fracture des Galapagos est plus jeune de 11 Ma que son équivalent sud.

L'identification des anomalies magnétiques pour le segment des Marquises est relativement aisée étant donné le nombre assez important des données magnétiques disponibles et de leur caractère assez simple permettant d'identifier la séquence complète des anomalies 18 à 33 (Munsch *et al.*, 1998). Cette interprétation apporte plus de détail par rapport à ce qui avait été publié précédemment mais ne change pas les interprétations (Kruse, 1988 ; Cande *et al.*, 1989 ; Cornaglia, 1995). La vitesse d'expansion est celle d'une dorsale rapide et, pour la séquence des anomalies 18 à 33, elle se divise en deux périodes : 55 km/Ma de l'anomalie 18 (38,4 Ma sur l'échelle de

Cande et Kent, 1992) à l'anomalie 23 (50,8 Ma) et 35 km/Ma entre l'anomalie 26 (58 Ma) et l'anomalie 33 (74 Ma). Entre ces deux périodes, le taux d'expansion diminue régulièrement. Les édifices des Marquises sont construits sur une croûte océanique d'âge compris entre 49 (anomalie 21) et 53 Ma (anomalie 24). Pour le segment situé au nord de celui des Marquises, nous ne proposons pas d'identifications, l'interprétation étant rendue très difficile par la proximité de l'équateur magnétique : la dorsale étant globalement orientée nord-sud, les anomalies magnétiques ont une amplitude très faible. Au nord du segment des Marquises, nous avons repris l'interprétation faite par Munsch *et al.* en 1998 (fig. 2).

La structure et l'épaisseur de la croûte de l'archipel marquisien ont fait l'objet de nombreux travaux récents. Le résultat majeur est indéniablement la mise en évidence, par imagerie sismique (Filmer *et al.*, 1993 ; Caress *et al.*, 1995) d'un important épaissement crustal sous la partie centrale de l'archipel, où le Moho atteint des profondeurs de 15 à 20 km. Cet épaissement a été attribué principalement 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 ajouterait une composante d'épaissement superficiel dû aux effondrements gravitaires des édifices volcaniques, qui auraient 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), au contraire, l'essentiel de l'épaissement de la racine crustale serait antérieur au passage au-dessus du point chaud : il traduirait ainsi 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.

La zone de fracture des Marquises

Au sud-est de l'alignement, la Zone de Fracture des Marquises (ZFM) est occupée en son centre par une ride (RZFM) longue de 350 km et large de 20 km, pour une hauteur de 1,5 km, limitée par des pentes qui varient entre 11° au nord et 14° au sud (Monti et Pautot, 1973 ; Pautot et Dupont, 1974 ; McNutt *et al.*, 1989). Son toit, globalement arrondi,

est surmonté de petits cônes. La topographie, au sud de la ride, est celle d'une croûte vieille de 40 à 50 Ma, recouverte de sédiments, et au nord, celle d'une carapace de laves sans sédiments pélagiques. Des laves datées entre 0,48 et 0,39 Ma ont été draguées en 1987 (expédition Crossgrain), par environ 3 000 m de profondeur, sur un petit mont sous-marin situé à 50 km au sud-est de l'île de Fatu Hiva (Desonie *et al.*, 1993). Plus récemment en 1991, des échantillons de verre basaltique frais ont été prélevés à une vingtaine de kilomètres au nord-ouest de la ride de la zone de fracture. Il est fort probable que celle-ci soit une très jeune ride volcanique formée par le fonctionnement du point chaud lors de son passage à l'aplomb de la Zone de Fracture des Marquises.

L'intensité du panache mantellique marquisien serait faible en comparaison de celle du point chaud hawaïen et ne permettrait pas une pénétration continue dans le temps des magmas à travers la lithosphère océanique, en l'absence de zones de faiblesse l'affectant. Des interactions similaires entre point chaud et zone de fracture ont été discutées dans l'alignement de Hawaii et des Musician Seamounts (Epp, 1984 ; Sager et Springle, 1987).

Les formations récifales et les variations du niveau marin

Le très faible développement des formations récifales permet de distinguer l'Archipel des Marquises des autres régions de Polynésie. Bien que les organismes constructeurs (lithothamniées et autres algues calcaires, coraux) soient présents pratiquement sur toutes les îles, ils ne constituent pas de véritables récifs et même ne parviennent à former des constructions de type récifal que dans des cas assez rares. Les véritables crêtes algales sont absentes aux Marquises et c'est l'un des traits essentiels de la morphologie côtière de ces îles.

Dès 1928, W. Davis avait signalé l'existence autour de l'île de Nuku Hiva de banquettes sous-marines par 80-90 m de profondeur, observation confirmée, au nord de cette île, par l'expédition CAPRICORN organisée en 1988 par la Scripps Institution of Oceanography. Les données relevées ont permis de préciser que ces banquettes constituent une structure carbonatée continue autour de chaque île. On observe ainsi une terrasse sous-marine

subhorizontale dont le rebord se trouve sous 95 ± 5 m d'eau, à 1 ou 2 miles du trait de côte moyen. Cette terrasse se raccorde à la côte par des pentes faibles ; vers le large elle se termine par un escarpement très raide dont témoignent les profils d'écho-sondeurs. Les profils enregistrés sont tout à fait semblables à ceux que l'on obtient à proximité des atolls des Tuamotu ou des îles hautes entourées de récifs barrières affleurants, avec une pente régulière de l'ordre de 50 %. A la fin de la dernière glaciation, il y a 20 000 ans, le niveau de l'océan mondial se trouvait à 120 ± 5 m au-dessous du niveau actuel (Guilcher, 1988 ; Bard *et al.*, 1996a). Lorsque la déglaciation s'est produite, des quantités considérables d'eau froide de fusion ont été déversées dans l'océan dont le niveau s'est élevé très rapidement (Bard *et al.*, 1996b). Dans le Pacifique sud, les glaciers chiliens atteignaient la latitude de 40° sud et leur fusion s'est traduite par l'introduction d'énormes quantités d'eau glacée dans le courant du Chili-Pérou.

Les conditions thermiques, présentes il y a 20 000 ans aux Marquises, étaient donc compatibles avec l'existence d'un récif barrière corallien autour de ces îles hautes. Mais de façon paradoxale, le réchauffement global du climat provoquant la déglaciation a entraîné un refroidissement notable de la partie orientale du gyre océanique centré sur l'île de Pâques. En effet, l'injection dans le courant du Chili-Pérou des eaux glacées de fusion des glaciers chiliens, puis de la calotte antarctique, a entraîné un abaissement de la température et de la salinité de la couche de surface, cette « langue froide » s'étirant ensuite vers l'ouest en bordure sud du courant équatorial jusqu'aux Marquises.

Pendant la première phase modérée de déglaciation, la température océanique autour des Marquises a pu se maintenir entre 18 et 22°C , tandis que la croissance des coraux compensait la lente montée du niveau océanique : le récif barrière a pu ainsi s'élever de 25 m, de son niveau initial (- 120 m) jusque vers 95 m, scénario en accord avec les courbes de Fairbanks et de Bard *et al.*, (1996a). A -14 000 ans, intervient une brutale augmentation de la montée du niveau marin liée à l'augmentation concomitante du volume d'eau glacée (de fusion) atteignant l'océan. La température océanique autour des Marquises serait alors devenue inférieure à 18°C , limite létale des coraux

tropicaux : l'écosystème algo-corallien aurait donc été tué par la baisse de température, au moment même d'une élévation très rapide du niveau marin. Lorsqu'à l'issue de la 2^{ème} phase de déglaciation rapide (-8 000 ans), la vitesse de montée des eaux s'est ralentie et que la température des eaux océaniques autour des Marquises est redevenue supérieure à $18-20^\circ\text{C}$, le récif barrière se trouvait sous une épaisseur de 70 à 80 m d'eau, profondeur trop importante pour qu'un écosystème corallien puisse recoloniser ce qui était alors devenu un récif barrière ennoyé et mort (Rougerie *et al.*, 1992).

Par ailleurs, on observe sur la plupart des îles l'existence d'une très nette plate-forme d'abrasion marine des unités volcaniques, située entre 2 et 5 m au-dessus du niveau marin actuel et qui pourrait s'être formée lors de la période de haut niveau marin à - 120 000 ans (stade 5.5 de Bard *et al.*, 1996a). Si cette observation est confirmée, elle impliquerait, combinée à celle de la banquette sous-marine, l'absence de subsidence notable de l'archipel au cours des derniers 120 000 ans.

Les effondrements de flancs

Les îles des Marquises montrent des structures volcaniques polyphasées généralement concentriques et séparées par des caldeiras associées à des glissements sectoriels gravitaires (Filmer *et al.*, 1994 ; Le Dez *et al.*, 1996). Des caldeiras, ouvertes sur la mer, se retrouvent sur l'ensemble d'entre elles (Brousse *et al.*, 1978a, 1990 ; Diraison, 1991 ; Filmer *et al.*, 1994 ; Wolfe *et al.*, 1994) et sont interprétées comme résultant d'une déstabilisation, par l'effondrement gravitaire, de l'édifice sous son propre poids (Moore *et al.*, 1989, 1994). Elles auraient conduit à la formation de l'épais tablier archipélagique présent au niveau de l'archipel (Filmer *et al.*, 1994 ; Wolfe *et al.*, 1994).

Structure, chronologie et pétrologie des îles

Le groupe septentrional

Eiao

Découverte en 1797, d'abord par Ingraham et ensuite par Marchand, l'île de Eiao ($140^\circ 42' \text{W}$ et $8^\circ 00' \text{S}$), dont la forme

AUTEURS	ANNEE	PUBLICATION	MAJEURS	TRACES	TERRES RARES	ISOTOPES
EIAO						
Demange	1973	Rapport CEA/BRGM	30	----	----	----
Liotard et Barszczus	1984	C. R. Acad. Sci.	13	13	----	----
Liotard <i>et al.</i>	1986	Contrib. Miner. Petrol.	3	3	3	----
Vidal <i>et al.</i>	1987	Bull. Soc. géol. Fr.	----	----	----	2
Dupuy <i>et al.</i>	1987	Earth Planet. Sci. Lett.	----	----	----	2
Liotard	1988	Thèse	4	4	1	----
Dupuy <i>et al.</i>	1989	Chem. Geol.	1	1	1	----
Diraison	1991	Thèse Univ. Bretagne Oc.	4	4	----	----
Caroff	1992	Thèse Univ. Bretagne Oc.	135	135	----	19
Caroff <i>et al.</i>	1995	J. Petrol.	38	38	32	19
Caroff <i>et al.</i>	1999	Lithos	62	62	62	----
HATUTU						
Liotard et Barszczus	1983a	C. R. Acad. Sci.	15	15	----	----
Liotard <i>et al.</i>	1986	Contrib. Miner. Petrol.	5	5	5	----
Vidal <i>et al.</i>	1987	Bull. Soc. géol. Fr.	----	----	----	3
Dupuy <i>et al.</i>	1987	Earth Planet. Sci. Lett.	----	----	----	3
Liotard	1988	Thèse Univ. Montpellier II	3	3	1	----
Banc J. Goguel						
Barszczus et Liotard	1984	C. R. Acad. Sci.	5	5	----	----
Liotard <i>et al.</i>	1986	Contrib. Miner. Petrol.	2	2	2	----
Vidal <i>et al.</i>	1987	Bull. Soc. géol. France	----	----	----	2
Dupuy <i>et al.</i>	1987	Earth Planet. Sci. Lett.	----	----	----	2
NUKU HIVA						
Lacroix	1926	3ème Pan. Congr. Tokyo	6	----	----	----
Lacroix	1928	C. R. Acad. Sci.	5 + 6	----	----	----
Chubb	1930	Bernice P. Bishop Mus.	5 + 1	----	----	----
Demange	1973	Rapport CEA/BRGM	17	----	----	----
Duncan	1975	Thèse Univ. Canberra	11	11	----	----
Brousse <i>et al.</i>	1978b	Cahiers du Pacifique	21 + 33	----	----	----
Maury <i>et al.</i>	1978	Bull. Volcanol.	13	13	----	----
Vidal <i>et al.</i>	1984	Nature	----	----	----	6
Liotard <i>et al.</i>	1986	Contrib. Miner. Petrol.	5	5	5	----
Vidal <i>et al.</i>	1987	Bull. Soc. géol. Fr.	----	----	----	2 + 1
Dupuy <i>et al.</i>	1987	Earth Planet. Sci. Lett.	----	----	----	3
Liotard	1988	Thèse Univ. Montpellier II	2	2	2	----
Diraison	1991	Thèse Univ. Bretagne Oc.	9	9	----	----
Woodhead	1992	Contrib. Miner. Petrol.	---	6	----	6
Le Dez	1992	DEA Univ. Bretagne Oc.	36	36	36	----
Cotten <i>et al.</i>	1995	Chem. Geol.	1 + 1	2 + 1	2 + 1	1
Le Dez	1996	Thèse Univ. Bretagne Oc.	16 + 36	16 + 36	16 + 36	11
Le Dez <i>et al.</i>	1996	Bull. Soc. géol. Fr.	21	21	21	11
UA POU						
Lacroix	1928	C. R. Acad. Sci.	2	----	----	----
Lacroix	1931	C. R. Acad. Sci.	7 + 1	----	----	----
Bishop et Wooley	1973	Contrib. Miner. Petrol.	24	24	----	----
Demange	1973	Rapport CEA/BRGM	8	----	----	----
Brousse	1978	Cahiers du Pacifique	9 + 41	24	----	----
Vidal <i>et al.</i>	1984	Nature	----	----	----	5
Liotard <i>et al.</i>	1986	Contrib. Miner. Petrol.	4	4	4	----
Duncan <i>et al.</i>	1986	Nature	----	----	----	14
Vidal <i>et al.</i>	1987	Bull. Soc. géol. Fr.	----	----	----	5 + 2
Dupuy <i>et al.</i>	1987	Earth Planet. Sci. Lett.	----	----	----	7
Liotard	1988	Thèse Univ. Montpellier II	2 + 4	2 + 4	2 + 4	----
Dupuy <i>et al.</i>	1989	Chem. Geol.	4	4	4	----
Diraison	1991	Thèse Univ. Bretagne Oc.	2	2	----	----
Kogiso <i>et al.</i>	1997	J. Geophys. Res.	15	15	2	1
Dragages						
Desonie <i>et al.</i>	1993	J. Geophys. Res.	6	6	6	5

Tabl. 1.- Synthèse bibliographique et bilan des analyses géochimiques publiées sur l'ensemble des îles et monts sous-marins de l'archipel des Marquises. Les chiffres en italiques correspondent au nombre d'analyses déjà publiées.

Table 1.- Bibliographic synthesis and summary of published geochemical analyses for all the islands and seamounts of the Marquesas archipelago. Figures in italics represent the number of published already analyses.

rappelle celle d'un croissant orienté SW-NE, a une longueur d'environ 13 km pour une largeur moyenne de 3,5 km et culmine, dans sa partie nord-ouest, à 578 m (mont Muktiketike). On y distingue un « plateau » assez ondulé, d'altitude variant de 300 à 500 m, plus ou moins incliné vers le nord-ouest et bordé par de hautes falaises. Il n'y a pratiquement pas de vallées et l'accès à l'île est extrêmement difficile : les seules baies utilisables se situent au nord de l'île (Kaavaione, Avaneo, baie du Charner) et à l'ouest (Vaituha). Cette dernière semble avoir été, par le passé, le principal point de débarquement.

L'île est aujourd'hui déserte mais elle a été occupée à diverses époques, comme en témoignent d'assez nombreuses traces d'installation humaine.

Historique des travaux

L'île de Eiao a été visitée en 1955 par J.M. Obellianne qui en a donné une description très succincte et signalé la présence de basaltes essentiellement, de quelques océanites ainsi que d'un trachyte échantillonné en éboulis dans la baie de Vaituha puis en 1972 par R. Brousse dont certains prélèvements ont été datés

(Brousse et Bellon, 1974). Durant la même période (1972-1973), trois forages carottés profonds (Dominique au nord, près de la baie de Avaneo ; Sophie au centre et Naore au sud) furent réalisés à l'initiative du CEA et du BRGM. Ces forages atteignirent les profondeurs de 500 m (Sophie) et 800 m (Dominique et Naore) et leur suivi géologique (Demange 1973 ; Dague, 1973) révéla la grande abondance des basaltes et des océanites mis en place sous forme de coulées sub-aériennes. En 1980, H.G. Barszczus préleva, dans la baie de Vaituha, quelques échantillons qui furent étudiés par la suite (tabl. 1). Enfin, en 1990, l'étude des forages carottés a été reprise sous l'aspect chronologique, pétrologique et géochimique (Caroff, 1991 ; Caroff *et al.*, 1991, 1995, 1999).

Structure

L'île de Eiao peut être regardée comme le reliquat de la partie nord-ouest d'un volcan effondré d'un diamètre d'environ 25 km. Les falaises côtières permettent de distinguer une alternance de scories et de coulées basaltiques, de type pahoehoe, présentant fréquemment, à leur base, des tubes de lave quasi-horizontaux dont l'épaisseur peut atteindre plusieurs mètres. L'ensemble est recoupé par un réseau de dykes de directions radiales qui convergent vers un point situé en mer au sud-est de l'île ainsi que par des failles de directions parallèles aux murs de la caldeira (Brousse et Bellon, 1974 ; Liotard et Barszczus, 1984).

Chronologie

Deux séries de datations doivent être prises en compte. En premier lieu, celles réalisées sur des échantillons prélevés en surface par R. Brousse en 1972 au niveau d'une coupe géologique réalisée depuis la baie de Vaituha au nord-ouest de l'île et dont les résultats publiés varient entre 8,72 et 4,99 Ma (Brousse et Bellon, 1974 ; Brousse *et al.*, 1990). Reprenant cet échantillonnage, Diraison (1991) élimine, sur des critères de qualité d'échantillons certains résultats et met en évidence deux phases majeures d'édification séparées par un paléosol : de 5,80 à 5,70 Ma et de 5,30 et 5,00 Ma.

La deuxième série de datations, réalisée sur des échantillons prélevés sur les forages carottés, présentent des résultats

qui varient entre $5,52 \pm 0,05$ Ma et $4,95 \pm 0,04$ Ma (Caroff *et al.*, 1999). Une étude plus fine a été faite sur le forage Dominique avec des valeurs qui s'échelonnent entre $5,49 \pm 0,05$ Ma (tholéiite à quartz à 754,5 m) ; $5,44 \pm 0,04$ Ma (trachyte à 577,0 m) et $5,26 \pm 0,06$ Ma (basalte alcalin à 56,8 m) et qui sont en parfait accord avec la position stratigraphique des échantillons. Cependant, la période d'activité ainsi délimitée est significativement plus courte que celle déduite des résultats obtenus sur les prélèvements de surface (Caroff *et al.*, 1999).

Pétrologie et géochimie

Des analyses réalisées à partir de l'échantillonnage effectué par H.G. Barszczus en 1980 et l'étude des forages carottés (tabl. 1) montrent que l'île de Eiao présente une remarquable diversité pétrologique et géochimique (fig. 3).

Trois types de basaltes (tholéiites à quartz, tholéiites à olivine et basaltes alcalins), trois groupes de laves intermédiaires et un trachyte ont été identifiés sur une même verticale. Ces ensembles, qui correspondent à des unités stratigraphiques distinctes, se sont mis en place en un laps de temps relativement bref (340 000 ans). Chaque groupe se caractérise par une minéralogie, une composition isotopique (Sr, Nd, Pb) et des valeurs des rapports d'éléments en trace spécifiques (Caroff *et al.*, 1995).

Cette étonnante complexité, sans équivalent connu en Polynésie française à une échelle aussi réduite, est interprétée de la façon suivante :

- les plus anciennes laves forées, les tholéiites à quartz, dérivent de la fusion d'un manteau contenant un composant HIMU ;
- un premier processus de contamination couplée à la cristallisation fractionnée (AFC) affecte des magmas de type tholéiite à quartz vers 5,50 Ma. Le contaminant serait une roche crustale riche en apatite (Caroff *et al.*, 1995) ;
- la source mantellique subit une modification chimique vers 5,40 Ma (déplacement vers un pôle enrichi EM II). Le magma produit par cette source subit un processus d'AFC à partir d'un contaminant de même nature que précédemment ;

AUTEURS	ANNEE	PUBLICATION	MAJEURS	TRACES	TERRES RARES	ISOTOPES
DUMONT D'URVILLE						
Desonie <i>et al.</i>	1993	J. Geophys. Res.	2	2	2	1
UA HUKA						
Lacroix	1928	C. R. Acad. Sci.	4	----	----	----
Chubb	1930	Bernice P. Bishop Mus.	2	----	----	----
Duncan	1975	Thèse Canberra	2	2	----	----
Brousse <i>et al.</i>	1978	Cahiers du Pacifique	9 + 4	----	----	----
Vidal <i>et al.</i>	1984	Nature	----	----	----	2
Vidal <i>et al.</i>	1987	Bull. Soc. Géol. Fr.	----	----	----	2
Dupuy <i>et al.</i>	1987	Earth Planet. Sci. Lett.	----	----	----	2
Diraison	1991	Thèse Univ. Bretagne Oc.	4	4	----	----
Woodhead	1992	Contrib. Miner. Petrol.	----	2	----	2
Ielsch	1996	DEA Univ. Bretagne Occ.	29 + 41	29 + 41	63	7 + 4
Ielsch <i>et al.</i>	1998	C. R. Acad. Sci.	9	9	9	----
FATU HUKU						
Liotard <i>et al.</i>	1983b	C. R. Acad. Sci.	13	13	----	----
Liotard <i>et al.</i>	1986	Contrib. Miner. Petrol.	1 + 2	1 + 2	3	----
Vidal <i>et al.</i>	1987	Bull. Soc. Géol. Fr.	----	----	----	3
Dupuy <i>et al.</i>	1987	Earth Planet. Sci. Lett.	----	----	----	3
Liotard	1988	Thèse Univ. Montpellier II	2	2	1	----
Dupuy <i>et al.</i>	1989	Chem. Geol.	1	1	----	----
HIVA OA						
Chubb	1930	Bernice Bishop P. Mus.	2	----	----	----
Duncan	1975	Thèse Univ. Canberra	7	7	----	----
Brousse <i>et al.</i>	1978d	Cahiers du Pacifique	28 + 2	----	----	----
Gonzales-Marabal	1984	Thèse Univ. Paris-Sud	47 + 24	----	----	----
Liotard <i>et al.</i>	1986	Contrib. Miner. Petrol.	5	5	4	----
Vidal <i>et al.</i>	1987	Bull. Soc. Géol. Fr.	----	----	----	3
Dupuy <i>et al.</i>	1987	Earth Planet. Sci. Lett.	----	----	----	3
Liotard	1988	Thèse Univ. Montpellier II	4	4	1	----
Diraison	1991	Thèse Univ. Bretagne Oc.	16	16	----	----
Woodhead	1992	Contrib. Miner. Petrol.	----	4	----	4
Cotten <i>et al.</i>	1995	Chem. Geol.	4	4	4	2
Le Dez	1996	Thèse Univ. Bretagne Oc.	50 + 1	50 + 1	50 + 1	5 + 8
Kogiso <i>et al.</i>	1997	J. Geophys. Res.	8	8	4	----
TAHUATA						
Chubb	1930	Bernice Bishop P. Mus.	1	----	----	----
Duncan	1975	Thèse Univ. Canberra	4	4	----	----
Brousse	1978	Cahiers du Pacifique	12 + 1	----	----	----
Diraison	1991	Thèse Univ. Bretagne Oc.	4	4	----	----
Woodhead	1992	Contrib. Miner. Petrol.	----	2	----	2
Cotten <i>et al.</i>	1995	Chem. Geol.	2	2	2	----
Dragages						
Desonie <i>et al.</i>	1993	J. Geophys. Res.	5	4	4	4
MOTANE						
Brousse	1978	Cahiers du Pacifique	6	----	----	----
Diraison	1991	Thèse Univ. Bretagne Oc.	4	4	----	----
FATU HIVA						
Chubb	1930	Bernice Bishop P. Mus.	3	----	----	----
Duncan	1975	Thèse Univ. Canberra	2	2	----	----
Brousse	1978	Cahiers du Pacifique	17 + 3	----	----	----
Diraison	1991	Thèse Univ. Bretagne Oc.	7	7	----	----
Woodhead	1992	Contrib. Miner. Petrol.	----	2	----	2
Dragages						
Desonie <i>et al.</i>	1993	J. Geophys. Res.	7	4	4	5
MOTU NAO						
Desonie <i>et al.</i>	1993	J. Geophys. Res.	3	3	3	1
SEAMOUNT						
Desonie <i>et al.</i>	1993	J. Geophys. Res.	6	6	6	2

Tabl. 1 (suite)

- enfin, après une période d'émission de laves non contaminées, un dernier processus d'AFC fait, cette fois, intervenir un contaminant crustal de nature différente (pluton leucocrate), ce qui donne naissance à environ 5,30 Ma à des hawaïites et mugéarites dont la chimie est très particulière (Caroff *et al.*, 1999) ;
- ces différents épisodes d'AFC, qui permettent l'assimilation de deux types de roches crustales, se traduisent d'un point de vue isotopique par un déplacement des compositions des laves résultantes vers un pôle appauvri DMM (Caroff *et al.*, 1995).

L'exemple de l'île de Eiao montre que l'hétérogénéité géochimique n'est pas l'apanage exclusif des magmas basaltiques, mais que les processus conduisant à cette diversification continuent d'intervenir au niveau des laves intermédiaires. La part des phénomènes d'origine profonde et des interactions crustales dans la genèse de ces hétérogénéités reste à déterminer dans le cas des magmas intermédiaires.

D'importantes variations géochimiques apparaissent durant un temps assez court ($0,34 \pm 0,13$ Ma). En particulier les basaltes inférieurs diffèrent des basaltes supérieurs par des concentrations

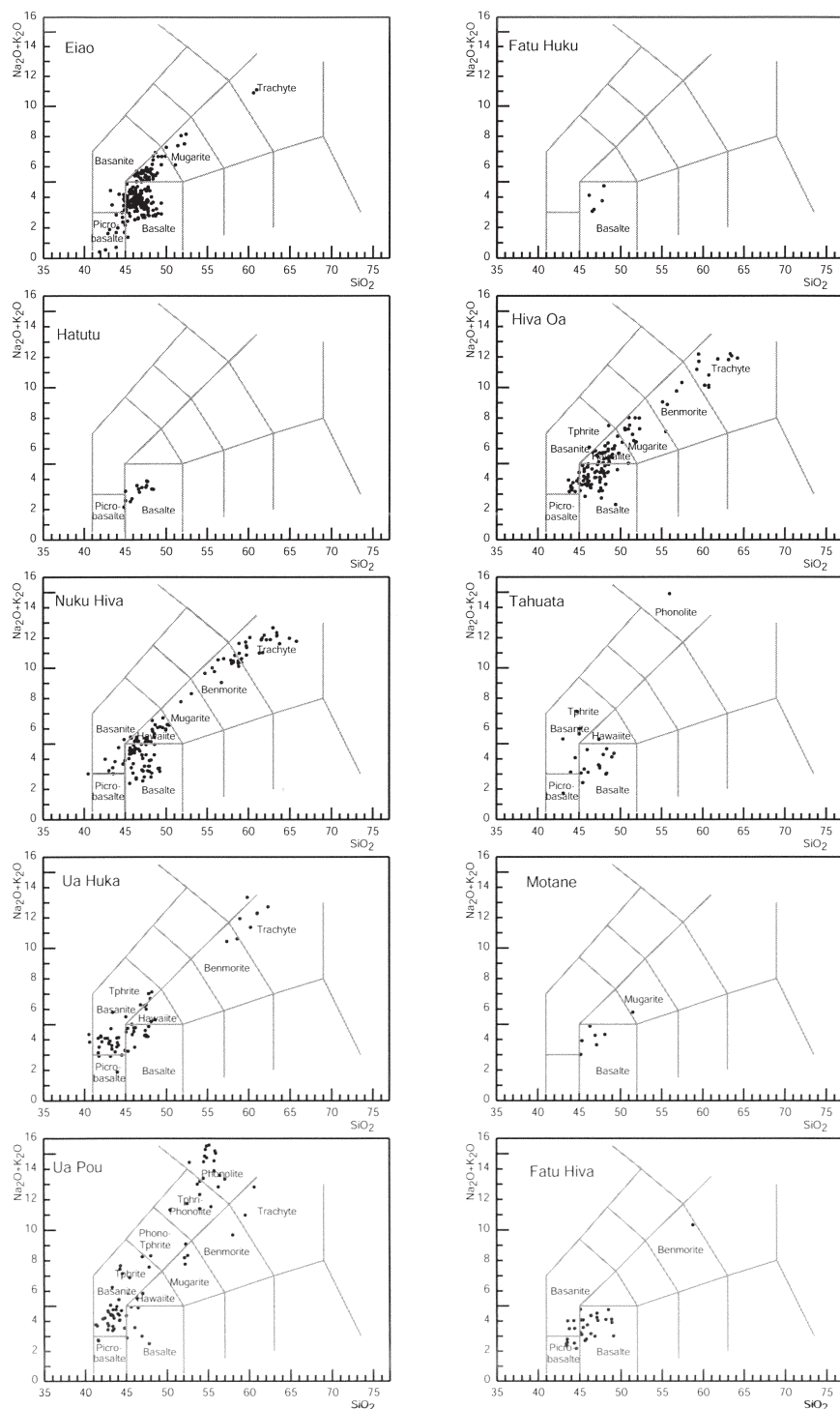


Fig. 3.- Diagrammes alcalins-silice des différentes îles de l'archipel. L'origine des données est indiquée tableau 1.

Fig. 3.- Na_2O+K_2O vs. SiO_2 plot (units in wt %) for the Marquesas Islands. Data taken from different sources (Table 1).

plus faibles en éléments incompatibles et par une signature isotopique du Sr, Nd et Pb plus proche du pôle HIMU tandis que les basaltes supérieurs s'approchent davantage du pôle EM II. Les différences

chimiques entre les deux groupes de basalte sont compatibles avec une décroissance du degré de fusion partielle de sources isotopiquement hétérogènes (Caroff *et al.*, 1995).

Hatutu

L'îlot inhabité de Hatutu ($140^{\circ} 34' W$ et $7^{\circ} 54' S$), encore appelé Hatutaa est situé à quelques kilomètres au nord-est de l'île de Eiao et a été découvert en 1791 par Ingraham. Sa forme est celle d'un croissant orienté SW-NE, concave vers le nord-ouest avec une longueur qui atteint 5,5 km pour une largeur moyenne de 1,1 km et une superficie de 4 km². Il culmine à son extrémité nord à 428 m et représenterait le pan sud-est résiduel d'un volcan à présent presque entièrement immergé.

Cet îlot a été visité par J.M. Obellianne (1955) qui en donne une description très succincte et, dans le cadre de la mission Marqueses du B.C.B. Marara (1980), par H.G. Barszczus qui, dans la crique située à l'extrémité sud de l'île, a prélevé quelques échantillons qui furent analysés par la suite (tabl. 1 et fig. 3). Deux coulées basaltiques sont datées à 4,90 et 4,70 Ma (Brousse *et al.*, 1990) et semblent donc être plus récentes que la phase d'activité de l'île voisine de Eiao (5,52 à 4,95 Ma). Toutes les laves échantillonnées sont à hypersthène normatif à l'exception d'une et aucun terme différencié n'apparaît, seuls se distinguent les océanites et les basaltes transitionnels (Liotard et Barszczus, 1983a ; Liotard *et al.*, 1986). Compte tenu de la situation de Hatutu à l'extrémité nord de l'archipel, ce magmatisme transitionnel relativement ancien pourrait correspondre aux premières manifestations du volcanisme des Marqueses où il aurait probablement été précédé par une phase franchement tholéïtite.

Banc Jean Goguel

Ce haut fond de forme à peu près elliptique avec un grand axe qui excéderait 2 km de longueur, culmine vers -30 m (Barszczus et Liotard, 1984). Il est localisé à 80 km à l'est d'Eiao entre l'îlot de Motu One et le banc Clark dont il est séparé par deux profondes dépressions. Parmi les analyses disponibles (tabl. 1), une océanite draguée à la cote -700 m, au cours de la mission « Marqueses 1980 », a été datée à 5,30 Ma (Brousse *et al.*, 1990). Les échantillons étudiés (5 analyses), prélevés par dragages en 1980, sont tous à néphéline normative (1,5 à 5 %). On rencontre des océanites, des basaltes et des basanites (Barszczus et Liotard, 1984 ; Diraison,

1991). Les teneurs en Li et Sr, pour l'ensemble des échantillons analysés, sont anormalement élevées et traduisent vraisemblablement des phénomènes d'altération secondaire par l'eau de mer.

Le groupe central

Nuku Hiva

L'île de Nuku Hiva (140° 06' W et 8° 52' S), encore appelée île Baux du nom des armateurs du capitaine Marchand qui la découvrit en 1791, est localisée dans la zone centrale de l'archipel des Marquises. Avec des dimensions de 30 × 20 km et une superficie de 380 km², elle est avec l'île de Hiva Oa, l'édifice aérien le plus grand de l'archipel. Son point culminant atteint 1 227 m et la hauteur initiale de l'île peut être estimée à plus de 7 000 m par rapport au toit de la croûte océanique pour un volume qui dépasse 13 000 km³.

La population est localisée principalement dans les baies de Taihoae (1 687 h) et Taipivai (345 h) sur la côte sud et de Hatiheu (343 h) sur la côte nord.

Historique des travaux

Les premières analyses des laves de Nuku Hiva ont été réalisées par Lacroix (1926, 1928) et par Chubb (1930). En 1955, J.M. Obelianne dresse une esquisse de carte géologique de l'île et au début des années 1970, R. Brousse (1972 et 1973), J. Demange (1973) et Duncan (1974) visitèrent l'île et prélevèrent un échantillonnage relativement bien réparti géographiquement, qui fit l'objet par la suite de nombreuses analyses (tabl. 1 et 2).

Structure

L'île de Nuku Hiva représente la moitié nord de l'un des plus grands volcans-boucliers de Polynésie une grande partie de cet édifice ayant disparu par suite d'effondrements gravitaires. La morphologie de l'île est caractérisée par deux lignes de crêtes, très découpées, en arc de cercle. La plus petite domine la baie de Taihoae, quand à l'autre, elle culmine de 800 à 1 200 m et parcourt l'île en demi-cercle depuis la baie de Hakauai à l'ouest à celle de Taipivai à l'est. La partie ouest de Nuku Hiva, au-delà de la ligne de crête, est une vaste pente appelée « Terre Déserte », très découpée par de profondes vallées. Deux vallées sont particulièrement importantes ;

AUTEURS	ANNEE	PUBLICATION	Nb DATATIONS	AGE (Ma)
EIAO				
Brousse et Bellon	1974	C. R. Acad. Sci. Paris	6	8,72 - 5,14
Brousse <i>et al.</i>	1990	Bull. Soc. géol. Fr.	11	5,80 - 4,99
Diraison	1990	Thèse Univ. Bretagne Oc.	11	5,80 - 4,99
Caroff <i>et al.</i>	1995	J. Petrol.	3	5,56 - 5,22
Caroff <i>et al.</i>	1999	Lithos	12	5,52 - 4,95
HATUTU				
Brousse <i>et al.</i>	1990	Bull. Soc. géol. Fr.	2	4,90 - 4,70
BANC JEAN GOGUEL				
Brousse <i>et al.</i>	1990	Bull. Soc. géol. Fr.	1	5,30
NUKU HIVA				
Duncan et McDougall	1974	Earth Planet. Sci. Lett.	10	4,31 - 3,10*
Brousse <i>et al.</i>	1990	Bull. Soc. géol. Fr.	14 + 6	4,80 - 3,20
Diraison	1991	Thèse Univ. Bretagne Oc.	3 + 6	4,78 - 3,74
Le Dez	1992	DEA Univ. Bretagne Oc.	7	5,15 - 3,54
Le Dez <i>et al.</i>	1996	Bull. Soc. géol. Fr.	8 + 5	4,83 - 3,08
Le Dez	1996	Thèse Univ. Bretagne Oc.	13	4,83 - 3,08
UA HUKA				
Duncan et McDougall	1974	Earth Planet. Sci. Lett.	4	2,86 - 2,78*
Brousse <i>et al.</i>	1990	Bull. Soc. géol. Fr.	4	2,90 - 1,40
Diraison	1991	Thèse Univ. Bretagne Oc.	1 + 8	3,43
Ielsch	1996	DEA Univ. Bretagne Oc.	26 + 12	3,64 - 0,68
Ielsch <i>et al.</i>	1998	C. R. Acad. Sci. Paris	4	3,24 - 0,77
UA POU				
Duncan <i>et al.</i>	1986	Nature	13	5,61 - 1,78*
Brousse <i>et al.</i>	1990	Bull. Soc. géol. Fr.	1 + 12	4,48
Diraison	1991	Thèse Univ. Bretagne Oc.	5 + 14	3,93 - 2,25
Dragages				
Desonie <i>et al.</i>	1993	J. Geophys. Res.	4	2,97 - 2,45
DUMONT D'URVILLE				
Desonie <i>et al.</i>	1993	J. Geophys. Res.	2	3,13 - 2,81
FATU HUKU				
Brousse <i>et al.</i>	1990	Bull. Soc. géol. Fr.	3	2,65 - 2,54
HIVA OA				
Duncan et McDougall	1974	Earth Planet. Sci. Lett.	7	2,55 - 1,62*
Gonzales-Marabal	1984	Thèse Univ. Paris-Sud, Orsay	6	4,59 - 1,92
Katao <i>et al.</i>	1988	J. Geomag. Geoelec.	11	2,74 - 1,77
Brousse <i>et al.</i>	1990	Bull. Soc. géol. Fr.	6 + 18	2,02 - 1,72
Diraison	1991	Thèse Univ. Bretagne Oc.	26 + 20	4,26 - 1,63
Le Dez	1996	Thèse Univ. Bretagne Oc.	7 + 13	3,12 - 1,87
TAHUATA				
Duncan et McDougall	1974	Earth Planet. Sci. Lett.	4	2,09 - 1,82*
Brousse <i>et al.</i>	1990	Bull. Soc. géol. Fr.	6 + 4	2,86 - 1,74
Diraison	1991	Thèse Univ. Bretagne Oc.	1 + 9	2,34
Dragages				
Desonie <i>et al.</i>	1993	J. Geophys. Res.	2	1,76 - 1,57
MOTANE				
Brousse <i>et al.</i>	1990	Bull. Soc. géol. Fr.	3	2,26 - 2,11
Diraison	1991	Thèse Univ. Bretagne Oc.	2 + 2	2,46 - 1,76
FATU HIVA				
Duncan et McDougall	1974	Earth Planet. Sci. Lett.	4	1,42 - 1,33*
Brousse <i>et al.</i>	1990	Bull. Soc. géol. Fr.	10 + 4	2,46 - 1,38
Diraison	1991	Thèse Univ. Bretagne Oc.	4 + 6	3,72 - 2,06
Desonie <i>et al.</i>	1993	J. Geophys. Res.	6	1,91 - 1,18
Dragages				
Desonie <i>et al.</i>	1993	J. Geophys. Res.	2	1,31 - 0,84
MOTU NAO				
Desonie <i>et al.</i>	1993	J. Geophys. Res.	2	1,27 - 0,74
SEAMOUNT				
Desonie <i>et al.</i>	1993	J. Geophys. Res.	3	0,48 - 0,39

Tabl. 2.- Synthèse bibliographique et bilan des résultats géochronologiques publiés sur les différentes îles hautes et monts sous-marins de l'archipel des Marquises.

Les chiffres en italiques correspondent au nombre d'analyses déjà publiées, les valeurs avec * ont été recalculées d'après les constantes de désintégration radioactives préconisées par Steiger et Jäger (1977).

Table 2.- Bibliographic synthesis and summary of published geochronological results for all the islands and seamounts of the Marquesas archipelago.

Figures in italics represent the number of published analyses; values with * have been recalculated according to the radioactive decay constants recommended by Steiger and Jäger (1977).

celle de Taipivai, la plus longue des Marquises avec une rivière dont le volume d'eau est le plus important de l'archipel et celle de Hakauai qui est certainement la plus spectaculaire puisqu'il s'agit d'un étroit canyon dont le plancher plat se prolonge sur environ 2,5 km vers l'intérieur de l'île. Ses parois, à l'ouest, se présentent sous la forme de murs verticaux de près de 1 000 m de haut. La plupart des rivières

coulant vers la côte nord sont courtes et ont un profil latéral en V.

Nuku Hiva est divisée en trois domaines structuraux séparés par des murs de caldeiras emboîtées ouvertes vers le sud (Brousse *et al.*, 1978b ; Le Dez *et al.*, 1996).

Le volcan de Tekao est constitué de coulées de basaltes de nature tholéiitique

présentant un pendage vers la périphérie de l'édifice. Ce domaine externe qui résulte d'une activité essentiellement effusive, est bien conservé dans toute la partie ouest (Terre Déserte) et largement érodé dans les parties nord-est (Hatiheu) et sud-ouest (Hakau). Cet édifice est caractérisé par l'existence d'une limite de caldeira dont le diamètre maximum est de l'ordre de 20 km et qui s'étend depuis la baie de Hakau, à l'ouest, à la baie de Taipivai à l'est, en passant par les monts Tekao, Oomu et Hatue.

Le plateau de Toovii, formé sur le plancher de la caldeira du volcan de Tekao, est constitué d'un empilement de coulées de basaltes transitionnels et alcalins et d'hawaïites surmonté par d'épais dépôts volcano-sédimentaires. Ce deuxième domaine a été également affecté par des glissements gravitaires dont la trace correspond à une caldeira d'environ 15 km de diamètre.

Le volcan de Taiohae s'est édifié à l'intérieur de cette deuxième caldeira. Il est plus récent, exclusivement alcalin et comporte de nombreux niveaux bréchiques intercalés avec les coulées. Il est recoupé par un réseau filonien très développé et est également affecté par une caldeira de dimension réduite (6 km de diamètre).

Chronologie

Les résultats chronologiques obtenus (tabl. 2) montrent que la partie subaérienne actuellement à l'affleurement du volcan de Tekao de nature principalement tholéiitique, s'est édifiée entre 4,83 Ma et 3,10 Ma. Le plateau de Toovii s'est formé sur le plancher de la caldeira de Tekao dont la partie centrale est occupée par le volcan interne de Taihoae. On peut estimer à $4,05 \pm 0,10$ Ma l'âge de l'effondrement gravitaire qui a affecté le volcan de Tekao et la mise en place des formations du plateau de Toovii peut être évaluée entre 4,15 et 4,01 Ma (Le Dez *et al.*, 1996).

Les parties méridionales des volcans de Tekao et de Taiohae ont à présent disparu sous les effets d'une tectonique cassante E-W post-volcanique (Brousse *et al.*, 1990 ; Diraison, 1991).

Pétrologie et géochimie

Les données pétrologiques disponibles permettent de mettre en évidence deux processus pétrogénétiques essentiels : la

crystallisation fractionnée, conduisant de basaltes alcalins à des hawaïites, mugéarites, benmoréites et trachytes (Brousse *et al.*, 1978b ; Maury *et al.*, 1978) qui est principalement intervenue pendant l'édification du volcan de Taihoae et par ailleurs des taux décroissants de fusion partielle de lherzolite à grenat susceptibles de rendre compte du passage de basaltes tholéiitiques à des basaltes transitionnels et à des basaltes alcalins, observé dans la partie sommitale du bouclier de Tekao (fig. 3).

Les laves différenciées se distribuent en deux groupes distincts au regard de la saturation en silice :

- des trachy-phonolites à néphéline normative ou faible teneur en hypersthène normatif ;

- des trachytes à quartz normatif et relativement potassiques dont la genèse est considérée comme étant liée au fractionnement préférentiel des amphiboles et des micas (Brousse *et al.*, 1978b ; Maury *et al.*, 1978).

Les laves de Nuku Hiva sont isotopiquement hétérogènes et peuvent, comme celles des autres îles des Marquises, être décrites en termes de mélange en proportions variables des pôles mantelliques DMM, HIMU et EMII. La singularité de Nuku Hiva réside dans le fait que l'essentiel des variations isotopiques de Sr et Nd s'observe dans le bouclier de Tekao, au sein d'un groupe de basaltes tholéiitiques résultant de degrés de fusion partielle équivalents. Les données chronologiques et isotopiques suggèrent des variations de composition de la source fondante pendant la croissance du volcan externe et non entre le volcan externe et le volcan interne comme l'avait suggéré Woodhead (1992). De plus, des taux décroissants de fusion partielle d'une source de type lherzolite à grenat sont susceptibles de rendre compte de l'augmentation de la contribution du pôle EM II au cours du temps observée dans tout l'archipel. Ces variations sont relativement indépendantes du temps, bien que les basaltes transitionnels et alcalins soient plus radiogéniques en isotopes du Sr que la plupart des tholéiites qui les précèdent. La mise en place quasi-simultanée (à 4,83 et 4,75 Ma) de basaltes tholéiitiques présentant des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ significativement différents conduit à rejeter l'hypothèse de variations isotopiques liées à des changements dans la structure du panache ou l'extension de la zone de fusion par-

tielle. Un modèle de fusion d'un panache à signature EMII+HIMU caractérisé par une hétérogénéité à petite échelle paraît compatible avec les données isotopiques actuellement disponibles (Le Dez *et al.*, 1996).

Ua Pou

L'île de Ua Pou ($140^{\circ} 05' \text{ W}$ et $9^{\circ} 24' \text{ S}$) est située à 50 km au sud de Nuku Hiva. Elle s'étend sur environ 15 km de long pour une largeur maximale de 10 km et sa superficie est de 105 km². La population, qui atteint 2 013 habitants, est principalement répartie dans les villages de Hakahau (1 398 h) au Nord et Hakamaï (615 h) au sud-ouest.

Historique des travaux

La pétrologie de Ua Pou a été abordée en premier par A. Lacroix (1928, 1931) qui n'a pas séjourné sur l'île mais a décrit et analysé des basaltes et des phonolites prélevées par un résident. En 1955, J.M. Obellianne établit une esquisse géologique de l'île et montre qu'elle est constituée de coulées de basalte et de phonolite avec de nombreuses intrusions de trachyte. Bishop et Wooley (1973) présentent l'étude réalisée sur 42 échantillons collectés en 1969 par J.F. Peake du British Museum ; l'échantillonnage se limite cependant à la partie nord de l'île ainsi qu'à la vallée de Hakamouï et la baie de Hohoi sur la côte est. Les roches décrites sont des basaltes alcalins, des hawaïites, des mugéarites, des trachytes et des phonolites. Durant la même période, J. Demange en 1972, R. Brousse en 1972 et 1973, R.A. Duncan en 1974 et H.G. Barszcz visitèrent l'île et les échantillons prélevés, par ces deux derniers auteurs, firent l'objet de nombreuses analyses géochimiques et géochronologiques (tabl. 1 et 2).

Plus récemment (1987) des échantillons ont été dragués entre 2 800 et 1 700 m de profondeur sur les flancs nord et ouest de l'île (Desonie *et al.*, 1993).

Structure

À la différence des autres grandes îles marquisiennes, l'île de Ua Pou ne présente pas de caldeira apparente exprimée. De contour presque losangique, elle présente une crête centrale de direction nord-sud sub-rectiligne et des crêtes secondaires, séparées par des vallées, au sommet desquelles percent de spectaculaires protru-

sions phonolitiques qui forment les points culminants (Oave ou Potainui, 1 252 m ; Teavaitumai, 1 006 m et Pumaka ou Poutetainui, 988 m). Le système de drainage de Ua Pou est relativement simple, ordonné de part et d'autre de la ride centrale. Les principales vallées sont du côté oriental : Hakahau (la plus importante), Hakanui, Paaumea et Hohoi. Les unités fragmentées d'un volcan-bouclier basaltique affleurent principalement à la périphérie de l'île, dont la partie centrale est constituée par d'épaisses coulées phonolitiques et trachytiques recoupées par les protrusions phonolitiques.

Une des caractéristiques majeures de Ua Pou est la coloration blanchâtre de son sol qui fait exception par rapport au sol rougeâtre des autres îles. C'est qu'ici il y a une très forte proportion de roches alcalines à hyperalcalines différenciées, trachytes et phonolites, laves possédant peu de fer dans leur composition chimique. La rubéfaction du sol par oxydation du fer au cours de l'altération météorique n'est donc pas possible à Ua Pou. C'est également la seule île où on a découvert des fossiles dans des cendres volcaniques de la baie de Hakahetau (Plessis *et al.*, 1978). Il s'agit de fragments de feuilles dont la structure histologique est assez bien conservée et d'empreintes d'écorce de bois de type *Metrosideros collina* (Forst) qui appartient au domaine de la forêt montagnarde (au-dessus de 900 m environ).

Chronologie

Les datations publiées ont eu pour objectif de préciser les relations chronologiques entre les basaltes tholéïtiques (tholéïtes à quartz et tholéïtes à olivine) exceptionnels et localisés dans la baie de Hakahau et les basaltes à néphéline normative (basaltes alcalins et basanites) qui coexistent spatialement (Duncan *et al.*, 1986). Les basaltes tholéïtiques sont plus anciens (5,61 à 4,46 Ma) que les basaltes alcalins à néphéline normative (2,88 à 2,70 Ma). La mise en place des basaltes tholéïtiques se situe principalement autour de 4,50 Ma. Un laps de temps de 1,50 à 2,00 Ma semble, en l'état actuel de l'échantillonnage, séparer les deux types d'émissions basaltiques. Une activité plus tardive, évoluant des hawaïites aux phonolites, datée entre 2,49 et 1,78 Ma, succède aux émissions basaltiques alcalines (Brousse *et al.*, 1990).

Pétrologie et géochimie

L'île comporte, outre les basaltes tholéïtiques, une série alcaline à tendance sodi-potassique, dont les termes les plus différenciés sont des phonolites hyperalcalines (fig. 3). Mais contrairement à la majorité des îles océaniques à séries alcalines, les phonolites sont très abondantes à Ua Pou, où leur pourcentage volumétrique par rapport à l'ensemble de la série est estimé à environ 50 % (Brousse, 1978). Les necks de phonolites sont d'ailleurs très caractéristiques des paysages de l'île.

Sur le plan minéralogique, les phonolites les plus curieuses et les plus intéressantes proviennent de bordures figées prélevées dans la baie de Hohoi. Ces laves sont dénommées « cailloux fleuris » en raison de la présence, dans un fond homogène, siliceux, de teinte brunâtre, d'aires jaunes pétaloïdes de diamètre centimétrique correspondant à des grenats titanifères jaune d'or (Brousse et Maury, 1978).

Les analyses publiées (tabl. 1) montrent que les tholéïtes à quartz de Ua Pou sont parmi les plus appauvries en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des îles océaniques avec cependant des valeurs des isotopes du plomb significativement supérieures à celles des MORB. Les basaltes tholéïtiques ($0,702880 < ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0,703180$) précèdent les basaltes alcalins ($0,704743 < ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0,705225$) d'environ 1,5 Ma. Selon la vitesse de déplacement élevée de la plaque Pacifique (Duncan et Clague, 1985), ceci implique un espace d'échantillonnage de l'ordre de 100 à 150 km à travers le point chaud. Duncan *et al.* (1986) suggèrent que la composition des laves de Ua Pou est en relation avec la position du volcan au-dessus du point chaud.

Ua Huka

De morphologie assez comparable à Nuku Hiva, dont elle est distante d'une quarantaine de kilomètres vers l'est, l'île de Ua Huka ($139^{\circ} 33' \text{ W}$ et $8^{\circ} 55' \text{ S}$) s'étend sur 14 km d'est en ouest et 8 km du nord au sud pour une superficie d'environ 77 km².

Les habitants sont peu nombreux (571 h) et répartis dans les trois vallées de la côte sud : Vaipae, Hane et Hokatu. Les ressources sont limitées : cultures vivrières peu abondantes, produits du cocotier dans les vallées habitées, pêche, élevage réduit (boeuf sauvage, chèvres et chevaux).

Historique des travaux

Les premières analyses géochimiques ont été réalisées par Lacroix (1928) et Chubb (1930). En 1955, J.M. Obellienne réalisa une esquisse géologique de l'île. Une mission effectuée par R. Brousse en 1972 a permis de compléter les observations morphostructurales de Ua Huka (Brousse et Sevin, 1978) et de prélever une collection d'échantillons. Quatre d'entre eux ont fait l'objet de datations K-Ar ainsi que quatre échantillons provenant de la collection de R.A. Duncan (tabl. 2). Plus récemment (1985 et 1987), H.G. Barseczus préleva des échantillons localisés principalement sur la partie sud de l'île et qui firent l'objet d'une étude pétro-géochimique et géochronologique (Ielsch, 1996 ; Ielsch *et al.*, 1998).

Structure

Le relief à l'intérieur de l'île de Ua Huka n'est pas très accidenté : les terres émergées sont parcourues de la pointe Tekeho à la pointe Teohootepapa par une ligne de crêtes moutonnées en arc de cercle dont l'altitude varie de 500 à 800 mètres. Une deuxième ligne de crêtes, en arc de cercle également mais beaucoup plus petite, se trouve à l'intérieur de la première entre le Motu-Papa et la pointe Teohootepapa. Ces deux lignes se rejoignent au point culminant de l'île (884 m au Hitikau). L'île est généralement bordée de falaises plus ou moins hautes qui disparaissent au niveau des baies.

On peut distinguer un volcan externe, ancien, à caldeira dont le rebord est marqué par une crête héli-circulaire. Sur le plancher de cette caldeira s'est développé un volcan interne, plus récent, légèrement excentré vers le sud-est et possédant lui-même une caldeira.

Malgré la faible dimension de l'île on y rencontre, à Vaipae, une rivière importante dont la vallée se développe à l'intérieur de l'arête dorsale située entre les deux lignes de crêtes en arc de cercle. Les vallées de Hane et de Hokatu sont moins importantes.

Gisement de phosphate

Ce gisement se développe sur un îlot voisin de la côte nommé Teuaua. Il est formé uniquement par des grès calcaires (agglomération de sable calcaire par un ciment calcaire). De mémoire d'homme,

cet îlot, qui couvre une surface de 6 ha à environ 20 m au-dessus du niveau de la mer, a toujours été couvert par des nuées d'oiseaux de mer (Kaveka) dont les habitants font d'ailleurs une grande consommation des œufs. Sur le dessus de l'îlot, qui est à peu près plat, on rencontre des pointements de grès calcaire lisse et de petites zones sableuses généralement rondes avec du sable rouge ou du sable beige. La profondeur du sable dans ces zones n'a pas été reconnue. Les zones de sable ne couvrent que le quart de la surface de l'îlot.

Seuls les sables sont phosphatés : le grès calcaire, au fur et à mesure de sa transformation en phosphate tricalcique, est détruit et transformé en sable. Le processus se passe en milieu aérien, les eaux de pluie lessivant les excréments d'oiseaux et entraînant le phosphore dans les zones sableuses. Ce gisement ne présente pas d'intérêt économique.

Chronologie

L'île de Ua Huka est constituée d'un volcan-bouclier principal dont l'activité aérienne, datée entre 3,64 et 2,42 Ma, a conduit à l'émission de tholéiites à olivine, de basaltes alcalins, de basanites, d'hawaiites et de trachy-phonolites. Cet édifice a ensuite été affecté par un double effondrement gravitaire, dont l'âge est estimé à environ 2,40 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.

De petits édifices (les volcans Teepoepo et Tahoatikikau) se sont mis en place plus tardivement dans la région de Vaipae entre 1,98 et 0,68 Ma, après un arrêt de l'activité volcanique d'environ 0,5 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 mis en place plus au nord, dans la haute vallée de Vaipae. Toute la partie sud de l'île a disparu à la suite de grands glissements gravitaires (Ielsch *et al.*, 1998).

Pétrologie et géochimie

Les études pétrologiques ont été réalisées à partir des échantillons prélevés par R. Brousse en 1972 et par H.G. Barscus en

1985 et 1987 (fig. 3). Ces travaux n'ont cependant permis d'étudier principalement que le volcan interne et les édifices tardifs situés dans la partie sud-ouest de l'île, de part et d'autre de la baie de Vaipae (Brousse et Sevin, 1978 ; Ielsch, 1996 ; Ielsch *et al.*, 1998).

Le volcan externe est constitué de tholéiites à olivine, de basaltes alcalins, de basanites et d'hawaiites ainsi que de quelques intrusions de nature trachytique comme celle du mont Apake sur la côte ouest de l'île. Aucune tholéiite à quartz n'a actuellement été mise en évidence.

Le volcan interne est formé de laves très sous-saturées en silice. Ce sont des basaltes alcalins, des basanites, des hawaiites et une intrusion trachytique (Motu Hane).

Le volcanisme tardif a émis des picrites, des basaltes alcalins, des basanites, des hawaiites et des benmoréites. Ces dernières laves sont moins sous-saturées en silice que les laves équivalentes du volcan externe ($Ne_{norm} = 0,48\%$) et peuvent même être sursaturées ($Qz_{norm} = 1,01\%$).

Deux remarques :

- la sous-saturation augmente globalement au cours du temps : présence de tholéiites à olivine dans le volcan externe, contrairement aux édifices tardifs ;

- cette même tendance apparaît également au sein du volcan externe : les tholéiites à olivine correspondent aux âges les plus vieux.

Il existe d'importantes variations dans les rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,704308 à 0,706560) et $^{143}Nd/^{144}Nd$ (0,512741 à 0,512886), pour des rapports isotopiques du plomb plus constants ($18,874 < ^{206}Pb/^{204}Pb < 19,150$). Ces hétérogénéités semblent être reliées à l'âge de la mise en place des laves. En effet, les échantillons des édifices tardifs sont moins radiogéniques en Sr et en Pb et tendent vers un pôle DMM, tandis que ceux du volcan externe sont plus proches d'une signature de type EM II. Des hétérogénéités plus faibles mais notables s'observent également entre les laves provenant du volcan externe : les tholéiites à olivine, de mise en place plus précoce, ont des rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ et $^{206}Pb/^{204}Pb$ plus faibles, et un rapport $^{143}Nd/^{144}Nd$ plus élevé que les basaltes alcalins et les basanites.

Les compositions en éléments majeurs et en trace des basaltes de Ua Huka, ainsi que leurs compositions isotopiques, indiquent qu'ils ne peuvent dériver d'une source mantellique homogène. Les laves se caractérisent en effet par des variations significatives des rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ et $^{143}Nd/^{144}Nd$, alors que les valeurs de $^{206}Pb/^{204}Pb$ restent relativement constantes (Ielsch, 1996 ; Ielsch *et al.*, 1998).

Les tholéiites du volcan externe résultent d'un taux de fusion élevé (10 à 14 %) et dérivent d'une source mantellique de composition EM II-DMM. La diminution du taux de fusion partielle au cours du temps conduirait à la genèse des basaltes alcalins puis des basanites. La contribution du pôle enrichi EM II à la source des magmas augmenterait en masquant partiellement la signature DMM. L'enrichissement progressif de la source pendant la construction du volcan externe de Ua Huka est une évolution caractéristique des autres îles marquisiennes durant la totalité de leur activité.

La signature isotopique des basanites les plus récentes est différente puisqu'elle implique une contribution plus importante du pôle DMM, évolution inconnue aux Marquises et semblable à celle des volcans hawaiiens ou de la Société. Le passage de la phase terminale de construction du volcan à celle des volcans tardifs se marque par un changement dans la composition de la source alors que le taux de fusion partielle reste relativement constant et faible (Ielsch *et al.*, 1998).

Le groupe méridional

Fatu Huku

Découverte le 7 mars 1774 par la capitaine J. Cook lors de son second voyage dans le Pacifique, l'île de Fatu Huku (138° 55' W et 9° 26' S) est située à une trentaine de kilomètres au nord de Hiva Oa. Elle fut dénommée Hood's island en hommage au jeune officier qui le premier l'avait aperçue. Présentant la forme d'une « massue » orientée est-ouest, elle s'étend sur 1 900 m de long et 800 m de large et culmine à 361 m. On ne peut y débarquer qu'en un point du rivage nord-ouest, sur une plage formée par les éboulis de la falaise verticale qui la domine.

Historique des travaux

Les seules données analytiques publiées ont été obtenues sur des échantillons prélevés par H.G. Barszczus (tabl. 1 et 2).

Structure

Les données bathymétriques montrent qu'il s'agit d'une structure résiduelle presque entièrement ennoyée. Une observation troublante a été effectuée par J.L. Teuruarii Candelot (comm. pers., 1995). Comparant les descriptions cartographiques données par son découvreur le capitaine Cook puis par l'explorateur Hergest, avec la cartographie que livre plus tardivement Porter, il constate que la superficie de Fatu Huku a dû considérablement diminuer entre les visites d'Hergest (1792) et de Porter (1813). En fait, la position et les contours de l'île indiqués par Cook et Hergest coïncident pratiquement avec ceux du haut-fond indiqué sur les cartes bathymétriques modernes. Candelot conclut à la possibilité d'un événement cataclysmique (raz de marée, tsunami ou événement tectonique) survenu vers 1800 et responsable de la disparition d'une grande partie de l'île de Fatu Huku.

L'examen des falaises révèle l'existence d'au moins deux phases de construction aérienne séparées par un paléosol. L'édifice présente à la base des brèches et des tufs surmontés par un empilement de coulées subhorizontales d'épaisseur parfois plurimétrique, l'ensemble étant recoupé par de nombreux dykes orientés NE-SW (Liotard et Barszczus, 1983b).

Chronologie, pétrologie et géochimie

Les premiers échantillons analysés par Liotard et Barszczus (1983b) quoique en nombre réduit, définissent une série de différenciation alcaline modérément potassique à tendance saturée en silice (fig. 3). Du point de vue chronologique, seules deux coulées de basalte affleurant sur la côte ouest de l'île ont été datées à 2,65 et 2,54 Ma (Brousse *et al.*, 1990).

Hiva Oa

Hiva Oa (139° 00' W et 9° 46' S), encore appelée la Dominique par Mendana (1595) s'étend dans le sens est-ouest sur une longueur d'environ 35 km pour une largeur maximale de 13 km. Le sommet le

plus élevé de l'île est le mont Temetiu qui domine Atuona du haut de ses 1 276 m. Avec ses 320 km², c'est la deuxième île de l'archipel par sa superficie. La population qui atteint 1 837 habitants, est principalement localisée dans le pourtour de la baie des Traitres à Atuona (1 522 h) et sur la côte nord-est de l'île, à Puamau (315 h).

Etant donné la forme particulière de l'île, allongée est-ouest, il n'y a pas de grandes vallées, à l'exception de celle de Tahauku, mais plutôt une série de petites vallées aux flancs très escarpés venant de l'arête dorsale et gagnant la mer au nord et au sud de l'île.

Historique des travaux

Les premières analyses chimiques ont été réalisées par Chubb en 1930 et une esquisse de carte géologique établie par J.M. Obellianne en 1955. En 1972 et 1973, R. Brousse réalise un échantillonnage relativement bien réparti sur l'ensemble de l'île. Par la suite, Duncan et McDougall (1974), Katao *et al.* (1988), Brousse *et al.* (1990), Diraison (1991) et Le Dez (1996) abordèrent la géochronologie de l'édifice alors que Brousse *et al.* (1978d) étudièrent la série de différenciation alcaline de l'île. Les premières données isotopiques (Vidal *et al.*, 1987 ; Dupuy *et al.*, 1987 ; Woodhead, 1992) ont été interprétées en terme d'hétérogénéités du manteau. L'étude la plus récente a été réalisée par Le Dez (1996) à partir d'échantillons prélevés par R.A. Duncan, R. Brousse et H.G. Barszczus.

Structure

Le relief à l'intérieur de l'île de Hiva Oa est très accidenté et la plus grande partie de l'île est située à une altitude supérieure à 500 m. À cette cote se trouve notamment un grand plateau au nord-est du village de Atuona entre la vallée de Taahuku et celle de Hanaiapa. Sa structure résulte d'une édification polyphasée complexe. On reconnaît d'ouest en est trois ensembles volcanologiques : le volcan de Temetiu, la chaîne centrale d'Hanapaaaoa et le volcan de Puamau (Le Dez, 1996).

Toutes les vallées débutent en larges amphithéâtres (Taaaoa, Atuona, Utetehe, Puamau, Hanapaaaoa, et Hanaiapa), puis les eaux s'écoulent dans des thalwegs très creusés alors que leur débouché est largement remblayé. Ces vallées sont abondamment alimentées car l'île est bien

arrosée, coiffée quasiment en permanence par la zone nuageuse la plus développée des îles marquisiennes.

Le volcan de Temetiu, du nom du sommet le plus élevé de l'île (1 276 m), est un volcan-bouclier composé par un empilement de coulées aériennes de faibles épaisseurs et de composition basaltique. Le trait morphologique majeur de cet édifice est un effondrement d'origine caldeirique souligné par des falaises abruptes passant par les monts Vaipikopiko (935 m), Feani (1 126 m) et Temetiu (1 276 m). Cet ensemble est constitué par deux unités volcaniques : Taaaoa et Atuona. C'est à proximité du village de Taaaoa que l'on trouve les seules manifestations d'activité actuelle de l'archipel avec d'importants dégagements gazeux de H₂S (Soufrière de Fatueki).

La chaîne de Hanapaaaoa est caractérisée par une ligne de crête joignant la pointe de Mautau au nord à la pointe de Matautu au sud et passant par les monts Tepuna, Ootua et Tapeata. Cette unité est constituée par des niveaux pyroclastiques abondants et par des coulées peu épaisses de composition hawaïitique à mugéaritique. Enfin, la ligne de crête est ponctuée par de nombreuses intrusions trachytiques, notamment au mont Ootua. La morphologie de cette unité résulte apparemment d'un volcanisme fissural de direction nord-sud.

Le volcan de Puamau constitue la partie est de l'île. Il s'agit d'un volcan-bouclier de taille modeste, dont les pentes externes varient de 7 à 20°. Cet édifice est constitué par un empilement de coulées de basaltes et d'hawaïites. Il est affecté par une caldeira de 5 km de diamètre, ouverte sur la mer suivant la direction nord-est et occupée par un réseau filonien très dense, essentiellement de composition trachytique.

Chronologie

Les nombreuses datations disponibles restent difficiles à exploiter (tabl. 2), les relations téphrostratigraphiques étant encore trop imprécises malgré les nombreuses missions de terrain (Chubb, Adamson, Obellianne, Aubert de la Rüe, Brousse, Blanchard, Barszczus).

Le volcan de Temetiu est caractérisé par des âges compris entre 3,87 Ma et 1,77 Ma. Les âges les plus anciens correspondent

aux échantillons de l'unité de Taaoa avec des valeurs comprises entre $3,87 \pm 0,06$ et $2,05 \pm 0,06$ Ma (Diraison, 1991 ; Duncan et McDougall, 1974). L'unité volcanique d'Atuona se caractérise par des âges plus récents compris entre $2,63 \pm 0,06$ Ma et $1,77 \pm 0,05$ Ma (Diraison, 1991 ; Duncan et McDougall, 1974).

La chaîne de Hanapaaoa montre une période d'activité de $1,93 \pm 0,05$ Ma à $1,77 \pm 0,05$ Ma (Katao *et al.*, 1988).

Le volcan de Puamau est daté entre $2,95 \pm 0,09$ Ma et $1,62 \pm 0,08$ Ma (Duncan et McDougall, 1974) et est donc en partie contemporain de la période d'activité de l'unité d'Hanapaaoa. Cette dernière valeur est d'ailleurs l'âge le plus récent obtenu sur l'île de Hiva Oa.

En résumé la synthèse chronologique intégrant l'ensemble des données existantes (tabl. 2) aboutit aux résultats suivants (Le Dez, 1996) :

- l'activité magmatique est continue au cours de la construction de la partie aérienne de l'édifice ;

- les périodes d'activité de la chaîne centrale d'Hanapaaoa et du volcan de Puamau sont subcontemporaines ;

- l'activité magmatique la plus récente de l'île a été identifiée sur le volcan de Puamau ;

- on observe globalement une migration de l'activité magmatique vers l'est au cours du temps, probablement liée à un contrôle structural lithosphérique.

Pétrologie et géochimie

Les laves analysées sur le volcan récent d'Atuona et le volcan de Puamau définissent deux séries magmatiques complètes franchement alcalines (fig. 3) et dont la différenciation s'effectue par cristallisation fractionnée (Brousse *et al.*, 1978d ; Gonzales-Marabal, 1984). Cependant, à la différence de la série du volcan d'Atuona qui évolue uniquement vers des benmoréites et trachytes à quartz normatif, les laves différenciées de la série de Puamau se distribuent en deux groupes distincts d'après leur saturation en silice : trachyte à quartz normatif et trachy-phonolites à néphéline normative.

Les laves d'Hiva Oa sont caractérisées par des compositions très contrastées en

éléments en trace et rapports isotopiques. On peut les diviser en deux groupes distincts suivant leur composition géochimique et isotopique : les laves de Taaoa et les laves des unités de Atuona, Hanapaaoa, Puamau (AHP). Une étude de Woodhead (1992) sur les variations géochimiques et isotopiques (Sr, Nd) a mis en évidence une hétérogénéité de la source entre les échantillons provenant de l'unité de Taaoa et des autres localités de l'île. Ce résultat est interprété en termes d'évolution intervenant du stade bouclier au stade post-bouclier.

Tahuata

Baptisée Santa Christina par Mendana (1595), l'île de Tahuata ($139^{\circ} 05' W$ et $9^{\circ} 55' S$) est située au sud de Hiva Oa dont elle est séparée par un chenal étroit (canal du Bordelais) de 3 à 4 km, profond d'une cinquantaine de mètres.

Historique des travaux

La première analyse géochimique a été réalisée par Chubb (1930) et les premières datations par Duncan (1975). En 1973, R. Brousse réalisa une mission de terrain mais les prélèvements se limitèrent à une coupe géologique reliant les villages de Vaitahu et de Motopu et furent étudiés par la suite (Brousse, 1978 ; Diraison, 1991). Plus récemment Woodhead (1992) reprit l'analyse des éléments traces et des isotopes des échantillons de Duncan alors que Desonie *et al.* (1993) exploitèrent les échantillons dragués en mars et avril 1987 sur le flanc sud de l'île de Tahuata, entre 1 936 et 1 717 m de profondeur, par le R/V Thomas Washington lors de l'expédition Crossgrain.

Structure

L'île de Tahuata a grossièrement la forme d'un croissant à concavité orientée au sud-est. Allongée sur 15 km du nord au sud pour une largeur maximale est-ouest de 9 km, sa superficie atteint 70 km². Elle est parcourue par deux lignes de crêtes culminant à 1 050 m qui pourraient matérialiser l'effondrement d'une caldeira selon deux courbes concentriques (Brousse *et al.*, 1978a) ou bien marquer l'existence de deux volcans emboîtés.

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

Chronologie, pétrologie et géochimie

Les résultats des datations réalisées sur les échantillons de 5 coulées basaltiques prélevées sur une coupe située entre les baies de Vaitahu et de Motopu se distribuent selon deux groupes : entre 2,86-2,60 Ma et entre 2,34-2,09 Ma. Les coulées situées près de Vaitahu entre les cotes 35 et 220 m livrent les âges les plus anciens, jugés significatifs en raison de leur homogénéité (Brousse *et al.*, 1990 ; Diraison, 1991).

Des échantillons de nature basaltique, dragués en 1987 à 6 km au sud de l'île et à des profondeurs comprises entre 1936 m et 1717 m, ont donné des résultats compris entre 1,76 et 1,57 Ma (Desonie *et al.*, 1993).

Les analyses réalisées (tabl. 1) montrent une grande diversité avec des picrites, des tholéiites à olivine, des basaltes alcalins, des hawaïites et une phonolite (fig. 3).

Motane

L'îlot de Motane ($138^{\circ} 50' W$ et $9^{\circ} 59' S$) ou Mohotani est situé à une vingtaine de kilomètres au sud de Hiva Oa. Cet îlot inhabité de 15 km² s'étend sur 8 km selon la direction NNW-SSE pour une largeur maximale de 2 km et culmine à 520 m.

Historique des travaux

Les seules analyses disponibles ont été réalisées sur des échantillons prélevés par R. Brousse en 1972 entre 10 et 510 m au-dessus de la baie de Ateava (Brousse, 1978 ; Diraison, 1991).

Structure

L'île de Motane présente une forme légèrement arquée et pourrait représenter le segment WSW du pourtour de la caldeira d'un volcan dont les marges orientales sont à présent effondrées et ennoyées. Motane présente une régularité exceptionnelle dans l'empilement des laves. L'observation des falaises côtières montre qu'il y a eu deux phases de construction séparées entre elles par une période de repos suffisamment longue pour qu'un sol se développe aux dépens de l'ancien volcan et que celui-ci soit réduit à l'état de paléorelief. En effet, le niveau du sol rougi par le thermométa-

morphisme induit par les coulées supérieures est à une cote extrêmement variable qui souligne le profil érodé de l'ancien volcan. Tantôt ce sol est à des altitudes de l'ordre de +400 m, tantôt il approche le niveau zéro voire disparaît momentanément dans les falaises sous-marines (Brousse, 1978).

Chronologie, pétrologie et géochimie

Seule la phase récente de l'édification de l'île est datée vers 2,46 – 2,15 Ma (tabl. 2). Les rares analyses actuellement disponibles ont été réalisées par R. Brousse, 1978 et C. Diraison, 1991 sur des échantillons prélevés en 1972 par R. Brousse (fig. 3).

Fatu Hiva

L'île de Fatu Hiva (138°39' W et 10° 29' S) fut découverte le 21 juillet 1595 par les vigies du « Santa Isabel » commandé par Alvaro Mendana de Neira. Cent soixante dix neuf ans passèrent sans qu'aucun européen ne retrouve les Marquises et il faudra le mois d'avril 1774 pour que l'infatigable James Cook, au cours de son deuxième voyage autour du monde, aborde cette île.

Fatu Hiva est l'île la plus méridionale de l'archipel des Marquises. Elle s'étend sur une longueur nord-sud d'environ 15 km pour une largeur maximum est-ouest de 7 km et son altitude maximale atteint 960 m au mont Tanaouho. Sa superficie est de 84 km². La population, peu importante (631 habitants en 1996), est localisée dans les vallées de Omoa et de Hanavave sur la côte ouest et dans la vallée de Uia sur la côte est.

Historique des travaux

En dehors des analyses réalisées par Chubb en 1930, les données actuellement disponibles (tabl. 1) ont été obtenues à partir d'échantillons prélevés durant les campagnes de terrain effectuées par R. Brousse en 1972 et 1973 et par Duncan en 1974.

Plus récemment (1987) des prélèvements ont été réalisés, par l'expédition Crossgrain, sur l'île de Fatu Hiva et par dragage sur les parties ouest et sud-ouest de l'île à des profondeurs variant entre 2 400 et 1 900 m (Desonie *et al.*, 1993).

Structure

L'île de Fatu Hiva a la forme d'un croissant concave vers l'ouest. Elle se compose de deux volcans emboîtés.

Le volcan externe, le plus ancien, présente une caldeira de 8 km de diamètre dont le rebord est bien marqué dans la morphologie par une crête hémicirculaire regroupant les sommets et culminant à l'altitude maximale de 960 m (mont Tanaouho). Depuis la crête, les pentes qui regardent l'intérieur de la caldeira sont extrêmement abruptes voire verticales.

Le volcan interne, plus récent, s'étend depuis la vallée de Omoa, limitée par de hautes falaises, jusqu'à celle de Hanavave. La vallée de Omoa a un plancher plat. En dehors de cette vallée, qui est le plus grande de Fatu Hiva et l'une des plus importantes des Marquises, on peut signaler la vallée d'Hanavave, plus petite et toujours à plancher plat. Des lahars et brèches y ont été observés. C'est dans la baie de Oi, interprétée comme le cratère du volcan interne, qu'affleure un pluton de roches grenues, fait unique dans l'archipel des Marquises (Brousse, 1973).

La moitié occidentale des deux volcans a disparu le long d'un plan de faille qui est matérialisé par la côte occidentale, subrectiligne, de Fatu Hiva.

Selon Chubb (1930), les falaises marines montrent des excavations produites par l'érosion marine jusqu'à la côte de +10 m, et il y aurait ainsi 3 stades de retraits successifs du niveau marin à +10 m, +5 m et +2 m.

Chronologie

Le volcan externe, dont la pente extérieure n'est pas datée, s'est construit entre 2,54 et 1,92 Ma, puis est survenu, sans doute vers 1,80-1,75 Ma, l'effondrement en caldeira centrale au cœur de laquelle a débuté aussitôt l'activité du volcan interne, d'abord explosive puis effusive. L'édifice le plus récent a subi à son tour l'effondrement en caldeira vers 1,40 Ma et l'activité volcanique s'y est achevée définitivement vers 1,18 Ma (Diraison, 1991 ; Desonie *et al.*, 1993).

Pétrologie et géochimie

Le volcan externe est constitué d'un empilement de laves alcalines peu évo-

luées où les basaltes dominent, tandis que le volcan interne est, à l'opposé, caractérisé par des termes alcalins différenciés, essentiellement des benmoréites et des trachytes, signalés pour la première fois par J.M. Obellianne en 1955 (fig. 3).

Contrairement à d'autres îles de l'alignement, où une augmentation de l'alcalinité des basaltes s'exprime clairement au cours du temps, on ne signale pas à Fatu Hiva d'évolution géochimique significative entre les basaltes des édifices externe et interne, au sein desquels coexistent tholéiites à olivine et basaltes alcalins faiblement sous-saturés en silice.

L'évolution de l'archipel

Évolution chronologique

L'étude chronologique entreprise sur le volcanisme aérien, à présent émergé, des Marquises permet, dans son état d'avancement actuel, de définir les bornes principales de l'activité pour chaque île de l'alignement. Une diminution globale des âges de l'activité aérienne apparaît du nord-ouest au sud-est de l'alignement, depuis Eiao datée à 5,52 - 4,95 Ma (Caroff *et al.*, 1995, 1999) jusqu'à Fatu Hiva datée à 1,18 Ma (Desonie *et al.*, 1993). Les données chronologiques conduisent à une vitesse de dérive de 104 ± 18 km/Ma.

Les bornes chronologiques ainsi définies amènent à classer les édifices marquiens en trois groupes distincts correspondant aux groupes géographiques individualisés les uns par rapport aux autres sur les cartes bathymétriques récentes par les contours de l'isobathe -3 000 m :

- le groupe nord, allongé approximativement d'Ouest en Est, comprend à présent plusieurs hauts-fonds (dont certains au moins furent vraisemblablement à l'origine des volcans aériens) et seulement deux édifices aériens (Eiao et Hatutu) dont il ne subsiste que des reliques émergées. Les âges mesurés à Eiao (4,95 Ma), Hatutu (4,70 Ma) et sur le Banc Jean Goguel (5,30 Ma) font supposer une activité volcanique terminale subcontemporaine de ces trois volcans qui peut être estimée à $5,0 \pm 0,3$ Ma. Ce groupe aurait subi une importante subsidence, comme l'indique l'observation à la base des forages d'Eiao, de coulées à mise en place sub-aérienne à 691 m au dessous du niveau marin actuel (Caroff *et al.*, 1991, 1995, 1999).

- le groupe central marquisien comprend les îles de Nuku Hiva, Ua Pou, Ua Huka et plusieurs hauts-fonds dont les âges ne sont pas connus. Les résultats chronologiques, même partiels, montrent qu'une durée totale d'activité aérienne particulièrement longue s'est exercée en chacune des trois îles de cette zone : $\geq 1,75$ Ma à Nuku Hiva, $\geq 3,83$ Ma à Ua Pou, $\geq 2,96$ Ma à Ua Huka. Les données radiométriques acquises favorisent l'hypothèse d'une cessation, et peut-être également d'une initiation de l'activité aérienne, se produisant successivement à Nuku Hiva (3,08 Ma), Ua Pou (1,78 Ma) et Ua Huka (0,68 Ma). Un volcanisme très tardif, rappelant par bien des points celui de Pahure sur l'île de Tahaa (archipel de la Société), s'est exprimé à Ua Huka 1,20 Ma après l'arrêt de l'activité du volcan interne et a consisté en la construction, entre 1,98 et 0,68 Ma, des deux petits cônes de Tepoepo et Tahoatikikau composés de basaltes plus sous-saturés en silice et plus alcalins que ceux émis lors de l'activité aérienne principale. Nous rappellerons aussi le hiatus de 1,58 Ma existant à Ua Pou entre l'émission des basaltes tholéitiques et celle plus récente des basaltes à néphéline normative puis des laves différenciées.

- le groupe sud, d'allongement global NNW-SSE, comprend les îles de Fatu Huku, Hiva Oa, Tahuata, Motane et Fatu Hiva, ainsi que le minuscule îlot non daté de Motu Nao. Les périodes de volcanisme aérien définies dans les 5 îles sont très voisines, mais il semble toutefois que l'activité soit légèrement plus récente à Fatu Hiva, volcan le plus méridional de l'alignement et en particulier isolé par rapport aux quatre autres volcans principaux du groupe sud. Les données radiométriques acquises sur Hiva Oa, Tahuata et Fatu Hiva, édifices les mieux conservés de ce groupe, aboutissent à une durée totale du volcanisme aérien au moins égale à 1,30 Ma.

Contrairement aux trois autres archipels polynésiens (Société, Australes-Cook, Pitcairn-Gambier), aucun volcanisme actif n'a été détecté à l'extrémité sud-est de l'archipel des Marquises (McNutt *et al.*, 1989). Ces auteurs proposent que l'expression la plus récente du volcanisme au-dessus du point chaud des Marquises puisse être trouvée sur le flanc nord de la Zone de Fracture des Marquises (MFZ). En septembre 1991, du verre basaltique

frais a été dragué sur un seamount situé au sud-est de l'alignement des Marquises à 20 km au nord de la zone de fracture (Desonie *et al.*, 1993). Dans l'attente de nouveaux résultats géochronologiques, l'activité magmatique la plus récente est datée à 0,39 Ma pour des échantillons dragués sur un mont sous-marin situé à 50 km au sud-est de l'île de Fatu Hiva non loin de la faille transformante des Marquises (Desonie *et al.*, 1993).

Les laves marquisiennes : diversité et évolution

Les laves basaltiques

Les premiers basaltes saturés en silice présents en contexte océanique furent décrits par Lacroix (1928, 1931) aux Marquises, à une époque où l'on pensait que ces roches n'existaient qu'en contexte continental. Jusqu'aux années 1970, les analyses de Lacroix (1926, 1928, 1931) et de Chubb (1930) restèrent les seules analyses disponibles sur cet alignement d'îles. Depuis, le dossier géochimique s'est solidement étayé (tabl. 1). Trois types de basaltes sont ainsi individualisés :

- des tholéiites à quartz (Eiao, Nuku Hiva, Ua Pou, Hiva Oa) ;
- des tholéiites à olivine présentes dans toutes les îles ;
- des basaltes alcalins échantillonnés dans toutes les îles.

Au cours du temps, une accentuation de la sous-saturation en silice des basaltes s'exprime clairement à l'échelle des îles les mieux documentées. Ainsi, à Nuku Hiva, les basaltes du volcan externe sont principalement des tholéiites à olivine mais aussi des tholéiites à quartz, tandis que ceux du volcan interne sont des tholéiites à olivine et surtout des basaltes alcalins. A Ua Pou, les tholéiites (5,61 à 4,46 Ma) semblent précéder d'environ 1,60 Ma l'émission des basaltes alcalins et des basanites.

Les basaltes des îles marquisiennes sont essentiellement des basaltes tholéitiques, la plupart à olivine normative, et des basaltes alcalins. Ces deux types de laves coexistent dans tous les îles et îlots, souvent associées avec des basanites, sauf à Hatutu, Fatu Huku et Motane.

Des variations de taux de fusion partielle et/ou de composition de la source sont généralement évoquées pour expliquer cette diversité de compositions basaltiques (Woodhead, 1992 ; Desonie *et al.*, 1993 ; Ielsch *et al.*, 1998).

Les laves intermédiaires et évoluées

Les laves intermédiaires sursaturées en silice sont bien représentées, quoique relativement peu abondantes, dans les îles marquisiennes. Seules les laves des îlots de Hatutu, Fatu Huku et de Motane sont essentiellement de nature basaltique. Par contre, les îles de Nuku Hiva et Hiva Oa présentent une série complète qui évolue depuis les basaltes jusqu'aux trachytes sursaturés en silice. Les îles de Ua Huka et d'Eiao montrent une lacune au niveau des laves intermédiaires, de type mugéarite pour la première et de type benmoréite pour la seconde. Seule l'île de Ua Pou réunit tous les types de compositions sursaturées et sous-saturées en silice. Quelques échantillons de téphrite et de phono-téphrite sont connus à Ua Huka et Hiva Oa (fig. 3).

Les laves de composition intermédiaire et évoluée résultent de l'évolution des magmas basaltiques stockés dans des réservoirs intra-crustaux par cristallisation fractionnée (Brousse *et al.*, 1978b ; Maury *et al.*, 1978) ou par assimilation de matériel lithosphérique couplé à la cristallisation fractionnée (Caroff, 1992 ; Caroff *et al.*, 1995, 1999). Les îles de Nuku Hiva et de Ua Pou se prêtent particulièrement bien à la quantification de tels processus.

Les sources mantelliques et la contamination lithosphérique

Les sources mantelliques

La figure 5 présente les données en isotopes du Sr, Nd et Pb disponibles sur les îles Marquises (fig. 5a1 et fig. 5a2). Ces données sont comparées à celles des autres alignements polynésiens (fig. 5b1 et fig. 5b2) et sont distinguées en fonction de la nature basaltique ou évoluée des laves (fig. 5c1) lorsque celle-ci est connue.

Le champ de compositions isotopiques de l'alignement des Marquises (îles hautes et monts sous-marins) s'étale

largement selon les valeurs des isotopes du Sr (0,702880 à 0,705614) et du Nd (0,512671 à 0,513035) entre les pôles mantelliques définis par Zindler et Hart (1986) et Hart (1988) DMM (depleted mantle MORB), EM II (enriched mantle) et HIMU (high μ , $\mu = {}^{238}\text{U}/{}^{204}\text{Pb}$). Ce champ est plus restreint pour les isotopes du plomb, la gamme de variation de ${}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ (15,501 à 15,650) variant davantage que celle de ${}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ (18,874 à 19,978). Ces caractéristiques sont très proches de celles de l'alignement de la Société (fig. 5b1 et fig. 5b2).

La diversité des compositions isotopiques des laves marquisiennes est observée au sein de l'alignement (tabl. 1), mais également entre les îles voisines (Vidal *et al.*, 1987 ; Desonie, 1990) et au sein d'une île donnée selon les différents types magmatiques (Duncan *et al.*, 1986 ; Vidal *et al.*, 1987 ; Woodhead et McCulloch, 1989). Dans certains cas, notamment à Ua Pou, les variations isotopiques intra-îles recouvrent l'essentiel des variations isotopiques observées dans l'archipel (Duncan *et al.*, 1986) alors que dans d'autres comme Eiao (Caroff *et al.*, 1995, 1999), Nuku Hiva (Le Dez *et al.*, 1996) et Hiva Oa (Le Dez, 1996), elles sont plus restreintes. Ainsi à Eiao, les valeurs des isotopes du Sr (0,703252 à 0,704110) restent relativement faibles et celles du Nd (0,512890 à 0,513035) sont parmi les plus élevées et les rapports ${}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ (15,501 à 15,591) et ${}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ (19,062 à 19,485) varient de façon importante. Les laves différenciées forment un groupe moins radiogénique en ${}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ que les laves basaltiques de l'île. Les valeurs de Hatutu (${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$: 0,704330 à 0,704720 ; ${}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}$: 0,512806 à 0,512867) sont moyennes par rapport à la gamme de variation marquisienne. Le champ des compositions isotopiques en Sr et en Nd est très étalé pour Nuku Hiva avec des teneurs de plus en plus élevées en ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$ (0,703040 à 0,704487) et de plus en plus faibles en ${}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}$ (0,512765 à 0,512971) pour les laves différenciées. ${}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ (15,524 à 15,620) varie beaucoup, les laves différenciées étant plus radiogéniques que les basaltes, alors que ${}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ (18,984 à 19,150) reste quasiment stable. Pour Ua Huka, les valeurs des isotopes du Sr (0,704308 à 0,705614) sont parmi les plus élevées des Marquises, celles du Nd (0,512741 à 0,512886) sont relativement faibles et celles du plomb

sont globalement identiques à celles de Nuku Hiva (${}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$: 15,552 à 15,650 ; ${}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$: 18,874 à 19,150) quoique plus étalées en ${}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$. Les valeurs des isotopes du Sr (0,702880 à 0,705310) et du Nd (0,512671 à 0,512921) des basaltes de Ua Pou s'étalent sur la presque totalité du champ marquisien avec toutefois deux groupes principaux extrêmes et bien distincts : l'un, majoritaire, élevé en Sr et faible en Nd comprenant les laves évoluées de l'île, et l'autre faible en Sr et relativement élevé en Nd. Les valeurs de ${}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ (15,536 à 15,650) et ${}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ (19,140 à 19,978) sont parmi les plus variables de l'archipel. Comme Ua Pou, Hiva Oa présente deux groupes extrêmes de valeurs en Sr (0,703443 à 0,705330) et Nd (0,512766 à 0,512986), les laves évoluées étant plus radiogéniques en ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$. Pour Tahuata, les valeurs des isotopes du Sr (0,703673 à 0,705506) et du Nd (0,512690 à 0,512875) sont relativement étalées et ${}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ (15,535 à 15,632) varie davantage que ${}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ (19,133 à 19,334). Les valeurs des isotopes du Sr (0,703473 à 0,703909) et du Nd (0,512740 à 0,512907) à Fatu Hiva se situent globalement au milieu de la gamme de variation marquisienne alors que les teneurs en ${}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ (19,522 à 19,677) sont parmi les plus radiogéniques des Marquises.

La contamination lithosphérique

De nombreuses tentatives de modélisation de point chaud ont visé à rendre compte des évolutions spatio-temporelles observées aux Marquises. La complexité de l'élaboration de tels modèles réside dans le fait qu'ils doivent considérer non seulement des évolutions communes aux différentes îles, mais également des variations parfois importantes d'une île à l'autre. Outre les hétérogénéités de la source mantellique, interprétées par la présence d'un certain nombre de pôles de mélange identifiés par les rapports isotopiques du Sr, Nd et Pb (Zindler et Hart, 1986 ; Hart, 1988), une interaction entre le matériel profond remonté par le panache mantellique et le manteau supérieur asthénosphérique et/ou lithosphérique est généralement envisagée pour expliquer la présence de composants chimiquement contrastés au sein d'une zone géographiquement réduite.

Duncan *et al.* (1986) ont noté que, contrairement à Hawaii, les tholéiites et les

basaltes alcalins de Ua Pou ne proviennent pas de la fusion partielle à taux variables d'une même source. Ces auteurs ont proposé deux alternatives : 1) la contamination des liquides du panache par la lithosphère inférieure, celle-ci ayant incorporé lors de sa formation des éléments de manteau caractérisés par une signature HIMU ; 2) l'incorporation de manteau supérieur asthénosphérique hétérogène, comportant des éléments de signature HIMU lors de la remontée du panache.

La première hypothèse suppose une lithosphère océanique inférieure hétérogène constituée de lobes de manteau enrichi, incorporés par épaissement de la plaque au cours de son refroidissement en s'écartant du centre d'accrétion, et d'asthénosphère appauvrie. Selon Duncan *et al.* (1986), lors de la phase bouclier, le volcan est à l'aplomb du point chaud et le magma produit peut être contaminé par la lithosphère inférieure (DMM + HIMU). Alors que le volcan s'éloigne du point chaud, des taux plus faibles de fusion partielle engendrent des liquides alcalins (EM II) empruntant les mêmes conduits que lors de la phase bouclier et, l'encaissant étant plus réfractaire, il y aurait moins d'assimilation à ce stade. Les basaltes alcalins refléteraient donc principalement la composition du panache (Duncan *et al.*, 1986).

La seconde hypothèse implique une hétérogénéité de type zonation chimique du panache, conséquence de l'hétérogénéité initiale de sa source ou bien de l'incorporation de manteau asthénosphérique au cours de l'ascension du panache. Ainsi, dans le cas où les hétérogénéités sont distribuées uniformément dans le panache, des magmas isotopiquement différents peuvent se former par des taux de fusion partielle différents, la composante EM II étant plus réfractaire que celle DMM (Duncan *et al.*, 1986).

Woodhead (1992) distingue deux phases de construction des volcans marquisiens : une phase bouclier majoritairement représentée par des basaltes tholéiitiques et une phase post-bouclier où dominent les basaltes alcalins. Une phase de repos plus ou moins longue sépare ces deux stades. Selon cet auteur, deux facteurs plaident en faveur d'un contrôle lithosphérique ou crustal dans l'évolution temporelle des laves : 1) la répartition dans le temps des composi-

tions au sein de chaque île et l'uniformité des compositions de la phase bouclier, 2) les périodes de repos entre les deux phases, dont la durée peut être corrélée avec l'amplitude des variations isotopiques présumées liées à l'augmentation de l'influence du composant panache dans la phase post-bouclier. Woodhead (1992) propose une contamination lithosphérique (signature DMM) importante des liquides issus du panache lors du stade bouclier tandis que les produits émis lors du stade post-bouclier sont caractérisés par la signature EM II reflétant la composition du panache, rejoignant ainsi le modèle de Duncan *et al.* (1986). Selon Woodhead (1992), plus la phase de repos entre les deux stades est longue, plus le signal de panache est « pur » dans le stade post-bouclier (modèle proposé par Storey *et al.*, 1988 pour les Kerguelen).

Desonie *et al.* (1993) observent des comportements isotopiques différents au sein des trois régions distinctes de l'alignement marquisien : le rôle prépondérant du pôle DMM s'observe dans la zone septentrionale, celui du pôle EM II dans la partie centrale et celui du pôle HIMU dans le secteur méridional. Selon ces auteurs, une telle relation est compatible avec la fusion de sources mantelliques distinctes DMM + HIMU et EM II, suivie du mélange des liquides produits, ou bien avec la fusion à taux variables d'une même source hétérogène. La séquence de variation des compositions étant régulière et répétée pour chaque volcan, requérant une distribution régulière des hétérogénéités dans le panache, Desonie *et al.* (1993) proposent deux types de panaches : 1) un panache de composition uniforme EM II avec l'assimilation de lithosphère inférieure de composition DMM + HIMU, 2) un panache faible chimiquement zoné, dont la périphérie est de composition EM II et cisailé par des flux horizontaux dans le manteau supérieur permettant l'incorporation de manteau DMM + HIMU concentré au centre du panache. Selon ces deux modèles, les évolutions dériveraient de l'augmentation de la contribution du pôle EM II par rapport à un pôle constitué par un mélange en proportions fixes de HIMU et DMM (Desonie *et al.*, 1993).

Les travaux de Le Dez (1996) démontrent que les modèles proposés jusqu'alors, faisant intervenir le déplacement des édifices volcaniques à l'aplomb d'un panache

chimiquement zoné (Duncan *et al.*, 1986 ; Woodhead, 1992 ; Desonie *et al.*, 1993), ne peuvent rendre compte des variations rapides observées sur les îles de Eiao (Caroff *et al.*, 1995, 1999), Nuku Hiva (Le Dez *et al.*, 1996) et Hiva Oa (Le Dez, 1996). Selon cet auteur, la contribution de DMM provient soit d'une contamination lithosphérique lors de la fusion par le panache au cours de sa remontée, soit d'une contamination crustale de type de celle observée à Eiao (Caroff, 1992 ; Caroff *et al.*, 1995, 1999). L'hypothèse d'une contribution constante du pôle DMM lors de la formation des îles (Desonie *et al.*, 1993) est alors remise en cause. La nature hétérogène de la source et le caractère aléatoire des signatures isotopiques sont compatibles avec l'hypothèse d'un panache ayant incorporé des lambeaux de croûte océanique subductée (source HIMU : Vidal *et al.*, 1987 ; Chauvel *et al.*, 1992) comportant des sédiments terrigènes (EM II : White, 1985 ; Hart, 1988) distribués de façon aléatoire (Le Dez, 1996).

Selon Le Dez (1996), il existe des changements très rapides de signatures de source des laves à Nuku Hiva et Hiva Oa, qui atteignent une amplitude maximale à la fin de l'édification du volcan bouclier de Nuku Hiva, contredisant ainsi le modèle de Woodhead (1992) selon lequel les laves de la phase bouclier seraient isotopiquement homogènes. De plus, pour ces deux îles, les évolutions isotopiques sont continues, ne montrent pas de hiatus significatif et sont totalement indépendantes des variations de taux de fusion partielle.

Le modèle proposé par Le Dez (1996) fait intervenir un panache très hétérogène à petite échelle avec la contribution d'éléments de croûte océanique subductée (HIMU) et comportant des sédiments terrigènes (EM II) répartis de façon aléatoire. Lors de sa remontée, le panache subit une déflexion par des rouleaux de convection induits par la dérive de la plaque lithosphérique sus-jacente, permettant l'incorporation de manteau appauvri (DMM). Ainsi, la fusion d'un tel matériel peut engendrer des changements significatifs de signature de source lors de la construction des édifices volcaniques, sans modifications des taux de fusion partielle. Cependant, Le Dez (1996) remarque que ce dernier paramètre doit être également pris en compte en raison des évolutions systématiques observées dans l'archipel, à savoir l'aug-

mentation de la contribution du pôle EM II au cours du temps, corrélée avec la diminution des taux de fusion partielle (Caroff *et al.*, 1995 ; Le Dez *et al.*, 1996 ; Ielsch *et al.*, 1998). Dans ce cas, le manteau HIMU est plus réfractaire et fond à plus haute température que les éléments de manteau EM II. Ce modèle d'interaction d'un panache de composition hétérogène (HIMU-EMII) avec le manteau sublithosphérique (DMM) permet de concilier les évolutions globales au cours du temps visibles sur toutes les îles et les variations rapides de signature de source propres à chaque île.

Des interactions entre les magmas basaltiques et la croûte océanique, à l'origine de la genèse des laves intermédiaires, ont été mises en évidence à Eiao par Caroff (1992) et Caroff *et al.* (1995, 1999). Les processus d'évolution des liquides basaltiques dans des réservoirs intra-crustaux peuvent constituer un phénomène majeur à l'origine de la diversité géochimique des laves émises en surface et peuvent modifier de façon significative les signatures isotopiques des laves intermédiaires et évoluées.

Discussion et conclusion

Les spécificités de l'archipel marquisien

Les divers auteurs mentionnés ci-dessus s'accordent à reconnaître à l'archipel des Marquises des caractéristiques très originales permettant de le distinguer aisément des autres chaînes linéaires intraplaque océaniques, polynésiennes ou hawaïennes, mais divergent considérablement quant à l'interprétation de certaines de ces singularités.

La direction atypique de l'archipel, N140-150°E, est probablement celle qui a fait l'objet du minimum de débats. Tous les auteurs récents (Crough et Jarrard, 1981 ; McNutt *et al.*, 1989 ; Brousse *et al.*, 1990 ; Diraison, 1991 ; Desonie *et al.*, 1993 ; Jordhal *et al.*, 1998 ; Gutscher *et al.*, 1999) s'accordent à la rapprocher de la direction structurale ancienne acquise par la lithosphère océanique parallèlement à l'ancien axe d'accrétion lors du fonctionnement de la ride Pacifique-Farallon (N160°-170°E, direction de la ride sous-marine de l'Empereur). Le rôle prépondérant des zones de faiblesse

préexistantes de la lithosphère océanique dans le contrôle des directions structurales du volcanisme de point chaud est un fait largement reconnu en Polynésie (Binard *et al.*, 1991, 1992).

L'assez mauvaise corrélation entre la gamme des âges des îles et leur distance par rapport au point chaud présumé proche de la zone de fracture des Marquises (fig. 4) est également un fait majeur qui n'a pas fait l'objet de beaucoup de discussions. La seule explication proposée (McNutt *et al.*, 1989, reprise par Brousse *et al.*, 1990 et Diraison, 1991) est que le point chaud marquisien serait un point chaud « faible » dont les laves ne parviendraient qu'occasionnellement en surface qu'à la faveur de zones de faiblesse de la lithosphère sus-jacente. Cette interprétation est cohérente avec l'hypothèse d'un important sous-placage magmatique discutée ci-dessous, mais par contre ne rend pas bien compte du volume important de certains édifices (plus de 13 000 km³ pour Nuku Hiva selon Wolfe *et al.*, 1994) qui n'est dépassé en Polynésie française que par celui de Tahiti.

Les problèmes liés à la subsidence ou la non-subsidence des édifices et l'absence notoire d'atolls ou de récifs barrières n'ont pas été non plus largement discutés. Il est cependant évident que les Marquises ne présentent pas l'évolution morphologique des îles en fonction de la distance au point chaud typique des alignements d'Hawaii, de la Société ou des Gambier. La présence de coulées sub-aériennes à 700 m de profondeur à la base des forages d'Eiao (Caroff *et al.*, 1995, 1999) prouve cependant, au nord de l'archipel, l'existence d'un important affaissement qui pourrait refléter la subsidence principale acquise dans le premier million d'années suivant le début de l'édification du volcan (Watts et Zhong, 2000), et due à la surcharge exercée par l'édifice (entraînant une subsidence de 0,69 cm/an pour Tahiti d'après I. Leroy, 1994). Par contre, la subsidence résiduelle due au refroidissement de la lithosphère au cours du temps semble être très limitée aux Marquises, où les traces de haut niveau marin à -120 000 ans (plate-forme d'abrasion) et de bas niveau marin vers -20 000 ans (plate-forme récifale submergée) n'ont apparemment pas été perturbées par des phénomènes tectoniques ou isostatiques. L'épaississement crustal démontré sous l'archipel (Caress *et al.*,

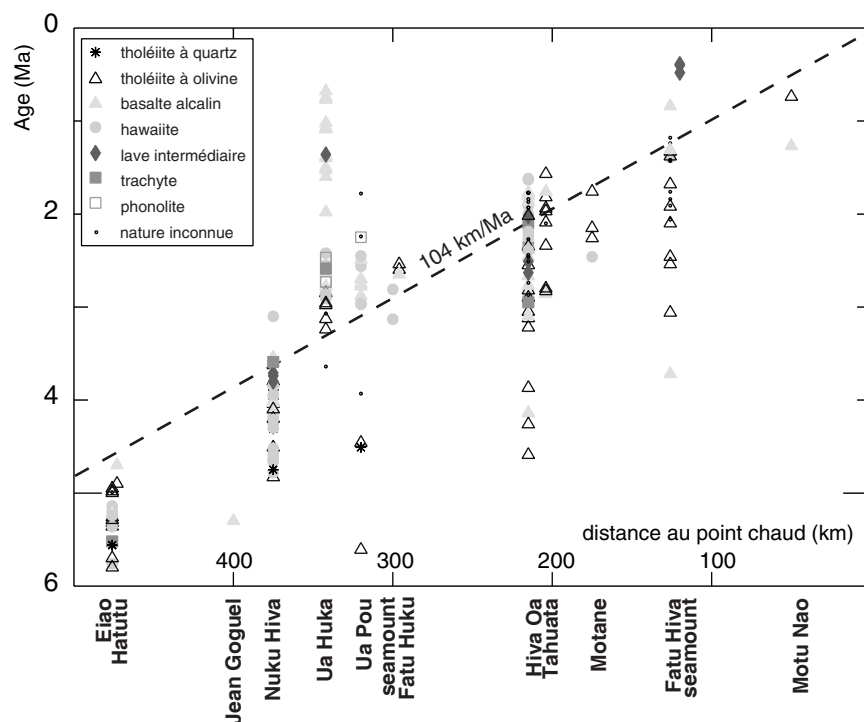


Fig. 4.- Diagramme âge-distance au point chaud supposé, des différentes îles de l'archipel des Marquises. L'origine des données est indiquée tableau 2.

Fig. 4.- 'Age' vs. 'Distance from hotspot' diagrams for the Marquesas Islands volcanoes. Data taken from different sources (Table 2).

1995) pourrait être responsable de cette caractéristique, quelle que soit son origine (sous-placage magmatique ou bien édification sur un plateau intra-océanique, voir ci-dessous).

Une autre caractéristique remarquable des Marquises est la fréquence et l'importance des effondrements gravitaires : la morphologie et la géologie de nombreuses îles suggèrent la disparition en mer de la moitié (Nuku Hiva, Ua Huka, Fatu Hiva) voire des trois-quarts (Eiao) des volcans-boucliers initiaux. Ces phénomènes se sont aussi produits dans d'autres archipels comme la Société (Moorea : Le Dez *et al.*, 1998 ; Raiatea : Dauteuil *et al.*, 1998) mais avec une fréquence et/ou une ampleur plus limitée. Aucune explication n'a été, à notre connaissance, proposée pour cette particularité. L'origine de l'épais tablier archipélagique des Marquises a été attribuée sans preuve convaincante aux déstabilisations gravitaires des édifices volcaniques (Filmer *et al.*, 1994 ; Wolfe *et al.*, 1994 ; Caress *et al.*, 1995). Il paraît cependant aberrant que l'effondrement partiel d'édifices dont le volume total est estimé à 90 000 km³ ait pu donner naissance à un tablier volcano-détritique d'un volume de

240 000 km³, comme l'ont proposé Caress *et al.*, en 1995.

L'imagerie sismique de l'archipel (Filmer *et al.*, 1993 ; Caress *et al.*, 1995) a mis en évidence un important épaississement crustal sous sa partie centrale, où le Moho atteint des profondeurs de 15 à 20 km. Cet épaississement est en général interprété comme résultant principalement d'un sous-placage magmatique intervenu lors du passage au-dessus du point chaud marquisien (Filmer *et al.*, 1993 ; Caress *et al.*, 1995 ; McNutt et Bonneville, 2000), et dont le volume total est estimé à 620 000 km³ (Caress *et al.*, 1995 ; McNutt et Bonneville, 2000), soit 7 fois le volume des îles et près de 2 fois le volume combiné des îles et de l'épaississement crustal dû au tablier archipélagique. Une interprétation radicalement différente a été proposée par Gutscher *et al.*, en 1999. Pour ces auteurs, l'épaississement de la racine crustale des Marquises 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.

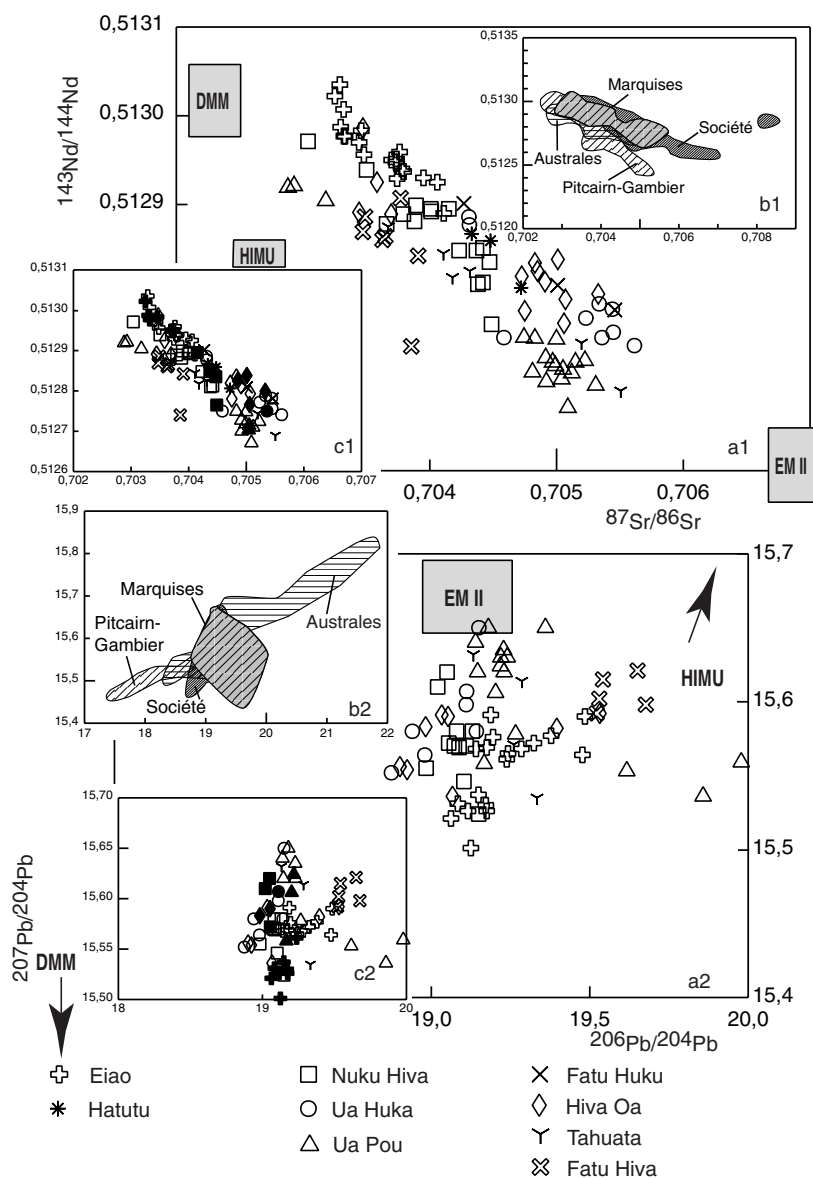


Fig. 5.- a1 et a2 : données des isotopes du Sr, Nd et Pb des îles marquisiennes
 b1 et b2 : comparaison avec les données des alignements polynésiens
 c1 : $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ en fonction de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ représenté selon la nature basaltique (figurés vides) ou évoluée (figurés pleins) des laves, lorsque celle-ci est connue (c1).

Fig. 5.- a1 and a2: Sr, Nd and Pb isotopic data for the Marquesas Islands
 b1 and b2: comparison with data from the Polynesian chains.
 c1: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ data for basaltic lavas (empty symbols) and evolved lavas (filled symbols) where known (c1).

Enfin, la particularité géochimique essentielle des Marquises réside dans la remarquable hétérogénéité de la signature isotopique en strontium, néodyme et plomb de ses laves. De nombreux auteurs ont tenté de l'interpréter dans le cadre d'un modèle de panache zoné largement inspiré de l'exemple d'Hawaï (Duncan *et al.*, 1986 ; Woodhead, 1992 ; Desonie *et al.*, 1993). Toutefois, les variations temporelles rapides observées sur les îles d'Eiao (Caroff *et al.*, 1995, 1999), Nuku Hiva (Le

Dez *et al.*, 1996) et Hiva Oa (Le Dez, 1996) sont difficilement interprétables dans le cadre d'un tel modèle. Ce dernier groupe d'auteurs, ainsi que Vidal *et al.* (1987), font plutôt appel soit à des hétérogénéités à petite échelle du panache, soit à des interactions chimiques entre les liquides magmatiques dérivant de la fusion de ce dernier et les matériaux de la lithosphère océanique. Cette dernière hypothèse a également été envisagée par Duncan *et al.* (1986). En particulier,

l'étude des laves les plus anciennes de l'archipel et prélevées par forages (forages Dominique à d'Eiao, 5,52 Ma) montre qu'elles ont déjà été contaminées par des matériaux crustaux très enrichis en certains éléments incompatibles (Caroff *et al.*, 1995, 1999). Les caractéristiques particulières, et rares en domaine océanique, de l'évolution de la série alcaline du volcan de Taiohae à Nuku Hiva, avec fractionnement d'amphibole sous forte pression d'eau (Maury *et al.*, 1978) sont également compatibles avec des interactions entre les magmas et un encaissant hydraté à des profondeurs de 10-15 km.

Deux modèles généraux susceptibles de rendre compte de la majorité voire de l'ensemble de ces particularités ont été proposés. Nous allons les discuter ci-dessous, tout en étant conscients qu'il est très difficile de trancher entre les deux sans des travaux complémentaires approfondis. En particulier, l'étude des variations spatio-temporelles des compositions géochimiques des magmas est essentielle pour le test des modèles d'hétérogénéité des sources mantelliques : or, de tels résultats ne sont actuellement disponibles que pour un très petit nombre d'îles (Eiao, Nuku Hiva). Enfin et surtout, la validité de l'hypothèse d'un plateau océanique marquisien servant de substratum à l'archipel demeure à tester par une campagne de dragages profonds, qui n'est pour l'instant pas programmée.

Le modèle de sous-placage magmatique

Selon l'interprétation la plus couramment proposée (Filmer *et al.*, 1993 ; Caress *et al.*, 1995 ; McNutt et Bonneville, 2000), l'épaississement crustal mis en évidence sous la partie centrale de l'archipel des Marquises, serait dû à l'accumulation sous la croûte océanique formée à l'axe de la dorsale Pacifique-Farallon de matériaux magmatiques, vraisemblablement de type gabbroïque (McNutt et Bonneville, 2000), lors de son passage au-dessus du point chaud. Cette hypothèse rend compte de façon satisfaisante de l'ensemble des caractéristiques géophysiques actuellement connues du substratum de l'archipel. De plus, des sous-placages comparables ont été mis en évidence sous d'autres îles issues du fonctionnement de points chauds, notamment sous l'archipel

hawaïen (Watts *et al.*, 1985 ; Watts et ten Brink, 1989) et sous La Réunion (Charvis *et al.*, 1999). L'existence d'une telle racine crustale est également susceptible d'expliquer, au moins de façon qualitative, la subsidence résiduelle apparemment limitée de la plupart des îles de l'archipel et également l'existence d'interactions chimiques entre les magmas issus du panache et des roches crustales enrichies en éléments incompatibles. On peut aussi estimer que la formation d'une épaisse racine crustale pénécotemporaine de l'édification des îles pourrait avoir facilité, voire causé, les grands effondrements gravitaires qui sont une caractéristique majeure de l'archipel.

Le modèle de sous-placage magmatique se heurte néanmoins à deux obstacles. Tout d'abord, les interactions entre magmas et matériaux crustaux enrichis ont été mises en évidence au niveau des laves les plus anciennes de l'archipel (forages d'Eiao). Or, il paraît logique que l'essentiel de l'épaississement dû au sous-placage magmatique se soit formé après le début du volcanisme des îles du groupe septentrional. En second lieu, les rapports entre les volumes de matériaux magmatiques constituant les édifices (90 000 km³), remaniés par effondrement gravitaire sur le plancher océanique (240 000 km³) et sous-plaqué (620 000 km³) paraissent très anormaux par rapport aux observations faites sur des îles ou archipels de dimension comparable voire supérieure. Ainsi, l'épaisseur crustale sous Tahiti n'excéderait pas 12 km (J. Francheteau, comm. pers., 2001) alors qu'elle atteint 15-20 km sous la partie centrale des Marquises. Sous La Réunion, la profondeur du Moho ne dépasse pas 13 km, et le volume de matériel magmatique sous-plaqué est estimé entre 30 000 et 50 000 km³ (Charvis *et al.*, 1999) pour un volume de l'édifice volcanique estimé à 75 000 km³ (de Voogt *et al.*, 1999). Sous l'archipel hawaïen, l'existence d'un épaississement crustal est contestée. Nié

par certains auteurs (Zucca *et al.*, 1982 ; Lindwall, 1988), ce dernier aurait, selon ses partisans, un volume égal à seulement la moitié de celui de la production volcanique du Kilauea (Watts et ten Brinks, 1989).

Le modèle d'édification sur un plateau océanique

Ce modèle repose sur l'observation de la fréquence des plateaux et des rides océaniques cénozoïques formés à ou près de l'axe de la dorsale du Pacifique Est (EPR), qui pourrait refléter l'activité d'un ou de plusieurs panache(s) associé(s) au mégabombement lithosphérique du Pacifique Sud (McNutt et Judge, 1990 ; McNutt, 1998). Par rapport à l'EPR ou à son ancêtre, la ride Pacifique-Farallon, ces plateaux, généralement couplés (Australes-Iquique, Tuamotu-Nazca), présentent un dispositif en « V » similaire à celui des rides Cocos et Nazca par rapport au point chaud des Galapagos, et compatible avec l'orientation N140-150°E de l'archipel des Marquises et de son substratum (Gutscher *et al.*, 1999). Les reconstitutions cinématiques montrent qu'un plateau ayant la position géographique et l'orientation du substratum des Marquises aurait pu se former suite à l'activité, entre 50 et 45 Ma, d'un panache situé au niveau ou à proximité immédiate de l'axe de la paléodorsale. L'épaississement crustal observé sous l'archipel et les vitesses des ondes sismiques dans ce matériel sont compatibles avec les caractéristiques des plateaux océaniques pacifiques formés à l'axe de dorsales, comme la ride de Shatsky et les plateaux de Manihiki et d'Ontong Java (Ito et Clift, 1998). L'hypothèse d'un réchauffement de la croûte épaissie d'un plateau océanique par suite de son passage au-dessus d'un panache rend également compte de la subsidence résiduelle limitée des îles des Marquises. Enfin, l'existence d'un substratum crustal « ancien » de type plateau fournit une explication satisfaisante des interactions chimiques mises en évi-

dence entre les premiers magmas issus du point chaud marquisien (forages d'Eiao) et des roches crustales riches en éléments incompatibles (Gutscher *et al.*, 1999).

Dans l'ensemble, l'hypothèse de la présence d'un plateau océanique cénozoïque sous les Marquises rend donc compte également de nombreuses singularités de l'archipel. De plus, un dispositif analogue, avec un volcanisme de point chaud récent se superposant à une croûte épaissie plus ancienne, a été mis en évidence aux Australes (McNutt *et al.*, 1997), où ont été draguées des roches volcaniques âgées de 25 à 33 Ma et reposant sur une croûte océanique à 50-40 Ma. Le point faible évident de ce modèle est qu'il demeure pour l'instant théorique. Sa confirmation ne peut se faire qu'au moyen de dragages du substratum volcanique de l'archipel, vers 3 000 ou 3 500 m de profondeur, et assez loin des îles pour s'affranchir des remaniements de matériaux récents dus aux effondrements gravitaires. La mise en évidence ou non de basaltes enrichis anciens comparables à ceux des plateaux océaniques ou bien des zones d'interactions entre dorsales et panaches serait le test-clé pour vérifier cette hypothèse. Une telle campagne de dragage est actuellement approuvée mais non programmée (L. Géli, D. Aslanian, M.A. Gutscher, comm. pers., 2001).

Remerciements

Cette étude a été réalisée dans le cadre du programme BRGM « géologie de la Polynésie française » avec le soutien du CEA/DASE/LDG, du CEA/LSCE, du CNRS et des universités de Bretagne occidentale et de Rennes I.

Les auteurs remercient Jean-Michel Liotard dont les commentaires pertinents ont permis d'améliorer le manuscrit original ainsi que Robert Brousse et Hans Barszczus qui ont su leur communiquer leur enthousiasme pour l'étude des îles de Polynésie française.

Références

- Aubert de la Rüe E. (1959) - Observations sur le volcanisme tertiaire et quaternaire de quelques îles de la Polynésie française. *Bull. Volc.*, **19**, n° 2, 159-177.
- Bard E., Jouannic C., Hamelin B., Pirazzoli P., Arnold M., Faure G., Sumostrato P., Syaefudin (1996a) - Pleistocene sea levels and tectonic uplift based on dating of corals from Sumba Island, Indonesia. *Geophys. Res. Lett.* **23**, 1473-1476.
- Bard E., Hamelin B., Arnold M., Montagnoni L.F., Cabioch G., Faure G., Rougerie F. (1996b) - Deglacial sea - level record from Tahiti corals and the timing of global meltwater discharge. *Nature, G.B.*, **382**, 241-244.

- Barszczus H.G., Liotard J.M. (1984) - Etude pétrographique et géochimique de roches draguées dans l'Archipel des Marquises, Polynésie française (Océan Pacifique Sud) : existence d'un volcanisme basanitique dans le nord de cet archipel. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **299**, sér. II, n° 2, 61-64.
- Binard N., Hékinian R., Cheminée J.L., Searle R.C., Stoffers P. (1991) - Morphological and structural studies of the Society and Austral hot spot regions in the South Pacific. *Tectonophysics*, **186**, 293-312.
- Binard N., Hékinian R., Stoffers P. (1992) - Morphological study and type of volcanism of submarine volcanoes over the Pitcairn hot spot, in the South Pacific. *Tectonophysics*, **206**, 245-264.
- 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.
- Bonneville A., Sichoix L. (1998) - Topographie des fonds océaniques de la Polynésie française : synthèse et analyse. *Géologie de la France*, **3**, 15-28.
- Brousse R. (1973) - Mission Muséum VIII, îles Marquises. Rapport SMCB 07/73, 85 p.
- Brousse R. (1978) - Eléments d'analyses de quelques îles des Marquises : Fatu Hiva, Tahuata, Motane, Ua Pou. Cahiers du Pacifique, Volume Spécial "Marquises", Fondation Singer-Polignac, 107-144.
- Brousse R., Bellon H. (1974) - Âge 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., Sevin M.A. (1978) - Pétrologie de l'île de Ua Huka dans le Pacifique central. Cahiers du Pacifique, Volume Spécial "Marquises", Fondation Singer-Polignac, 203-214.
- Brousse R., Maury R.C. (1978) - Minéralogie d'une phonolite à grenat de l'île de Ua Pou (Marquises, Pacifique central). *Bull. Miner.*, **101**, 3-10.
- Brousse R., Chevalier J.P., Denizot M., Salvat B. (1978a) - Etude géomorphologique des îles Marquises. Cahiers du Pacifique, Volume Spécial "Marquises", Fondation Singer-Polignac, 9-74.
- Brousse R., Guille G., Maury R.C. (1978b) - Volcanisme et pétrologie de l'île de Nuku Hiva dans les îles Marquises (Pacifique central). A) R. Brousse et G. Guille : Présentation générale ; B) R.C. Maury et R. Brousse : une série basalte alcalin-trachyte quartzifère en environnement océanique. Cahiers du Pacifique, Volume Spécial "Marquises", Fondation Singer-Polignac, 145-188.
- Brousse R., Guille C., Gibert J.P. (1978d) - Volcanisme et pétrologie de l'île de Hiva Oa dans les îles Marquises (Pacifique central). Cahiers du Pacifique, Volume Spécial "Marquises", Fondation Singer-Polignac, 189-202.
- Brousse R., Barszczus H.G., Bellon H., Cantagrel J.M., Diraison C., Guillou H., Leotot C. (1990) - Les Marquises (Polynésie française) : volcanologie, géochronologie, discussion d'un modèle de point chaud. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **6**, 933-949.
- Cande S.C., Kent D.V. (1992) - A new geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *J. Geophys. Res.*, **97**, 13917-13951.
- Cande S.C., Labrecque J.L., Larson R.L., Pitman III W.C., Golovchenko X., Haxby W.F. (1989) - Magnetic lineations of the World's Ocean Basins. A. A. P. G., Tulsa.
- Caress D.W., McNutt M.K., Detrick R.S., Mutter J.C. (1995) - Seismic imaging of hotspot-related underplating beneath the Marquesas Islands. *Nature, G.B.*, **373**, 600-603
- Caroff M. (1991) - Mécanismes de vésiculation et de ségrégation d'olivine dans les coulées basaltiques : exemple d'Eiao (Archipel des Marquises, Polynésie française). *C.R. Acad. Sci. Paris*, **313**, sér. II, 1073-1078.
- Caroff M. (1992) - Géochimie et pétrologie des roches volcaniques des forages d'Eiao et de Mururoa (Polynésie française) : approche des processus de genèse et d'évolution des magmas basaltiques en contexte intraplaque océanique. Thèse Univ. Bretagne occidentale, Brest, 392 p.
- Caroff M., Ollier G., Laurec J., Guille G., Maury R.C. (1991) - Apport des mesures physiques *in situ* à la connaissance des variations pétrologiques dans les îles intra-océaniques : exemple d'Eiao (Marquises, Polynésie française). *C.R. Acad. Sci. Paris*, **313**, sér. II, 1433-1440.
- Caroff M., Maury R.C., Vidal Ph., 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, 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, 235-258.
- Charvis Ph., Laesanpura A., Gallart J., Hirn A., Lépine J.-C., de Voogt B., Minshull T. A., Hello Y., Pontoise B. (1999) - Spatial distribution of hotspot material added to the lithosphere under La Réunion, from wide-angle seismic data. *J. Geophys. Res.*, **104**, 2875-2893.
- Chauvel C., Hofmann A.W., Vidal Ph. (1992) - HIMU-EM : the French Polynesia connection. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **110**, 99-119.
- Chubb L.J. (1930) - The geology of the Marquesas islands. Bernice P. Bishop Mus., **68**, 1-71.
- Cornaglia B. (1995) - Synthèse des données géophysiques Nazca-Pacifique. Thèse Univ. Paris VII et I.P.G.P., 248 p.
- Cotten J., Le Dez A., Bau M., Caroff M., Maury R.C., Dulski P., Fourcade S., Bohn M., 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.
- Crough S.T., Jarrard R.D. (1981) - The Marquesas-line swell. *J. Geophys. Res.*, **86**, 11763-11771.
- Dague P. (1973) - Etude hydrogéologique de l'île d'Eiao (Archipel des Marquises). Rapport CEA, 26 p.
- Dauteuil O., Blais S., Miau D., Guille G., Maury R.C. (1998) - Apports et limites de l'imagerie Spot et du modèle numérique de terrain pour l'étude du volcanisme intra-océanique : exemple des îles de Raiatea et de Tahaa (archipel de la Société, Polynésie française). *Géologie de la France*, **3**, 37-50.
- Davis W.N. (1928) - The coral reef problems. *Amer. Geogr. Soc.*, **9**, 596 p.
- Demange J. (1973) - Etude pétrochimique des formations volcaniques du nord de l'Archipel des Marquises. Rapport CEA/BRGM, 35 p.

- Desonie D.L. (1990) - Geochemical expression of volcanism in an or-axis and intraplate hotspot: Cobb and Marquesas. Ph. D. Thesis, Oregon State Univ, Corvallis, 145 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, 17649-17665.
- De Voogt B.S., Pou Palome S., Hirn A., Charvis P., Gallardt J., Rousset D., Danobeitia J., Perroud Ph. (1999) - Vertical movements and material transport during hotspot activity : seismic reflection profiling offshore La Reunion. *J. Geophys. Res.*, **104**, 2875-2893.
- Diament M., Baudry N. (1987) - Structural trends in the Southern Cook and Austral archipelagoes (South Central Pacific) based on an analysis of SEASAT data : geodynamic implications. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **85**, 427-438.
- Diraison C. (1991) - Le volcanisme aérien des archipels polynésiens de la Société, des Marquises et des Australes-Cook. Tephrostratigraphie, datation isotopique et géochimie comparées. Contribution à l'étude des origines du volcanisme intraplaque du Pacifique central. Thèse Doctorat, 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**, 414-420.
- Duncan R.A., McDougall I. (1976) - Linear volcanism in French Polynesia. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **1**, 197-227.
- Duncan R.A., Clague D.A. (1985) - Pacific plate motion recorded by linear volcanic chains, the Ocean Basins and Margins, 7A, Edited by A.E.M. Nairn, F.G. Stehli and S. Uyeda, 89-121, Plenum, New York.
- Duncan R.A., McCulloch, Barseczus H.G., Nelson D.R. (1986) - Plume versus lithospheric sources for melts at Ua Pou, Marquesas Islands. *Nature, G.B.*, **322**, 534-538.
- Dupuy C., Vidal P., Barseczus 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**, 145-152.
- Dupuy C., Barseczus H.G., Dostal J., Vidal P., Liotard J.M. (1989) - Subducted and recycled lithosphere as the mantle source of ocean island basalts from southern Polynesia, central Pacific. *Chem. Geol.*, **77**, 1-18.
- Epp D. (1984) - Possible perturbations to hotspot traces and implications for the origin and structure of the line Islands. *J. Geophys. Res.*, **89**, 11273-11286.
- 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**, 19565-19577.
- 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**, 385-406.
- Gonzales-Marabal A.M. (1984) - L'île de Hiva Oa dans les Marquises (Pacifique central) : pétrologie et évolution volcanologique. Thèse Univ. Paris Sud, Orsay, 265 p.
- Guilcher A. (1988) - Coral reef geomorphology. J. Wiley Eds, 228 p.
- Guille G., Goutiere G., Sornein J.F. (1995) - The atolls of Mururoa and Fangataufa (French Polynesia). I - Geology, Petrology, Hydrogeology, from volcano to atoll. Eds DIRCEN, 175 p.
- Guille G., Guillou H., Chauvel C., Maury R.C., Blais S., Brousse R. (1998) - L'île de Rurutu (Archipel des Australes, Polynésie française) : une édification complexe liée au fonctionnement de deux points chauds. *Géologie de la France*, **3**, 65-85.
- Guillou H., Blais S., Guille G., Maury R.C., Le Dez A., Cotten J. (1998) - Âges (K-Ar) et durées d'édification subaérienne des îles de Moorea, Raiatea et Maupiti (Société, Polynésie française). *Géologie de la France*, **3**, 29-36.
- Gutscher M.A., Olivet J.-L., Aslanian D., Eissen J.-P., Maury R. (1999) - The "lost Inca Plateau": cause of flat subduction beneath Peru? - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **171**, 335-341.
- Hart S.T. (1988) - Heterogeneous mantle domains : signatures, genesis and mixing chronologies. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **90**, 273-296.
- Hemond C., Devey C.W., Chauvel C. (1994) - Source compositions and melting processes in the Society and Austral plumes (South Pacific Ocean) : element and isotopes (Sr, Nd, Pb, Th) geochemistry. *Chem. Geol.*, **115**, 7-45.
- Iddings J.P. (1916) - The petrology of some South Pacific islands and its significance. *Proceed. Nation. Acad. Sci., USA*, t. 2, 413-420.
- Ielsch G. (1996) - Etude pétrologique et géochimique de l'île de Ua Huka, archipel des Marquises, Polynésie française. DEA Univ. Bretagne occidentale, Brest, 51 p. et annexes.
- Ielsch G., Caroff M., Barseczus H.G., Maury R.C., Guillou H., Guille G., Cotten J. (1998) - Géochimie des basaltes de l'île de Ua Huka (archipel des Marquises) : variation du taux de fusion partielle et hétérogénéité de la source mantellique. *C.R. Acad. Sci., Paris*, **326**, 413-420.
- Itto G., Clift P.D. (1998) - Subsidence and growth of Pacific Cretaceous plateaus. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **161**, 85-100.
- Jardin E.D. (1858) - Essai sur l'histoire naturelle de l'archipel des Marquises comprenant la géologie et la minéralogie, la botanique et la zoologie. *Mém. Soc. Imper. Sci. Nat. et Math. Cherbourg*, **6**, 100 p.
- Jordahl 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?. *Geophys. Res.*, **100**, 24431-24447.
- Jordahl K.A., McNutt M.K., Zorn H. (1998) - Pacific-Farallon relative motion 42-59 Ma determined from magnetic and tectonic data from the southern Austral Islands. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 2869-2872.
- Katao H., Morinaga H., Hyodo M., Inokuchi H., Matsuda J.I., Yaskawa K. (1988) - Geomagnetic paleosecular variation and K/Ar ages on Hiva Oa Island. Marquesas, French Polynesia. *J. Geomag. Geoelect.*, **40**, 703-714.

- Kogiso T., Tatsumi Y., Shimoda G., Barszczus H.G. (1997) - High μ (HIMU) ocean island basalts in southern Polynesia : new evidence for whole mantle scale recycling of subducted oceanic crust. *J. Geophys. Res.*, **102**, n° B4, 8085-8103.
- Kruse S.E. (1988) - Magnetic lineations on the flanks of the Marquesas swell: implications for the age of the seafloor. *Geophys. Res. Lett.*, **15**, n° 6, 573-576.
- Lacroix A. (1926) - La constitution lithologique des îles volcaniques de la Polynésie australe. Proc. Third Pan-Pacific Science Congress, Tokyo.
- Lacroix A. (1928) - Nouvelles observations sur les laves des îles Marquises et de l'île Tubuai (Polynésie australe). *C.R. Acad. Sci. Paris*, **187**, p. 397.
- Lacroix A. (1931) - Les phonolites néphéliniques et leucitiques de l'île de Ua Pou (Archipel des Marquises). *C.R. Acad. Sci. Paris*, **192**, 1161-1166.
- Le Dez A. (1992) - Géochimie et géochronologie de l'île de Nuku Hiva (Marquises, Polynésie française). DEA Univ. Bretagne occidentale, Brest, 68 p. et annexe.
- Le Dez A. (1996) - Variations pétrologiques et géochimiques associées à l'édification des volcans-boucliers de Polynésie française : exemple de Nuku Hiva et Hiva Oa (Marquises) et de Moorea (Société). Thèse Univ. Bretagne occidentale, Brest, 309 p. et annexes.
- 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. Fr.*, **167**, n° 2, 197-209.
- Le Dez A., Maury R.C., Guillou H., Cotten J., Blais S., Guille G. (1998) - L'île de Moorea (Société) : une édification rapide d'un volcan-bouclier polynésien. *Géologie de la France*, **3**, 51-64.
- Le Roy I. (1994) - Evolution des volcans en système de point chaud : l'île de Tahiti, archipel de la Société (Polynésie française). Thèse Univ. Paris-Sud, Orsay, 271 p.
- Lindwall D.A. (1988) - A two-dimensional seismic investigation of crustal structure under the Hawaiian islands near Oahu and Kauai. *J. Geophys. Res.*, **93**, 12107-12122.
- Liotard J.M. (1988) - Contribution au problème de l'origine des basaltes alcalins : fractionnement haute pression, caractérisation des zones sources, comparaison entre domaine océanique (Polynésie française) et domaine continental (Hoggar algérien, Massif central français). Thèse Univ. Languedoc, Montpellier, 225 p.
- Liotard J.M., Barszczus H.G. (1983a) - Contribution à la connaissance pétrographique et géochimique de l'île de Hatutu, Archipel des Marquises, Polynésie française (Océan Pacifique, Centre Sud). *C.R. Acad. Sci. Paris*, **297**, sér. II, 725-728.
- Liotard J.M., Barszczus H.G. (1983b) - Contribution à la connaissance pétrographique et géochimique de l'île de Fatu Huku, Archipel des Marquises, Polynésie française (Océan Pacifique, Centre Sud). *C.R. Acad. Sci. Paris*, **297**, sér. II, 509-512.
- Liotard J.M., Barszczus H.G. (1984) - Contribution à la connaissance pétrographique et géochimique de l'île d'Eiao, Archipel des Marquises, Polynésie française (Océan Pacifique, centre sud). *C.R. Acad. Sci. Paris*, **298**, sér. II, n° 8, 347-350.
- 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**, 260-268.
- Maury R.C., Andriambololona R., Dupuy C. (1978) - Evolution 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., Guillou H., Blais S., Chauvel C., Brousse R. (2000) - Notice explicative de la feuille Rurutu et Tubuai à 1/25 000 (Polynésie française, archipel des Australes). Editions du BRGM, Orléans, France, 81 p.
- McCarthy M.C., Kruse S.E., Brudzinski M.R., Ranieri M. E. (1996) - Changes in plate motions and the shape of Pacific fracture zones. *J. Geophys. Res.*, **101**, 13715-13730.
- McNutt M.K. (1998) - Superswells. *Rev. Geophys. Res.*, **36**, 211-244.
- McNutt M.K., Judge A.V. (1990) - The superswell and mantle dynamics beneath the South Pacific. *Science*, **248**, 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 hot spots. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **91**, 381-393.
- McNutt M., Caress D.W., Reynolds J., Jordhal K.A., Duncan R.A. (1997) - Failure of plume theory to explain midplate volcanism in the southern Austral Islands. *Nature*, **389**, 479-482.
- Monti S., Pautot G. (1973) - Bathymétrie Pacifique Sud. Echelle 1/1 000 000. GEBCO, CNEXCO-COB, Brest, France.
- Moore J.G., Clague D.A., Holcomb R.T., Lipman P.W., Normark W.P., Torresan M.T. (1989) - Prograde submarine landslides on Hawaiian ridge. *J. Geophys. Res.*, **94**, 17445-17484.
- Moore J.G., Normark W.R., Holcomb R.T. (1994) - Giant Hawaiian landslides. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **22**, 119-144.
- 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**, 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, 1-134.
- Parson B., Sclater J.G. (1979) - An analysis of the variation of the ocean floor bathymetry and heat flow with age. *J. Geophys. Res.*, **82**, 803-827.
- Pautot G., Dupont J. (1974) - La zone de fracture des Marquises. *C.R. Acad. Sci.*, **279**, 1519-1521.
- Plessis Y., Brousse R., Mouton J.A. (1978) - Découverte de fossiles dans les cendres volcaniques de l'île de Ua Pou (Groupe des îles Marquises). Cah. Pac., Volume spécial « Marquises », 237-241.

- Rougerie F., Wauthy B., Rancher J. (1992) - Le récif barrière ennoyé des îles Marquises et l'effet d'île par endo-upwelling. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **315**, sér. II, 677-682.
- Sager W., Springle M. (1987) - Paleomagnetic constraints on the origin and evolution of the Musicians and South Hawaiian seamounts, Central Pacific Ocean. In B. Keating, P. Fryer, R. Batiza et G. Boehlert (Eds). *Seamounts Islands and Atolls*, 43, 133-162. AGU Geophys. Mono.
- Sandwell D. (1982) - Lithospheric flexure at fracture zones. *J. Geophys. Res.*, **87**, 4657-4667.
- Steiger R.H., Jäger E. (1977) - Subcommission on geochronology : convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **36**, 359-362.
- Storey M., Saunders A.D., Tarney J., Leat P., Thirlwall M.F., Thompson R.N., Menzies M.A. (1988) - Geochemical evidence for plume-mantle interactions beneath Kerguelen and Heard islands, Indian Ocean. *Nature, G.B.*, **336**, 371-374.
- Vidal Ph., Chauvel C., Brousse R. (1984) - Large mantle heterogeneity beneath French Polynesia. *Nature, G.B.*, **307**, 536-538.
- Vidal Ph., Dupuy C., Barszczus H.G., Chauvel C. (1987) - Hétérogénéités du manteau et origine des basaltes des Marquises (Polynésie). *Bull. Soc. géol. Fr.*, **8**, n° 4, 633-642.
- Watts A.B., ten Brink U.S. (1989) - Crustal structure, flexure and subsidence history of the Hawaiian Islands. *J. Geophys. Res.*, **94**, 10473-10500.
- Watts A.B., Zhong S. (2000) - Observations of flexure and the rheology of oceanic lithosphere. *Geophys. J. Int.*, **142**, 855-875.
- Watts A.B., ten Brink U.S., Buhl P., Brocher T.M. (1985) - A multichannel seismic study of lithospheric flexure across the Hawaiian Emperor seamount chain. *Nature, G.B.*, **315**, 105-111.
- White W.M. (1985) - Sources of oceanic basalts: Radiogenic isotopic evidence. *Geology*, **13**, 115-118.
- Williams (1933) - Geology of Tahiti, Moorea and Maiao. Bernice P. Bishop Museum Bull., **105**, 89 p.
- 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, 13591-13608.
- 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.
- Woodhead J.D., McCulloch M.T. (1989) - Ancien seafloor signals in Pitcairn island lavas and evidence for large amplitude, small length-scale mantle heterogeneities. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **94**, 257-273.
- Zindler A., Hart S. (1986) - Chemical Geodynamics. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci. Lett.*, **14**, 493-571.
- Zucca J.J., Hill D.P., Kovach R.L. (1982) - Crustal structure of Mauna Loa volcano, Hawaii, from seismic refraction and gravity data. *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **72** (5), 1535-1550.

Planche I / Plate I

Photo a - Eiao : Vue générale sur les falaises de la côte ouest de l'île

Photo a - Eiao: General view of the cliffs along the west side of the island

Photo b - Nuku Hiva : Baie de Taihoae avec en arrière plan les deux sentinelles

Photo b - Nuku Hiva: Taihoae Bay with the two sentinels in the background.

Photo c - Ua Huka : Le volcanisme récent qui correspond à une reprise de l'activité volcanique

Photo c - Ua Huka: Recent volcanics corresponding to renewed volcanic activity

Photo d - Ua Pou : Vue générale sur les intrusions phonolitiques depuis le village de Hakahau

Photo d - Ua Pou: General view of the phonolitic plugs from Hakahau

Photo e - Fatu Huku : Vue générale de l'île

Photo e - Fatu Huku: General view of the island

Photo f - Hiva Oa : Baie de Atuona avec au centre motu Anakee

Photo f - Hiva Oa: Atuona Bay with Anakee islet in the centre

Photo g - Tahuata : Baie de Vaitahu situé sur la côte ouest de l'île

Photo g - Tahuata: Vaitahu Bay on the west coast of the island

Photo h - Motane : Vue générale de la partie sud de l'île

Photo h - Motane: General view of the south part of the island

Photo i - Fatu Hiva : Baie des vierges à Hanavave avec les formes ruiniiformes particulières constituées de brèches et marquant la limite entre le volcan externe et le volcan interne

Photo i - Fatu Hiva: 'Baie des Vierges' at Hanavave with its particular ruiniform shapes made up of breccias and separating the outer and inner volcanoes.



a



b



c



d



e



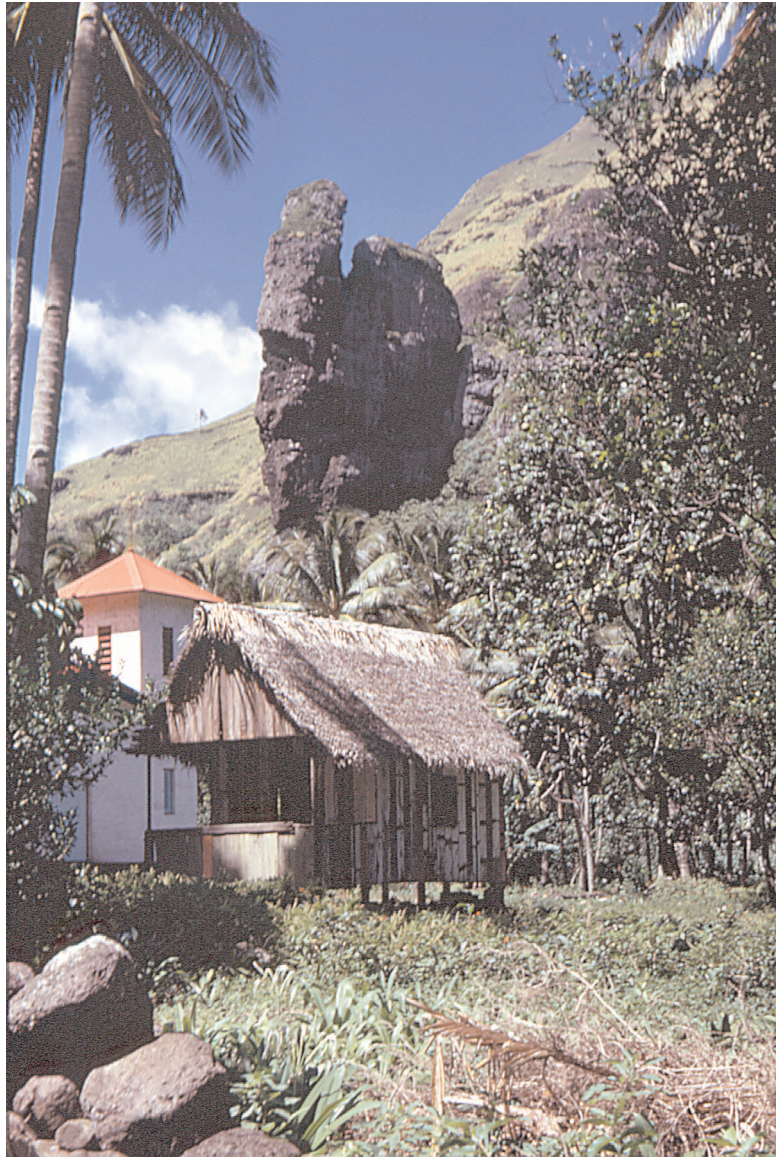
f



g



h



i

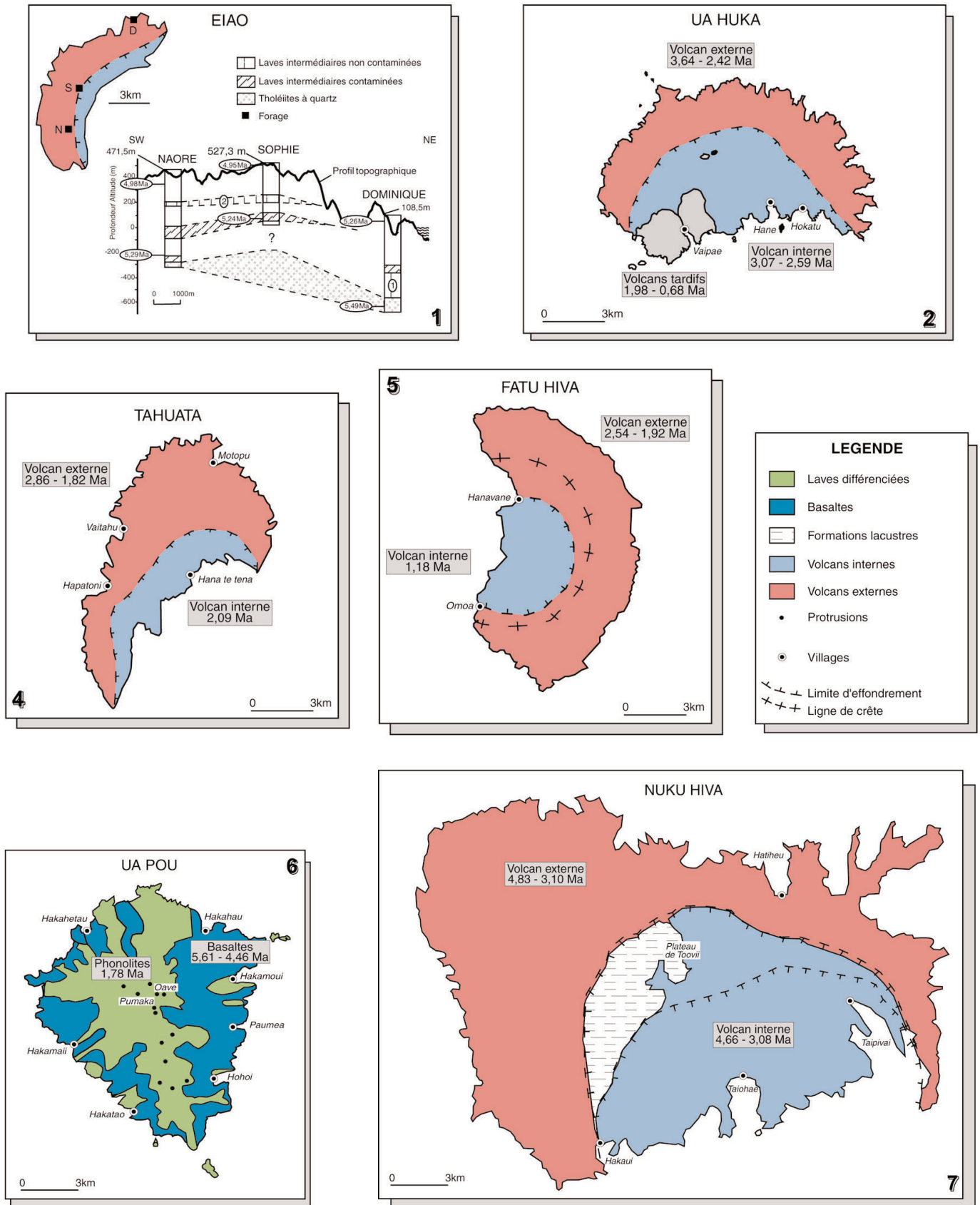
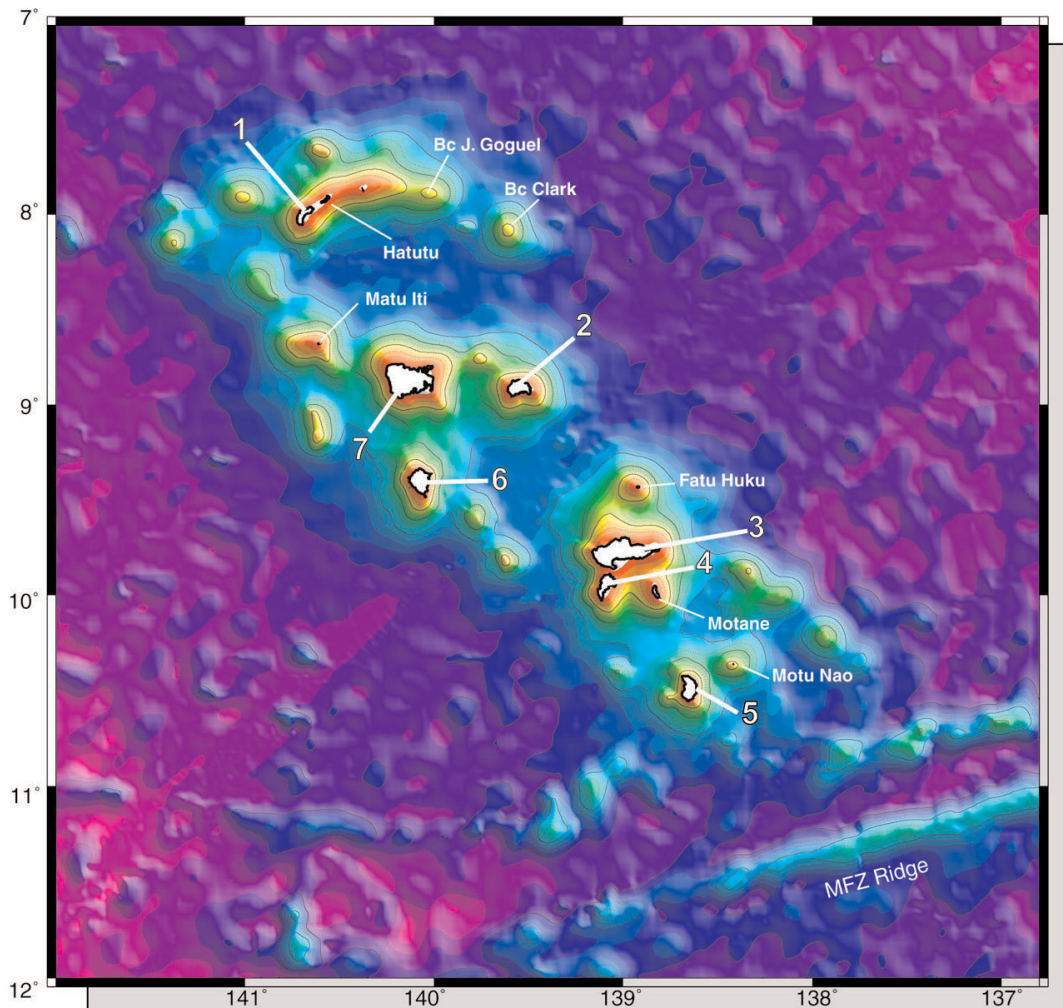
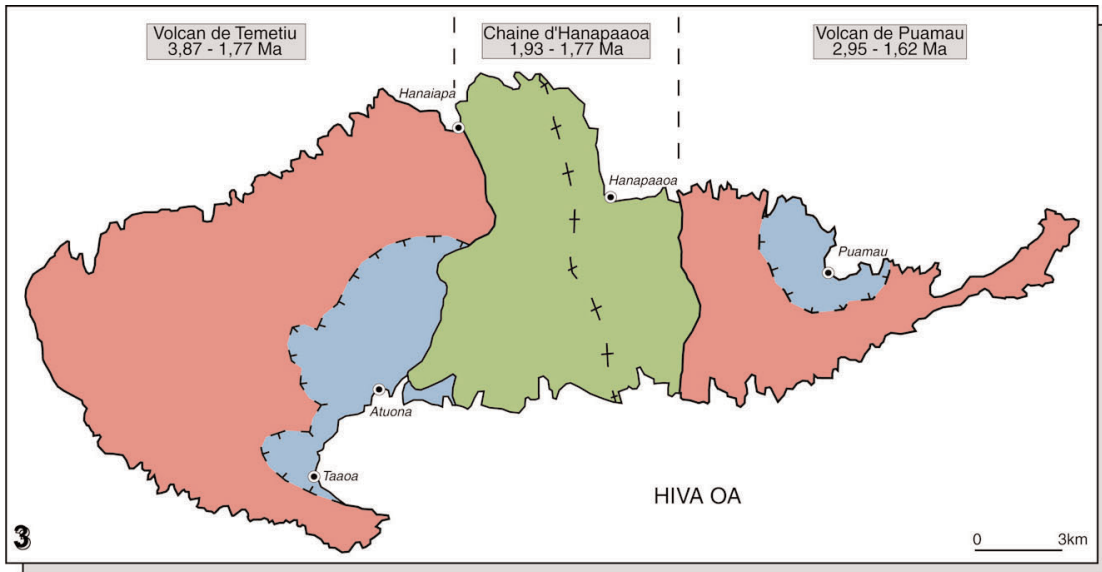


Fig. 1.- Carte générale de l'archipel des Marquises avec la bathymétrie, la localisation des différentes îles avec leurs principales structures et l'âge des formations qui les constituent.

Fig. 1.- Map of the Marquesas archipelago showing the bathymetry and the islands with their major structures and ages.



Carte bathymétrique de l'alignement des Marquises.
Schémas géologiques des principaux édifices volcaniques
Carte bathymétrique prédite de l'altimétrie satellitaire d'après Smith et Sandwell, 1997.

ERRATUM

- Remplacer Parson et Sclater (1979) par Parson et Sclater (1977).
- Fig 1 : l'île d'Eiao ne comprend pas de volcan interne. Cette île devrait être représentée en couleur rose de volcan bouclier. Pour cette île, remplacer le figuré de limite d'effondrement par celui de ligne de crête.
- Fig 5 :a1 et a2 : Données des isotopes du Sr, Nd et Pb des îles marquisiennes. b1 et b2 : Comparaison avec les données des alignements polynésiens. c1 : $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ en fonction de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et c2 : $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ en fonction de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ représentés selon la nature basaltique ou évoluée des laves, lorsque celle-ci est connue.
- Référence manquante :

Smith W.H.F. et Sandwell D.T. (1977). Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. Science 277, 1957-1962

III- APPROCHE GEOPHYSIQUE : LE SUREPAISSISSEMENT CRUSTAL DES MARQUISES



Selon la légende, la prêtresse Vehine-atua et son mari Fatu-a-nono ont soigneusement collecté tous les nono des îles du sud des Marquises dans unealebasse et, par vengeance, les ont lancés sur la plage de Taipivai (Nuku Hiva). Depuis, cette vallée est réputée pour l'agressivité de sa minuscule, mais omniprésente, faune ailée.

Eve Sivadjian, « Les îles Marquises : archipel de mémoire »
éditions Autrement, collection monde HS n°116

Si les moustiques *Aedes polynesiensis* avec la filariose de Bancroft et *Aedes aegypti* avec la dengue sont restés jusqu'à ce jour la préoccupation majeure, de nouveaux pôles d'intérêt ont également vu le jour. Les moucheron piqueurs hématophages (dénommés nono en tahitien) constituent localement des problèmes de nuisances considérables pour les habitants des zones infestées et un sérieux handicap pour le développement des activités économiques (tourisme notamment). C'est ainsi que successivement l'écologie et la biologie des *Simulies* (nono noir des rivières) et des *Ceratopogonides* (nono blanc des marécages, nono blanc des plages et nono des bananeraies) ont été étudiées et que des méthodes de lutte permettant le contrôle de leurs populations adultes ont été réalisées.

Ce sont des insectes anthropophiles, hématophages, de l'ordre des Diptères et de la Famille des *Simuliidae*. Le cycle de développement larvaire est aquatique et se réalise dans l'eau des rivières. Il s'effectue dans tous les types d'écoulements. En Polynésie Française, seulement deux îles (Nuku Hiva et Eiao) de l'archipel des Marquises hébergent ce type de moucheron. Les nonos noirs des Marquises ne sont pour l'instant le vecteur d'aucun agent pathogène pour l'homme. Cependant, en raison de leur prolifération, des nombreuses piqûres douloureuses qu'ils infligent et de leurs réactions sévères, ils sont la source de désagréments pour l'homme et de nuisance importante avec des conséquences économiques considérables.

Les nonos blancs ne transmettent pas non plus de maladies en Polynésie française. Cependant, les nombreuses piqûres (parfois plusieurs dizaines de milliers par homme et par jour), qu'ils infligent à l'homme comme aux animaux sont la cause d'une nuisance considérable et constituent localement un handicap majeur pour le développement des activités touristiques.

Projet Fatuanono : remplacer, au moins en partie, les nono (*Simulium buissoni*), qui représentent une importante nuisance à Nuku-Hiva par une forme strictement ornithophile d'une autre île, *Simulium buissoni var gallinum*.

Le récent programme d'éradication de *Simulium buissoni* par lutte larvicide (Abate) a échoué.

Entomologie médicale - http://www.ilm.pf/entomo_1f.htm

Subsidence thermique et variations de niveaux marins aux îles Marquises : implications pour les modèles de volcanisme intraplaque

M.-A. Gutscher, C. Legendre, R.C. Maury, D. Savanier

Résumé :

Les îles des Marquises sont cruciales pour la compréhension des processus de volcanisme intraplaque et des sous-placages qui lui sont associés. Nous avons appliqué un modèle thermique en deux dimensions afin de tester l'hypothèse d'une mise en place rapide d'un épais sous-placage mafique, contemporain du volcanisme de point chaud récent (0,4-5,8 Ma) exprimé en surface. La subsidence thermique prédite par ce modèle diminue rapidement pendant les trois premiers millions d'années, depuis 250 à 50 m/Ma. Des terrasses d'abrasion marine de 2 m d'altitude par rapport au niveau de la mer bordent toutes les îles des Marquises. Leur origine est attribuée au dernier haut niveau marin interglaciaire daté à 125 ka. Aucune différence de subsidence n'est observée entre les îles les plus anciennes (>5 Ma) du NW et les plus récentes (0,5 Ma) du SE. Ces observations d'une subsidence constante et modeste ne coïncident pas avec une subsidence thermique postérieure à un événement de sous-placage. Ces résultats contredisent l'hypothèse d'un âge récent pour le sous-placage magmatique et s'accordent sur une origine plus ancienne telle que la présence d'un plateau océanique formé à proximité d'un axe médio-océanique.

Thermal subsidence and sea-level changes in the Marquesas Islands: Implications for models of intraplate volcanism

M.-A. Gutscher, C. Legendre, R.C. Maury, D. Savanier

UMR 65328 Domaines Océaniques,

IUEM, Univ. Brest

F-29280 Plouzané France

e-mail : gutscher@univ-brest.fr

manuscript submitted to Geophysical Journal International, 30 June, 2003

Abstract

The Marquesas Islands are crucial for understanding processes of intraplate volcanism and associated underplating. We apply 2-D finite element thermal models in order to test the hypothesis of rapid emplacement of a thick mafic underplate, contemporaneous with recent (0.4 - 5.5 Ma) surface magmatism. The predicted thermal subsidence declines rapidly within the first 3 m.y. from 250 m/m.y. to 50 m/m.y. Marine terraces throughout the Marquesas are exposed at +2 m elevation and are attributed to the last interglacial highstand at 125 ka. No differential subsidence is observed between the oldest islands (> 5 Ma) to the NW and the youngest islands (<2 Ma) to the SE. These observations of a constant and modest amount of subsidence are inconsistent with thermal subsidence following an underplating event. These results argue against a recent age for the magmatic underplating and support an older origin, likely as a near-axis oceanic plateau.

Introduction / the Marquesas

The Marquesas Islands are one of several recently active intraplate volcanic provinces in French Polynesia (Calmant & Cazenave, 1987). They are situated on oceanic lithosphere formed between 48 - 58 Ma at the Pacific - Farallon spreading center (Kruse, 1988; Munsch et al., 1996). The emplacement of the islands has been attributed to hotspot magmatism, with ages ranging from 5.5 Ma in the NW to 0.4 Ma in the SE (Desonie et al., 1993) (Fig. 1). A seismic refraction investigation (Caress et al., 1995) across the center of the archipelago discovered anomalous oceanic crust 15 - 17 km thick, including a 2 - 8 km thick, 275 km wide "crustal root" with p-wave velocities between 7.3 and 7.75 km/s. Those workers interpreted this structure as the result of recent crustal underplating related to the emplacement of the volcanic islands. Magmatic underplating is considered to be an important process in the formation of thickened oceanic crust (Mutter & Mutter, 1993). The presence of a thick layer with high p-wave velocities has been demonstrated beneath several oceanic plateaus (Coffin and Eldholm, 1994; Charvis et al., 1995; Ito and Clift, 1998) and beneath some volcanic islands as well (Watts and ten Brink, 1989; Charvis et al., 1999). An alternative hypothesis has also been advanced, suggesting that the young Marquesas volcanic islands were emplaced on top of a pre-existing oceanic plateau formed around 50 Ma in a near axis setting (Gutscher et al., 1999). More recently, it was proposed that the mafic underplate beneath the Marquesas was emplaced at an initial temperature of 1200°C, contemporaneously with surface volcanism (McNutt & Bonneville, 2000). The purpose of this paper is to examine in detail the effects of the thermal subsidence implied by the "recent hot underplate" hypothesis and to compare this predicted subsidence to that observed using wave cut platforms as reference markers of highstands in sea-level during recent interglacial periods. The implications of the observationally determined subsidence rates for the construction and history of the islands will then be discussed.

Thermal modeling

The thermal evolution of oceanic lithosphere is a process commonly studied by numerical modeling (Stein & Stein, 1992). While most studies focus on the genesis, gradual cooling and ultimate subduction of oceanic lithosphere, the same method can be applied to the emplacement of hot magmatic bodies within or below the crust. In order to determine the thermal evolution following the emplacement of a thick hot underplate, we employed finite-element (FE) software developed by Kelin Wang and co-workers (Hyndman & Wang, 1993). The geometry for the FE model was taken from the seismic refraction model discussed above (Caress et al., 1995). The initial thermal state was that of 40 m.y. old oceanic lithosphere from a widely used cooling model (Stein & Stein, 1992). At time $T=0$ a hot layer of 1200°C material is emplaced between 10 and 20 km depth and is then allowed to cool over 5 m.y. (Fig. 2). Following the underplating event, there is no subsequent material flux into or out of the model. The temperature profiles calculated are

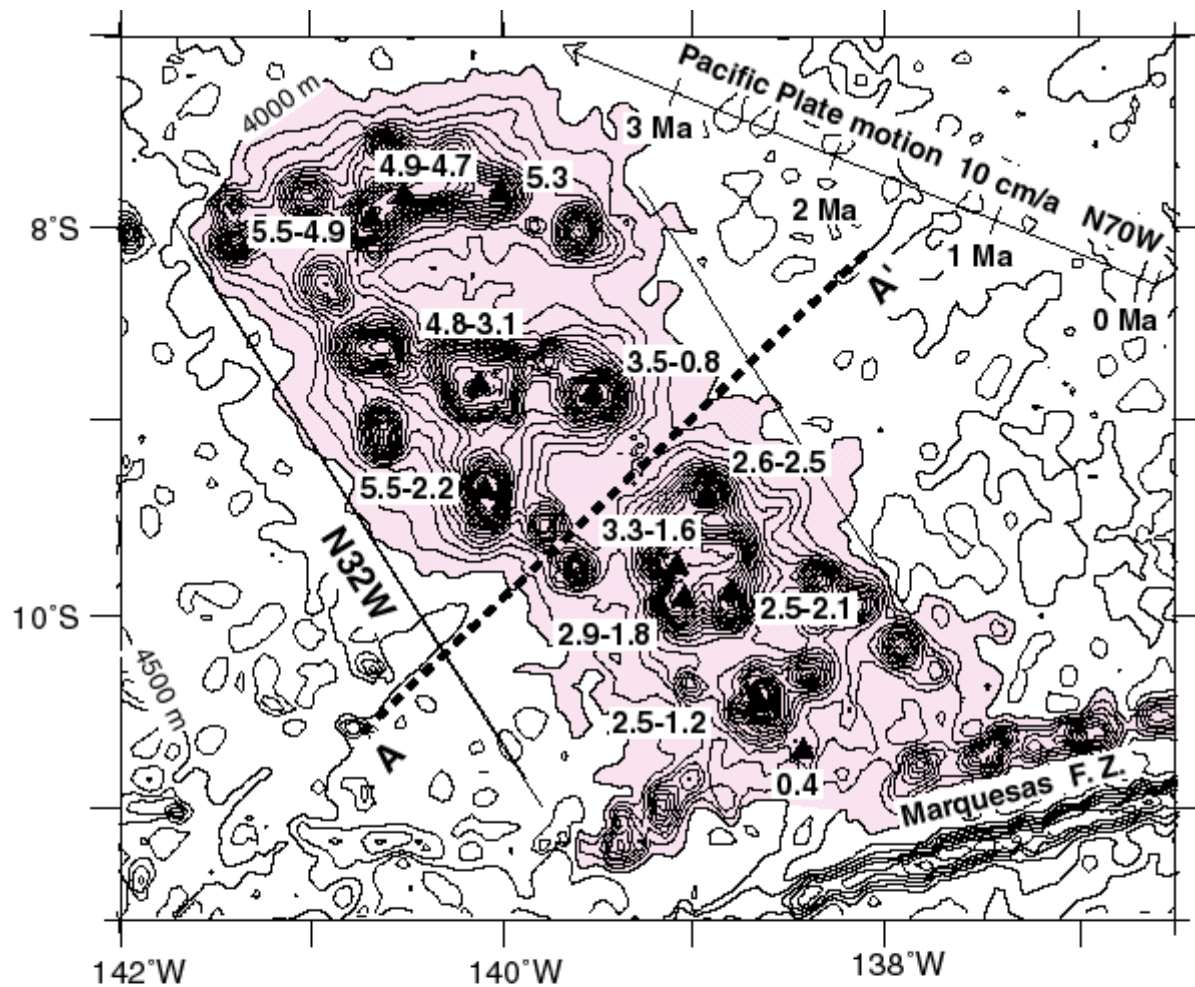


Fig. III.1 : Location map of Marquesas Islands with age dates for recent volcanoes (Brousse *et al.*, 1990; Desonie *et al.*, 1993). Bathymetry from global data set (Smith and Sandwell, 1997). 250 m contours shown as fine lines, with 1000 m contours shown bold. Marquesas Plateau is shaded grey above 4000 m depth. The trend of the Marquesas Plateau is parallel to Emperor (prior to 43 Ma) plate motion (N32W). Current Pacific plate motion (10 cm/a at N70W) (DeMets *et al.*, 1990) is shown with a tick mark for each 1 Ma (100 km) of motion. Dashed line shows position of lithospheric cross section used for thermal modeling.

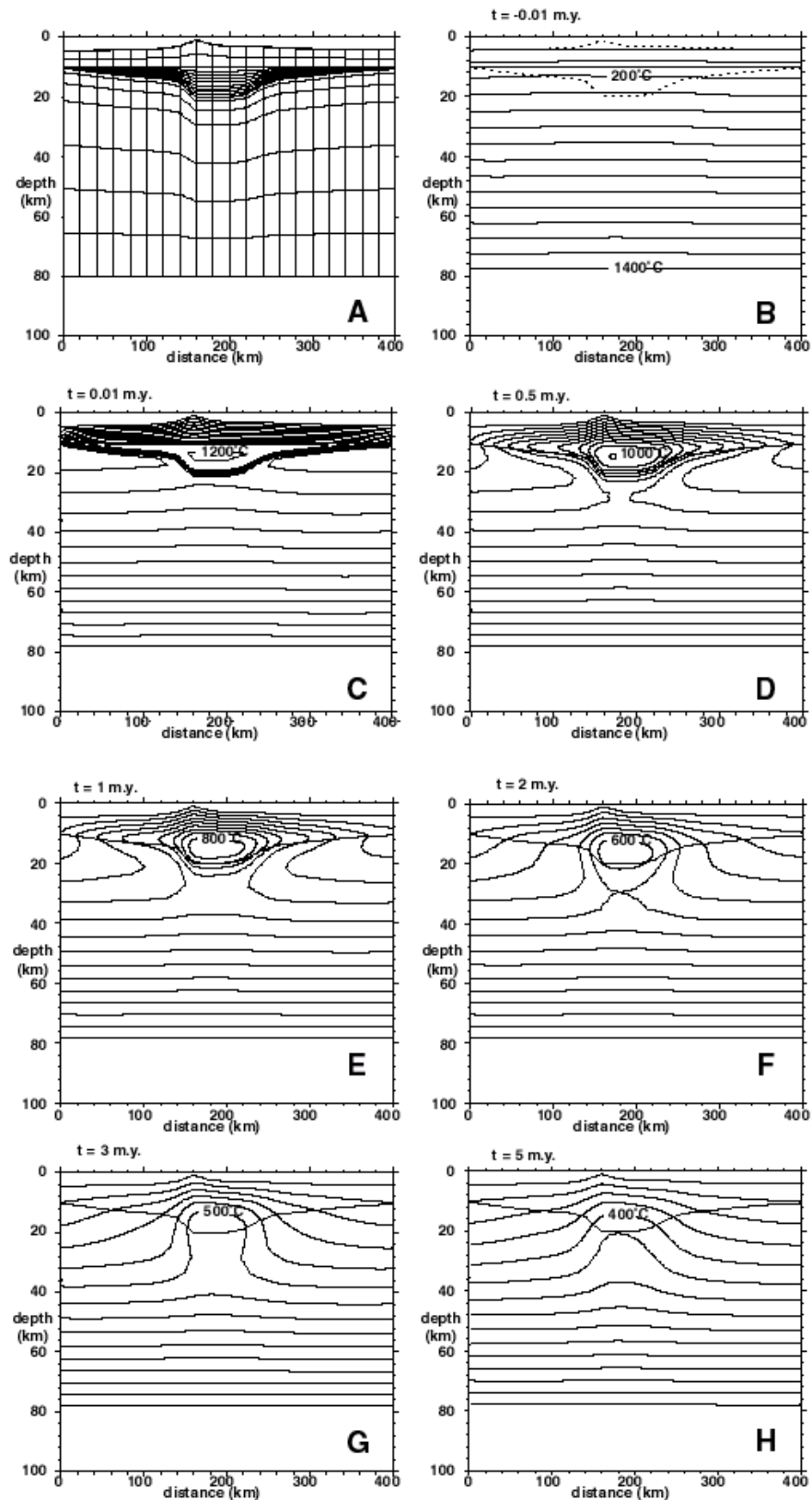


Fig. III.2 : Finite element model of thermal structure. A: Finite element grid used, consisting of 936 elements and 2933 nodes, with an extra 50 km to each side to avoid edge effects (not shown). For position of cross-section see Fig. 1. B: Initial thermal structure for 40 m.y. old oceanic lithosphere, prior to intraplate magmatism. C: Thermal structure 0.01 m.y. after emplacement of a 4-10 km thick layer of mafic underplate at 1200°C. D: Thermal structure after 0.5 m.y. E: Thermal structure after 1 m.y. F: Thermal structure after 2 m.y. G: Thermal structure after 3 m.y. H: Thermal structure after 5 m.y.

then converted into density variations using the appropriate thermal expansion coefficient for gabbroic / basaltic rocks of 3.5×10^{-5} . These densities are then translated into subsidence using a reference isostatic column with a mean oceanic crustal density of 2800 kg/m^3 and mantle density of 3300 kg/m^3 . The ensuing thermal subsidence curve is shown in Fig. 3. The hot underplate causes a nearly instantaneous uplift of 500 m, which is dissipated quite rapidly, with 300 m of thermal subsidence occurring in the first 2 m.y.

Markers of sea-level variations

Coral terraces and wave cut platforms have long been used as markers of variations in sea-level (Labeyrie et al., 1987; Bard, Hamelin & Fairbanks, 1990; Stirling et al., 1995; Cabioch et al., 1999; Zazo et al., 1999). Indeed dating of coral reefs is the most widely used method for establishing eustatic sea-level variations (Bard et al., 1996; Camoin et al., 2001). As a paleo sea-level marker records the cumulated signal from tectonic and eustatic variations, often one component must be removed in order to obtain the other. Tectonic uplift on Barbados for instance, has exposed corals dated at 130 ka, at +200 m elevation (Bard, Hamelin & Fairbanks, 1990). In order to estimate tectonic uplift or subsidence, the reverse method can be used, by subtracting known eustatic sea-level variations from a paleo sea-level marker, such as marine terraces cut by wave action (Zazo et al., 1999). The Marquesas Islands currently have no fringing coral reef, nor any exposed coral platforms (Davis, 1928; Chubb, 1930), although a drowned reef exists at 95 ± 5 m depth (Brousse et al., 1978; Rougerie et al., 1992). While the depth of the drowned reef correlates well with a sea-level lowstand prior to 14 ka, the short time span involved does not permit use of this fossil reef for estimating uplift or subsidence rates, which are typically $\ll 1$ mm/a. However, marine terraces are exposed at numerous localities around the Marquesas and are considered to be markers of sea-level highstands during recent interglacial periods (Cabioch et al., 1999).

Fieldwork in the islands of the central group of the Marquesas (Nuku Hiva, Ua Huka, Ua Pou) has included observations of a sub-regular marine terrace around these islands (Fig. 4). The landscape of most of the coasts of the Marquesas islands is composed of high cliffs, with the exception of the bays, where the slope down to the sea is interrupted by a step (Fig. 5a). This step corresponds to a flat surface, +1 to +2 m above the high tide mark. This surface represents either a wave-cut marine terrace or a biodetrital terrace and is a salient morphological feature of the archipelago (Chubb, 1930; Brousse et al., 1978; Guille et al., 2002). Sometimes, the surface is connected to the overlying cliffs by a 1 m-thick notch (Fig. 5b). The main localities where these terraces have been observed for the three islands concerned are indicated on Figure 4. The marine terraces are distributed on all sides of the islands and their altitude with respect to sea level is constant, independent of the orientation of the coast or their position with respect to the island. Wave cut terraces on the western and eastern coasts of Nuku Hiva and those of the western coasts of Ua Huka are not represented on Figure 4 because their access is difficult from the interior of the islands

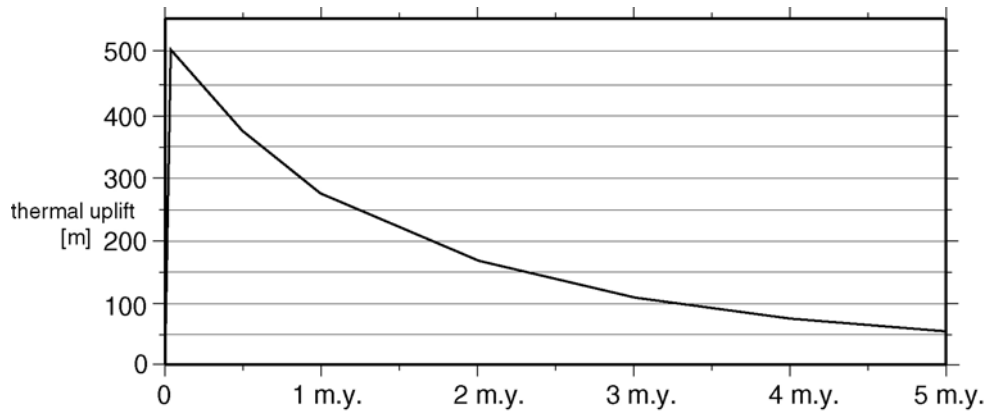


Fig. III.3. : Predicted thermal subsidence from 0-5 m.y. after underplating.

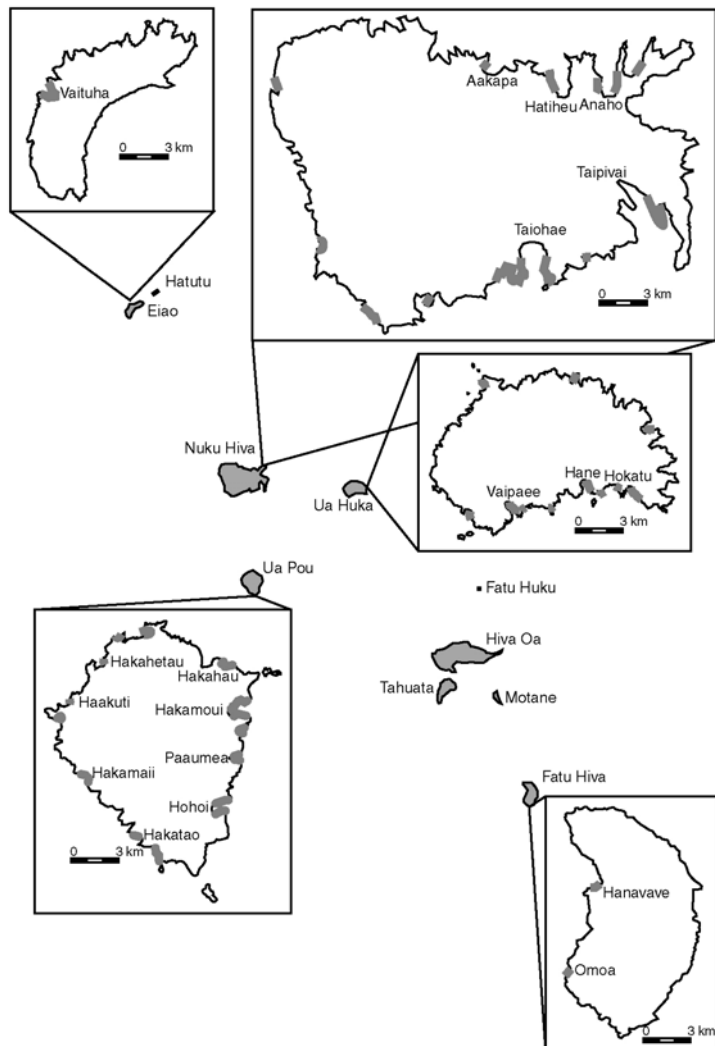


Fig. III.4. : Distribution of marine terraces observed in the Marquesas Islands.



Fig. III.5.: a: General view of Haakaunui and Haakauti bays on Ua Pou bounded by the exposed marine terrace; b: Close-up photo of Haakuti bay on Ua Pou showing wave-cut platform (with children for scale).

and because reconnaissance by boat was not possible. For the islands of Eiao and Fatu Hiva, only a rapid investigation of the bays accessible by boat was accomplished (Fig. 4). These two islands are located at each extremity of the Marquesas archipelago, at the north-western part for the former which is the older island and at the south-eastern part for the latter which is the younger island. In both cases, the observed marine terraces are equally well expressed and have the same altitude as those of the islands of the central group. Thus, the +2 m-high elevation of the marine terraces remains constant throughout the entire Marquesas archipelago.

Their horizontal inclination as well as their distribution on all sides of any given island, indicate that these terraces are not the result of local tectonic tilting. These ubiquitous morphologic features can be attributed to a sea-level highstand during the most recent interglacial period at 125 ka (Cabiocch et al., 1999) (Fig. 6). Sea-level at 125 ka is estimated to have been 4 -7 m higher than current sea-level (Bard et al., 1990; Bard et al., 1996; Lambeck & Nakada, 1992; Stirling et al., 1995; Chappel et al., 1996). Thus, the current mean terrace elevation of 2 m suggests approximately 4 m of total subsidence has occurred during this period. Uncertainties in the maximum sea-level attained during the last highstand are not greater than 2 m. These values indicate a subsidence rate of 32 ± 16 m/m.y. (Fig.7). While we cannot rule out the possibility that the marine terraces in the Marquesas were produced by abrasion during earlier sea-level highstands (around 210 ka or 330 ka), if this were the case, then it would only further diminish the calculated subsidence rates to values of 19 m/m.y. or 12 m/m.y., respectively.

Subsidence of oceanic islands

In order to understand the origin of the observed subsidence in the Marquesas it is necessary to consider all the potential sources of subsidence for oceanic islands and determine the contribution of each. The first is the mechanical response of the oceanic lithosphere to the emplacement of a surface load, typically modeled as flexure of an elastic or visco-elastic plate floating above a viscous fluid (the asthenosphere) (Watts et al., 1985; Watts & ten Brink, 1989). Loading induced subsidence can exceed values of 1000 m/m.y. (Watts & Zhong, 2000). The second potential source is thermal subsidence of the oceanic lithosphere of a given age according to the cooling of an infinite half-plate which is a function of the square root of the age of the lithosphere. Oceanic lithosphere of 50 m.y. age typically subsides at a rate of about 10 - 20 m/m.y. (Parsons & Sclater, 1977; Stein & Stein, 1992). The third type is thermal subsidence following a re-heating event (as discussed here) and which has been considered by some to thermally "reset" the age of the lithosphere (Crough, 1978; Calmant & Cazenave, 1987). Thermal subsidence following underplating as calculated here can range from more than 200 m/m.y. immediately after a heating event, to a few m/m.y., rates comparable to that of long term subsidence due to plate cooling.

When seeking an origin for the Marquesas subsidence it is useful to consider other volcanic islands of comparable age, like the Hawaiian and Society Islands (Watts et al., 1985; Binard et al., 1991; Filmer et al., 1994) (Fig. 7). The enormous subsidence rates of 2000 - 4000 m/m.y. observed

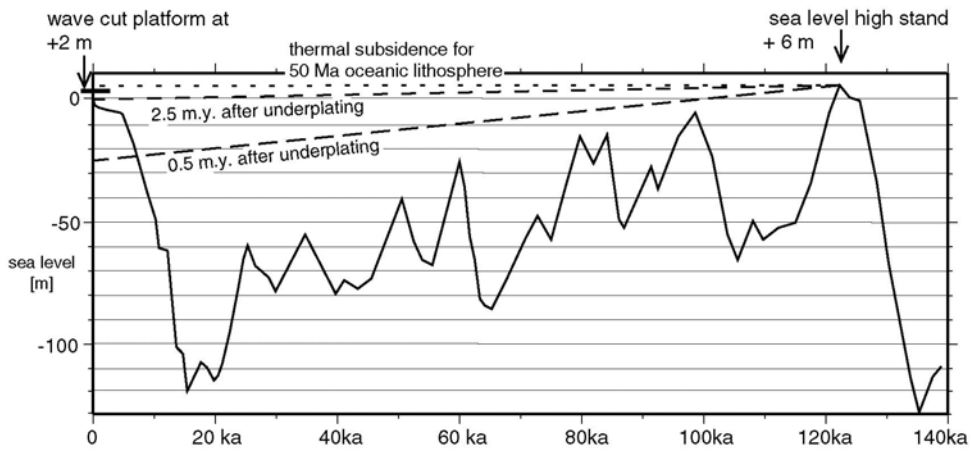


Fig. III.6.: Eustatic sea-level curve since 140 ka with observed Marquesas subsidence (based on marine terrace) and thermal subsidence predicted by the underplating model.

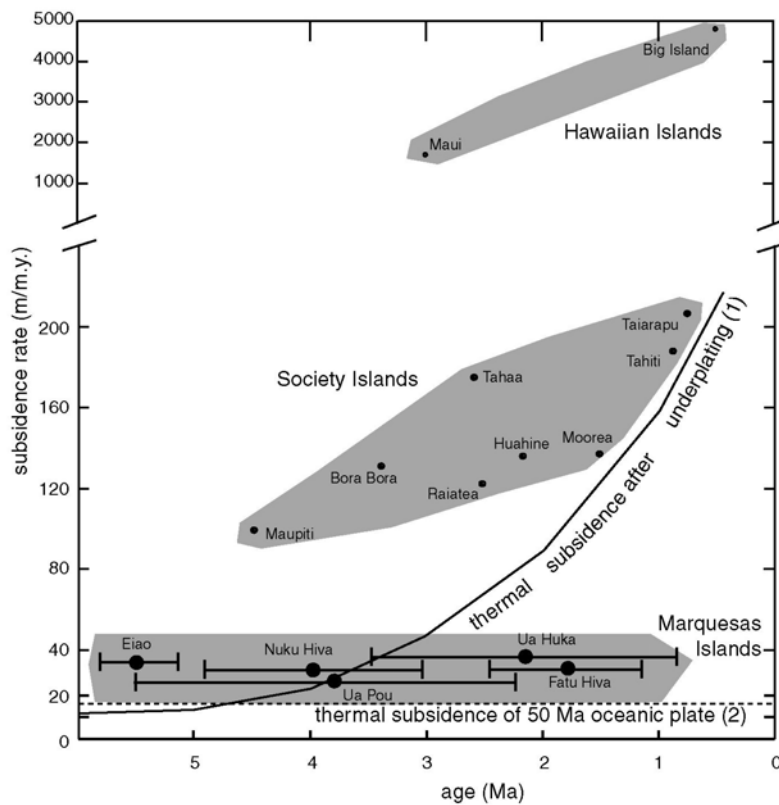


Fig. III.7.: A: Comparative subsidence rates for oceanic islands and oceanic lithosphere, data for Maui and Big Island from Watts and Zhong (2000); data for Society islands calculated in this study using mean thickness of the coral reef, based on its distance from the coasts; (1) as calculated in this study using thermal model (2) from cooling law of an infinite half-plate (Stein and Stein, 1992), horizontal bars for the Marquesas represent the oldest and youngest dated volcanism for each island, and the grey shading the degree of uncertainty in absolute subsidence rates.

on Maui and Big Island, Hawaii can only be explained by the mechanical loading of the lithosphere (Watts & Zhong, 2000). Subsidence rates of 100 - 200 m/m.y. are observed in several islands of the Society Chain in French Polynesia. Such rates are within the range of thermal subsidence immediately after an underplating episode. But as these rates are sustained over more than 2 million years, it suggests a significant contribution from loading as well (Fig. 7). For the Marquesas, the rate of subsidence obtained from marine terraces (constrained to be about 20 - 40 m/m.y.) is substantially lower than the rates observed in either Hawaii or the Society Islands. However, it is somewhat higher than that of typical 50 m.y. old oceanic lithosphere and implies an additional contribution, probably from loading due to the young volcanic islands.

Discussion

The subsidence history recorded by marine terraces around the Marquesas indicates modest average subsidence rates (20 - 40 m/m.y.) since 125 ka and more importantly no discernible differences between the northwestern and southeastern islands. This suggests no major crustal re-heating event has occurred in the past 3 m.y. The great discrepancy in subsidence rates between the Marquesas and other young island chains implies either a great disparity in the sizes of the edifices or a different compensation mechanism. However, the size of the Marquesas Islands is intermediate between Hawaii and Society. While the Hawaiian Islands exhibit by far the highest magmatic flux of 0.12 km³/yr (Filmer et al., 1994), the Society Islands have a more modest flux of 0.01 km³/yr. If one assumes the entire Marquesas volcanic edifice (islands + plateau + underplate) formed since 6 Ma, the magmatic flux becomes 0.08 km³/yr, or about 2/3 that of Hawaii (Filmer et al., 1994). Yet, the subsidence rates for the Marquesas are 5 - 100 times lower than these other intraplate volcanic islands of similar age, calling into question this initial assumption. This implies a different compensation mechanism, likely due to a different constructional history.

Several other aspects of this volcanic province remain enigmatic and are difficult to reconcile with a single, recent constructional event as implied by a simple hotspot-plume model (Morgan, 1971). The overall orientation of the Marquesas Plateau (N40W) is oblique to the current N70W motion of the Pacific Plate (Rosa & Molnar, 1988), but parallel to Emperor rotation paths suggesting it may have formed prior to 43 Ma (Fig. 1) (Géli et al., 1998; Gutscher et al., 1999). Individual volcanic chains within the Marquesas are aligned in the N70W direction in agreement with current day plate motion models (DeMets et al., 1990). Radiometric dates on two of these chains indicate eastward younging age progressions from 5.5 - 4.8 in the W to 1.6 - 0.8 to the E (Gilg-Capar, 1994; Desonie et al., 1993) (Fig. 1). Eastward younging along several chains is difficult to explain with a single hotspot model. Taking the entire set of Marquesas radiometric age dates, the calculated drift velocities (7 - 9 cm/a) and drift path do not show a simple linear age progression consistent with the current Pacific plate motion of 10 cm/a in a N70W direction (Desonie et al., 1993).

The oldest known Marquesas volcanic rocks (5 - 5.5 Ma) were recovered from deep drill holes in the Eiao Islet. Isotopic analyses of these samples indicate that parent magmas were contaminated by incompatible element enriched materials located within the Pacific crust (Brousse et al., 1990; Caroff

et al., 1995; 1999). The evolution of the alkaline magmatic series on Nuku Hiva, with fractionation at high partial pressures of water (Maury et al., 1978) is consistent with a model of melt interaction with a surrounding hydrated body at depths of 10 - 15 km. These geochemical data suggest an intraplate magmatic event may have intruded or thickened the oceanic crust prior to the oldest known volcanism at 5.5 Ma. Similar explanations have been offered to explain the wide isotopic variations of the Pitcairn-Gambier chain (SE of Tuamotu) (Dupuy et al., 1993) as well as the Austral Island volcanic chain (Chauvel et al., 1997).

We therefore propose the following working hypothesis for the constructional history of the Marquesas. A thick oceanic plateau formed in a near axis setting around 50 Ma (Gutscher et al., 1999), on very young oceanic lithosphere with a very low effective elastic thickness (Fig. 8a). A modern day equivalent would be the Galapagos Plateau. Crustal thickness beneath the Galapagos Islands is estimated to be 14 - 18 km based on gravity modeling (Feighner & Richards, 1994) and the thickness of the Carnegie Ridge, derived from the Galapagos hotspot, is 20 - 25 km based on wide angle refraction work (Flueh et al., 2001; Sallares et al., *subm.*). During roughly the next 40 m.y., isolated islands are eroded and the plateau and surrounding oceanic crust subside gradually due to lithospheric cooling, attaining a mean plateau depth of 2500 m (Fig. 8b). At 6 Ma, intraplate (hotspot) magmatism begins to construct the young volcanic islands. These edifices are emplaced on older oceanic lithosphere, with a greater elastic thickness and thus a wider, shallower flexural moat. The subsidence induced by the mechanical load of the young islands (on the order of 500 m) is contemporaneous with emplacement. This scenario is consistent with the modern day subsidence observed on the Marquesas, somewhat more rapid than for cooling of oceanic lithosphere, but far slower than observed in the Society and Hawaiian Islands.

Conclusions

Several different lines of evidence point to a more complex origin for the Marquesas islands and plateau. Thermal modeling and the subsidence history recorded by marine terraces suggests no major underplating episode has affected the archipelago since 3 Ma and furthermore, no differential subsidence rates between the oldest and the youngest islands. This implies the magmatic underplate is older than the volcanic islands. The oblique orientation of the plateau with respect to current plate motion, as well as the geochemical diversity in source compositions of the oldest magmas, both support the idea that plateau formation predates the formation of the oldest known islands around 6 Ma. The hypothesis of an older oceanic plateau edifice beneath the volcanic islands requires testing, by more detailed deep crustal studies and by dredging or drilling of the plateau basement.

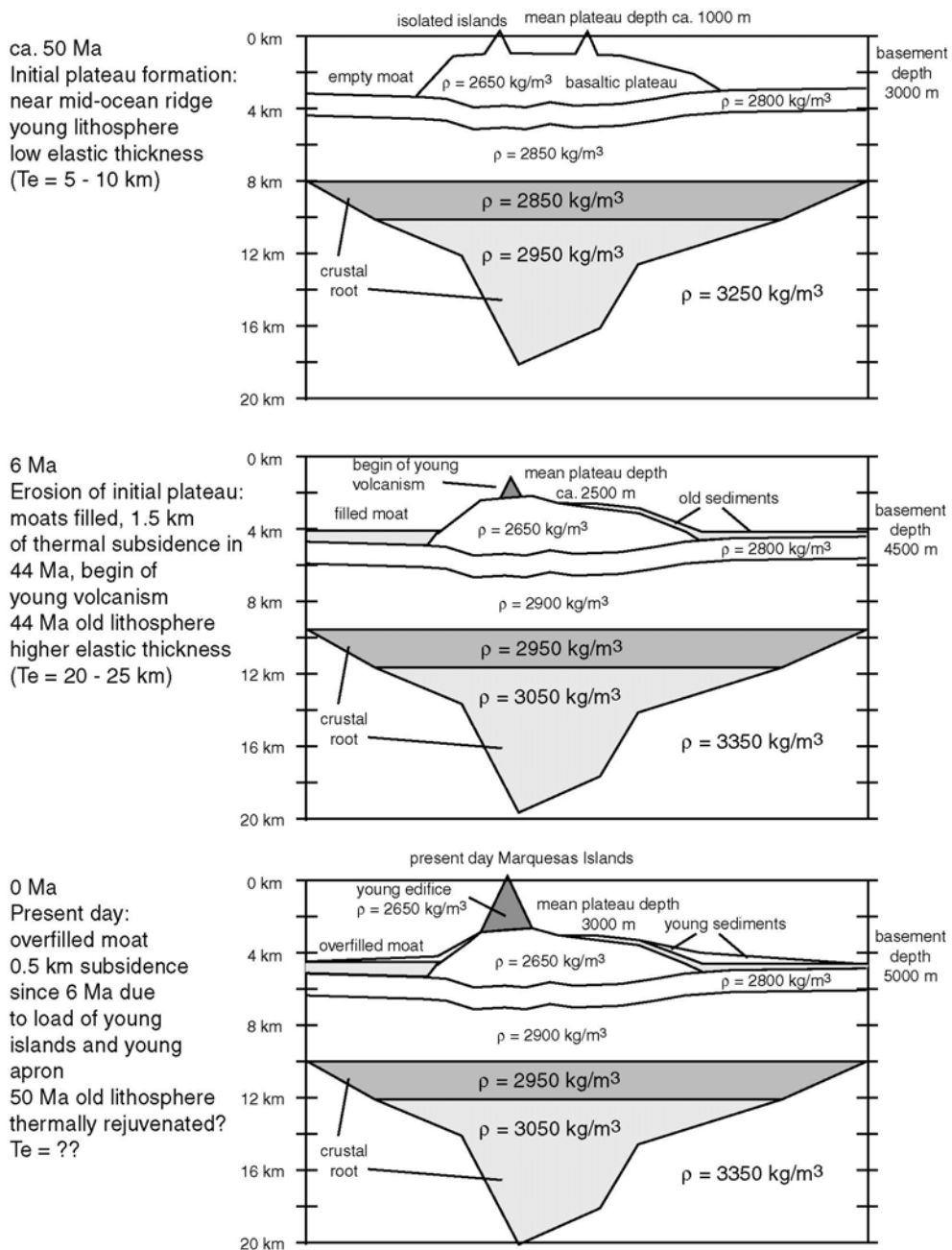


Fig. III.8.: Cartoon illustrating our working hypothesis for the evolution of the Marquesas. The density structure is given to demonstrate that all sections are in isostatic equilibrium. a: Formation of oceanic plateau in a near axis position, on very young oceanic lithosphere with a very low effective elastic thickness with immediate rapid subsidence (local isostatic equilibrium). b: Erosion of isolated islands, filling of the flexural moat and gradual thermal subsidence due to cooling of oceanic lithosphere. Plateau attains a mean depth of 2500 m. At 6 Ma, intraplate (hotspot) magmatism begins to construct the young volcanic islands. c: As the young volcanic edifices grow, the mechanical causes further subsidence (on the order of 500 m). The greater age (>40 Ma) of the oceanic lithosphere causes a great effective elastic thickness, with a shallower and broader flexural moat.

Acknowledgments We thank the reviewers for useful suggestions which helped improve the manuscript. C.L.'s research was supported by a thesis stipend from the French Ministry of Research and Education. Thanks as well to the BRGM for financial and logistical support during field work and in particular Sylvain Blais, Gérard Guille and Philippe Rossi for help in the field. We also thank Guy Cabioch for discussion and reprints.

References

- Bard, E., Hamelin, B., & Fairbanks, R.G., 1990. U-Th ages obtained by mass spectrometry in corals from Barbados: sea level during the past 130,000 years, *Nature*, **346**, 456-458.
- Bard, E., Hamelin, B., Arnold, M., Montaggioni, L., Cabioch, G., Faure, G., & Rougerie, F., 1996. Deglacial sea-level record from Tahiti corals and the timing of global meltwater discharge, *Nature*, **382**, 241-244.
- Binard, N., Hékinian, R., Cheminee, J.L., Searle, R.C. & Stoffers, P., 1991. Morphological and structural studies of the Society and Austral hot spot regions in the South Pacific, *Tectonophys.*, **186**, 293-312.
- Brousse, R., Chevalier, J.P., Denizot, M., & Salvat, B., 1978. Etude géomorphologiques des îles Marquises, *Cahiers du Pacifique*, **21**, 9-74.
- Brousse, R., Barszczus, H.G., Bellon, H., Cantagrel, J.-M., Diraison, C., Guillou, H., & Leotot, C., 1990. Les Marquises (Polynésie française): volcanologie, géochronologie, discussion d'un modèle de point chaud, *Bull. Soc. géol. Fr.*, **8**, 933-949.
- Cabioch, G., Montaggioni, L.F., Faure, G., & Ribaud-Laurenti, A., 1999. Reef coralgal assemblages as recorders of paleobathymetry and sea level changes in the Indo-Pacific province, *Quaternary Sci. Rev.*, **18**, 1681-1695.
- Calmant, S., & Cazenave, A., 1987. Anomalous elastic thickness of the oceanic lithosphere in the south-central Pacific, *Nature*, **328**, 236-238.
- Camoin, G.F., Ebren, Ph., Eisenhauer, A., Bard, E., & Faure, G., 2001. A 300 000-yr coral reef record of sea level changes, Muroroa atoll (Tuamotu archipelago, French Polynesia), *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **2746**, 1-17.
- 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. Petrology*, **36**, 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**, 235-258.
- Caress, D.W., McNutt, M., Detrick, R.S., & Mutter, J.C., 1995. Seismic imaging of hotspot-related crustal underplating beneath the Marquesas Islands, *Nature*, **373**, 600-603.
- Chauvel, C., McDonough, W., Guille, G., Maury, R.C., & Duncan, R., 1997. Contrasting old and young volcanism in Rurutu Island, Austral chain, *Chem Geol.*, **139**, 125-143.
- Charvis, P., Recq, M., Operto, S. & Brefort, D., 1995. Deep structure of the northern Kerguelen Plateau and hotspot-related activity, *Geophys. J. Int.*, **122**, 899-924.
- Charvis, P., Laesanpura, A., Gallart, M. J., Hirn, A., Lépine, J.-C., de Voogd, B., Minshull, T.A., Hello,

- Y., & Pontoise, B., 1999. Spatial distribution of hotspot material added into the lithosphere under La Réunion, *J. Geophys. Res.*, **104**, 2875-2893.
- Chubb, L.S., 1930. The geology of the Marquesas Islands, *Bernice P. Bishop Mus. Bull.*, **68**, 1-71.
- Coffin, M.F., & Eldholm, O., 1994. Large Igneous Provinces: Crustal structure, dimensions, and external consequences, *Rev. Geophys.*, **32**, 1-36.
- Crough, T., 1978. Thermal origin of mid-plate hot-spot swells, *Geophys. J. Roy. astr. Soc.*, **55**, 451-469.
- Davis, W.N., 1928. The coral reef problems. *Amer. Geogr. Soc.*, **9**, 596 pp.
- DeMets, C., Gordon, R.G. Angus, D.F., & Stein, C., 1990. Current plate motions, *Geophys. J. Int.*, **101**, 425-478.
- Desonie, D.L., Duncan, R.A. & Natland, J.H. 1993. Temporal and geochemical variability of volcanic products of the Marquesas Hotspot, *J. Geophys. Res.*, **98**, 17649-17665.
- Duncan, R.A., McCulloch, M.T., Barszczus, H.G., & Nelson, D.R., 1986. Plume versus lithospheric sources for melts at Ua Pou, Marquesas Islands, *Nature*, **322**, 534-538.
- Feighner, M.A., & Richards, M.A., 1994. Lithospheric structure and compensation mechanisms of the Galapagos Archipelago, *J. Geophys. Res.*, **99**, 6711-6729.
- Filmer, P.E., McNutt, M.K. & Webb, H.F., 1994. Volcanism and archipelagic aprons in the Marquesas and Hawaiian Islands, *Mar. Geophys. Res.*, **16**, 385-406.
- Flueh, E., Bialas, J., & Charvis, P. (editors), 2001, Cruise Report SO159 SALIERI, South American lithospheric transects across volcanic ridges, *GEOMAR Report*, Kiel, Germany, v. 101, 256 pp.
- Gilg-Capar, L., 1994. Etudes des anomalies du geode a moyenne longueurs d'onde: implication sur les mecanismes de l'accretion et l'origine du volcanisme intraplaque, Ph. D. Thesis, Univ. Bretagne Occidentale, 1994.
- Guille, G., Legendre, C., Maury, R.C., Caroff, M., Munsch, M., Blais, S., Chauvel, C., Cotten, J., & Guillou, H., 2002. The Marquesas archipelago (French Polynesia): an atypical intraoceanic linear chain, *Geology of France (Societe Geologique de France)* **n.2**, 5-35.
- Gutscher, M.-A., J.-L. Olivet, D. Aslanian, R. Maury, & J.-P. Eissen, 1999. The 'lost Inca Plateau': Cause of flat subduction beneath Peru?, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **171**, 335-341.
- Hyndman, R.D., & Wang, K., 1993, Thermal constraints on the zone of major thrust earthquake failure: The Cascadia subduction zone, *J. Geophys. Res.*, **98**, 2039-2060.
- Ito, G., & Clift, P.D., 1998. Subsidence and growth of Pacific Cretaceous plateaus, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **161**, 85-100.
- Kruse, S.E., 1988. Magnetic lineations on the flanks of the Marquesas Swell: Implications for the age of the seafloor, *Geophys. Res. Lett.*, **15**, 573-576.
- Labeyrie, L.D., Duplessy, J.C., & Blanc, P.L., 1987. Variations in the mode of formation and temperature of oceanic deep waters over the past 125,000 years, *Nature*, **327**, 477-482.
- Lambeck, K., & Nakada, M., 1992. Constraints on the age and duration of the last interglacial period and on sea-level variations, *Nature*, **357**, 125-128.
- Marty, J.C., & Cazenave, A., 1989. Regional variations in subsidence rate of oceanic plates: A global

- analysis, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **94**, 301-315.
- Maury R.C., Andriambololona R., & Dupuy C., 1978. Evolution comparée de deux séries alcalines du Pacifique central: rôle de la fugacité d'oxygène et de la pression d'eau. *Bull. Volcanol.*, **41**, 1-22.
- McNutt, M., Caress, D.W., Reynolds, J., Jordahl, K.A., & Duncan, R.A., 1997. Failure of plume theory to explain midplate volcanism in the southern Austral Islands, *Nature*, **389**, 479-482.
- McNutt, M., & Bonneville, A., 2000. A shallow chemical origin for the Marquesas Swell, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **1**, paper 1999GC00028.
- Morgan, W.J., 1971. Convection plumes in the lower mantle, *Nature*, **230**, pp. 42-43.
- Munsch, M., Antoine, C. & Gachon, A., 1996. Evolution tectonique de la région des Tuamotu, Ocean Pacifique Centrale, *C.R. Acad. Sci. Paris*, **323**, 941-949.
- Mutter, C.Z., & Mutter, J.C., 1993. Variations in thickness of layer 3 dominate oceanic crustal structure, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **117**, 295-317.
- Parsons, B., & Sclater, J.G., 1977. An analysis of the variation of the ocean floor bathymetry and heat flow with age, *J. Geophys. Res.*, **82**, 803-827.
- Rougerie, F., Wauthy, B., & Rancher, J., 1992. Le récif barrière ennoyé des Iles Marquises et l'effet d'île par endo-upwelling, *C.R. Acad. Sci. Paris*, **315**, 677-682.
- Sallares, V., Charvis, P., Flueh, E., Walther, C.H., & Bialas, J., (subm.) Seismic and gravity constraints on the Galapagos Melt Anomaly – Cocos Nazca Spreading Center interaction, *Earth Planetary Sci. Lett.*, (submitted).
- Sandwell, D.T., & MacKenzie, K.R., 1989. Geoid height versus topography for oceanic plateaus and swells, *J. Geophys. Res.*, **94**, 7403-7418.
- Smith, W.H.F., & Sandwell, D.T., 1997. Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings, *Science*, **277**, 1956-1962.
- Stein, C.A., & S. Stein, 1992. A model for the global variation in oceanic depth and heat flow with lithospheric age, *Nature*, **359**, 123-126.
- Stirling, C.H., Esat, T.M., McCulloch, M.T., & Lambeck, K., 1995. High-precision U-series dating of corals from Western Australia and implications for the timing and duration of the Last Interglacial, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **135**, 115-130.
- Watts, A., ten Brink, U.S., Buhl, P., & Brocher, T., 1985. A multichannel seismic study of lithospheric flexure across the Hawaiian - Emperor seamount chain, *Nature*, **315**, 105-111.
- Watts, A., & U.S. ten Brink, 1989. Crustal structure, flexure, and subsidence history of the Hawaiian Islands, *J. Geophys. Res.*, **94**, 10473-10500.
- Watts, A.B., & S. Zhong, 2000. Observations of flexure and the rheology of oceanic lithosphere. *Geophys. J. Int.*, **142**, 855-875
- Zazo, C., Silva, P.G., Roy, J.L., Hillaire-Marcel, C., Ghaleb, B., Lario, J., Bardaji, T., & Gonzalez, A., 1999. Coastal uplift in continental collision plate boundaries: data from the Last Interglacial marine terraces of the Gibraltar Strait area (south Spain), *Tectonophysics*, **301**, 95-109.

IV- DONNEES DE TERRAIN SUR LES ILES DU GROUPE CENTRAL



*Ils parlent de la mort
Comme tu parles d'un fruit,
Ils regardent la mer
Comme tu regardes un puits.
Les femmes sont lascives
Au soleil redouté,
Et s'il n'y a pas d'hiver
Cela n'est pas l'été.
La pluie est traversière,
Elle bat de grain en grain,
Quelques vieux chevaux blancs
Qui fredonnent Gauguin.
Et par manque de brise
Le temps s'immobilise
Aux Marquises.*

*Du soir montent des feux
Et des pointes de silence
Qui vont s'élargissant
Et la lune s'avance.
Et la mer se déchire,
Infiniment brisée
Par des rochers qui prirent
Des prénoms affolés.
Et puis plus loin des chiens,
Des chants de repentance
Et quelques pas de deux
Et quelques pas de danse.
Et la nuit est soumise
Et l'alizé se brise
Aux Marquises.*

*Le rire est dans le cœur,
Le mot dans le regard,
Le cœur est voyageur,
L'avenir est au hasard.
Et passent des cocotiers
Qui écrivent des chants d'amour
Que les sœurs d'alentour
Ignorent d'ignorer.
Les pirogues s'en vont,
Les pirogues s'en viennent,
Et mes souvenirs deviennent
Ce que les vieux en font.
Veux-tu que je te dise
Gémir n'est pas de mise
Aux Marquises.*

Jacques Brel (1977)

A- L'ÎLE DE UA POU

Ua Pou a toujours fasciné les navigateurs qui l'approchaient par le spectacle grandiose de ses multiples pitons. Sa géologie est très singulière par rapport aux autres îles polynésiennes, voire par rapport à la plupart des îles intra-océaniques. Le programme de cartographie des îles du groupe central des Marquises a fortement attisé la curiosité des membres de l'équipe du projet (Ua Pou hantait les nuits de certains depuis les années 1970 !). Dans le cadre de ce programme, Ua Pou a fait l'objet de plusieurs campagnes de terrain étalées sur trois années de 2001 à 2003. La cartographie de l'île n'est pas encore totalement achevée et une prochaine mission est programmée pour le début de l'année 2004 afin d'améliorer le tracé de certains contours.

Une première mission exploratoire a été effectuée en 2000 par G. Guille qui avait d'ores et déjà noté la grande abondance de phonolites ainsi que leur mise en place en deux temps distincts. Les principales difficultés relatives à la cartographie de l'île de Ua Pou sont multiples. Dans un premier temps, l'île ne présente aucune grande structure semblable aux autres îles des Marquises, il n'existe donc aucun guide morphologique. Ensuite, l'existence de deux épisodes phonolitiques, le dernier pouvant reposer directement sur le premier, vient compliquer les relations spatiales et temporelles. Enfin, le cœur de l'île est difficilement accessible.

En 2001, la mission a permis de définir les grands ensembles stratigraphiques de l'île ainsi que d'établir un échantillonnage très complet (une centaine d'échantillons) de chacune des unités. Elle a également permis de lever l'incertitude quant à l'existence d'un épisode tholéiitique ancien noté par H.G. Barczus mais non localisé cartographiquement. En 2002, l'accent a été mis sur la compréhension des relations entre les différentes unités de la moitié nord de l'île, notamment afin de préciser les relations spatio-temporelles entre les phonolites de base et celles sommitales. La mission de l'année 2003 avait les mêmes objectifs mais cette fois pour la moitié sud de l'île.

La partie centrale de l'île reste aujourd'hui encore très mal connue (seules quelques coupes exploratoires ont été effectuées notamment pour échantillonner les pitons) et aucun critère pétrologique ne permet de différencier les phonolites de base et celles sommitales. Seuls les critères stratigraphiques et les données radiochronologiques permettent de distinguer les deux de façon certaine.

1. Morphologie et structure

L'île de Ua Pou (140°05' W et 9°24' S) est située à 50 km au Sud de Nuku Hiva (Photo. IV.1.) et constitue la cinquième plus grande île de Polynésie française (105 km²). Elle s'étend sur environ 15 km de long pour une largeur maximale de 10 km. De contour grossièrement

losangique, l'île est armée d'une crête centrale sub-rectiligne grossièrement orientée N-S et dont l'altitude atteint environ 600 m. A partir de cette crête rayonnent plusieurs crêtes secondaires séparées par de profondes vallées débouchant sur des baies dont le fond est généralement plat (Photo IV.2.) et dans lesquelles sont localisés les principaux villages : Hakahau au Nord-Est, Hakamoui, Paaumea et Hohoi à l'Est, Hakatao au Sud, Hakamaii et Haakuti à l'Ouest et Hakahetau au Nord-Ouest.

La surface de Ua Pou est en majorité recouverte d'une végétation très dense de type tropical à l'exception, comme pour la plupart des îles marquisiennes, du quart nord-ouest de l'île, comprenant le Plateau des Anes et l'aérodrome, qui est pratiquement dépourvu de végétation car les pluies venant principalement du Nord-Est ne se déversent que rarement dans cette zone. Ailleurs, la qualité d'affleurement est relativement réduite du fait de la végétation luxuriante. Cependant, les falaises de bord de mer (accessibles à pied depuis les baies ou par bateau), les différentes pistes ainsi que les nombreux chemins permettant quasiment de faire le tour de l'île permettent l'accès à de bonnes coupes géologiques recoupant les contacts entre les différentes unités. Seule la partie centrale de l'île reste particulièrement difficile d'accès (il faut environ une demi-journée de marche pour atteindre les cônes d'éboulis au pied des pitons les plus proches des villages).

La principale caractéristique de l'île, qui est aussi la plus spectaculaire, réside en l'existence de protrusions phonolitiques (Ua Pou signifie "les piliers" en marquisien). Ces protrusions peuvent former de véritables pitons dont les sommets dominant les crêtes principales de plusieurs centaines de mètres (Oave 1 203 m, Pouakei 1 034 m, Matahenua 1 028m, Poumaka 979 m, Poutetaui 970 m). Ces pitons recourent l'édifice volcanique principal qui est essentiellement constitué d'un empilement de coulées, essentiellement phonolitiques et basaltiques. Une autre caractéristique majeure de l'île réside en la coloration blanchâtre de son sol qui fait exception par rapport au sol rougeâtre de toutes les autres îles hautes polynésiennes. Les phonolites, laves pauvres en fer, sont tellement abondantes que la rubéfaction du sol par oxydation du fer au cours de l'altération météorique n'existe que très peu à Ua Pou. A la différence de la majorité des îles marquisiennes, elle ne présente aucune structure de type caldeira d'effondrement exprimée. Comme les autres îles des Marquises, Ua Pou est dépourvue de barrière corallienne affleurante.

2. Les formations géologiques

La carte géologique simplifiée rendant compte de l'état actuel d'avancement des travaux de cartographie de l'île de Ua Pou est présentée en figure IV.1. Six unités principales composent l'île et sont représentées en figures IV.2. et IV.3. sous forme de coupes géologiques et de log synthétique.



Photo. IV.1. : L'île de Ua Pou vue depuis la baie de Taiohae (Nuku Hiva).



Photo. IV.2. : Baie à fond plat et village de Hakahau ; au fond, la piste menant vers l'aérodrome sillonne dans les éboulis phonolitiques.

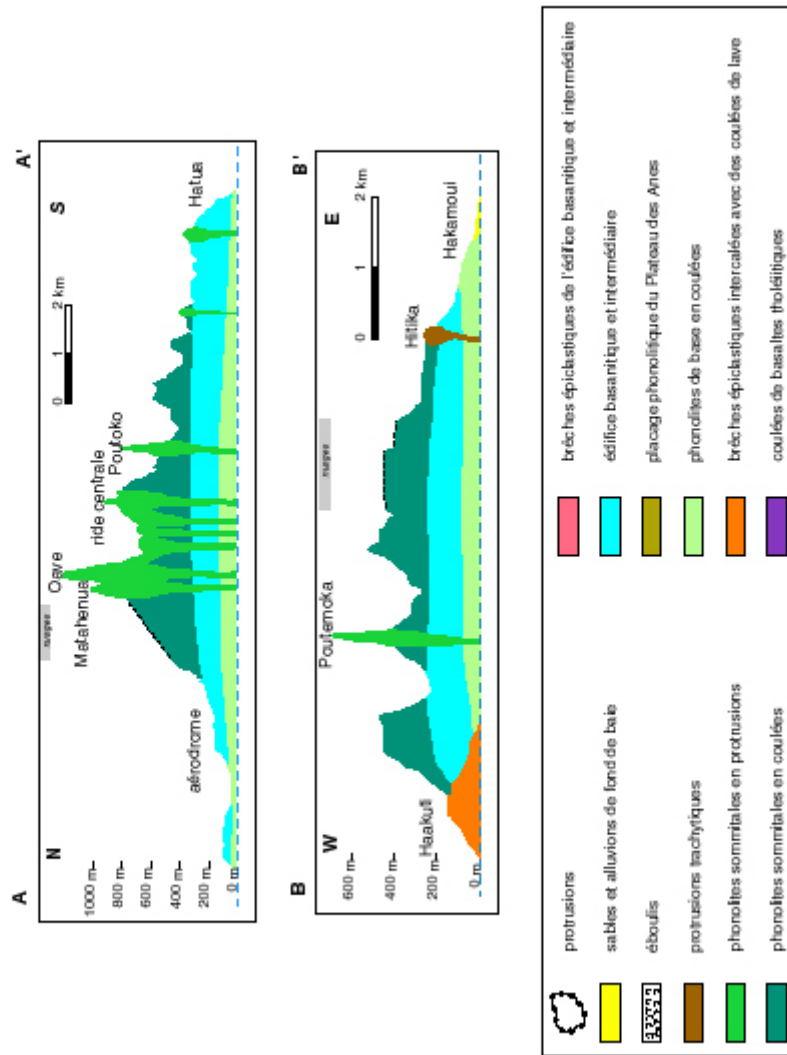


Fig. IV.1 : Carte et coupes géologiques de l'île de Ua Pou. (Pour les coupes, les pointillés noirs indiquent les zones où la topographie n'est connue à cause de la couverture nuageuse).



Photo. IV.3. : Le lahar de Halikahetau (environ 20 m de hauteur).



Photo. IV.4. : Les brèches épiciastiques de l'aérodrome.

2.1. Les coulées de basaltes tholéitiques

Elles correspondent à l'unité géologique la plus ancienne et affleurent dans un secteur très restreint du Nord-Est du village de Hakahau. Notre seul échantillon (UP33) de tholéiite à olivine a été collecté au bas de la piste menant à la baie d'Anahoa. Selon H.G. Barcszus (communication personnelle), qui a lui-même échantillonné ces tholéiites dans les années 1970, elles existent également dans la zone résidentielle au Nord-Est de Hakahau, secteur qui a été fortement construit depuis. La coulée de l'échantillon UP33, épaisse de quelques mètres, est surmontée d'un empilement de coulées basanitiques inframétriques de couleur noire présentant toujours une fine brèche de progression à leur base.

2.2. Les brèches épicalstiques

Un empilement de plus de 200 m d'épaisseur de brèches épicalstiques de type laharique affleure le long des côtes ouest de l'île, entre Hakahetau et Hakatao (fig. IV.2.). Elles comportent des dépôts de coulées hyperconcentrées, comme c'est notamment le cas à Hakahetau où des fragments de feuilles fossiles ont été trouvés (Plessis *et al*, 1978). Cet affleurement (Photo. IV.3.) repose sur une coulée basanitique à altération en boules. Il présente une succession de plusieurs petites venues de coulées hyperconcentrées, formant des bancs horizontaux de plusieurs centimètres à plusieurs dizaines de centimètres d'épaisseur, où la matrice est dominante par rapport aux blocs (moins de 10%) de taille centimétrique. A la base des deuxième et troisième quarts de l'affleurement, on observe des niveaux plus riches en éléments qui sont aussi plus grossiers, de taille métrique.

Les brèches épicalstiques comportent également des dépôts de coulées de débris métriques à plurimétriques dont la matrice est boueuse. Les éléments sont légèrement arrondis, de taille comprise entre plusieurs centimètres et plusieurs dizaines de centimètres et de nature polygénique avec une forte abondance de phonolites. L'affleurement de l'aérodrome (Photo. IV.4.) correspond à des dépôts de lahars plus récents compris dans l'édifice basanitique et intermédiaire mais il illustre bien les deux faciès de brèches épicalstiques rencontrés à Ua Pou. La base de l'affleurement est constitué de dépôts de coulées hyperconcentrées où la matrice boueuse est dominante (plus de 80%) par rapport aux blocs de taille plurimillimétrique à centimétrique. A mi-hauteur de l'affleurement, des passées plus argileuses et plus facilement érodables laissent place à des cavités. Au sommet, un dépôt de coulée de débris d'environ 1 mètre de puissance présente des blocs polygéniques sub-arrondis dont la taille varie entre 10 et 60 cm de diamètre. Leur proportion (plus de 80%) est importante par rapport à la matrice qui les relie.

Dans les baies de Haakuti et de Hakamaii, cette formation épicalstique est intercalée avec des coulées de lave de 2 à 3 mètres d'épaisseur, de nature basanitique, téphritique, benmoréitique et téphriphonolitique, formant des falaises de 20 à 30 mètres de puissance (fig. IV.2.). Cette intercalation indique que l'épisode de remaniement est relativement étalé dans le temps et est

vraisemblablement lié à des épisodes de déstabilisation de l'édifice volcanique au cours de sa construction.

2.3. Les phonolites de base

Elles affleurent essentiellement dans la partie septentrionale de l'île au Plateau des Anes et de façon plus réduite à l'est, dans les baies de Hakamoui et de Paaumea, au sud dans la baie de Hakatao et à la pointe Hatua et au sud-ouest, entre Hikeu et Hakamaii. Elles consistent en un ensemble de coulées de 5 à 8 m d'épaisseur ayant une patine d'altération typiquement blanchâtre à verdâtre clair et une cassure conchoïdale. Un empilement de six de ces coulées compose la partie septentrionale de l'île au Plateau des Anes (Photos. IV.5, 6, 7 et 8). Dans cette partie de l'île, une coulée de nature phonolitique (UP76) dont la patine est plus grise et dont l'épaisseur varie entre 1 et 10 mètres, repose sur les phonolites de base par l'intermédiaire d'un contact rouge d'environ 1 mètre d'épaisseur (Photo. IV.5.). Cette coulée fait partie des phonolites de base mais recuit les autres phonolites sous-jacentes. Elle comble les dépressions creusées dans les phonolites de base antérieures et peut avoir un fort pendage sur les pentes des paléo-dépressions (Photos. IV.6, 7 et 8). Les variations de son épaisseur sont liées d'une part à l'érosion et d'autre part aux paléo-pentes sur lesquelles elle s'est épanchée (Photo. IV.8.). Cette coulée est particulièrement bien conservée puisque son front est encore bien visible et atteint plus de 10 mètres de puissance (Photo. IV.8.).

2.4. L'édifice basanitique et intermédiaire

L'empilement de coulées de lave basanitique et intermédiaire, qui peut atteindre jusqu'à 300 m d'épaisseur, est principalement localisé dans les parties orientales, septentrionales et méridionales de l'île. Il est nettement plus réduit dans la partie occidentale. Cet empilement est composé d'une succession de coulées de lave qui rappelle les formations typiques des volcans-boucliers de type hawaïen (Photo. IV.9.). Ce sont essentiellement des basanites, mais aussi quelques téphrites, téphriphonolites et benmoréites. Elles reposent directement sur les phonolites de base (Photos. IV.10. et IV.11.) et comblent les paléovallées creusées dans celles-ci (Photo. IV.11.).

A Hakamoui, le contact entre les phonolites basales de couleur blanchâtre et l'édifice basanitique et intermédiaire de couleur brunâtre est particulièrement bien visible le long des flancs de la baie (Photo. IV.10. ; Fig. IV.2.). L'empilement des coulées essentiellement basanitiques forme ici une falaise de plus de 200 mètres de puissance. Leur direction d'écoulement est globalement radiale par rapport au centre de l'île et leur pendage ne dépasse pas 10 à 15°.

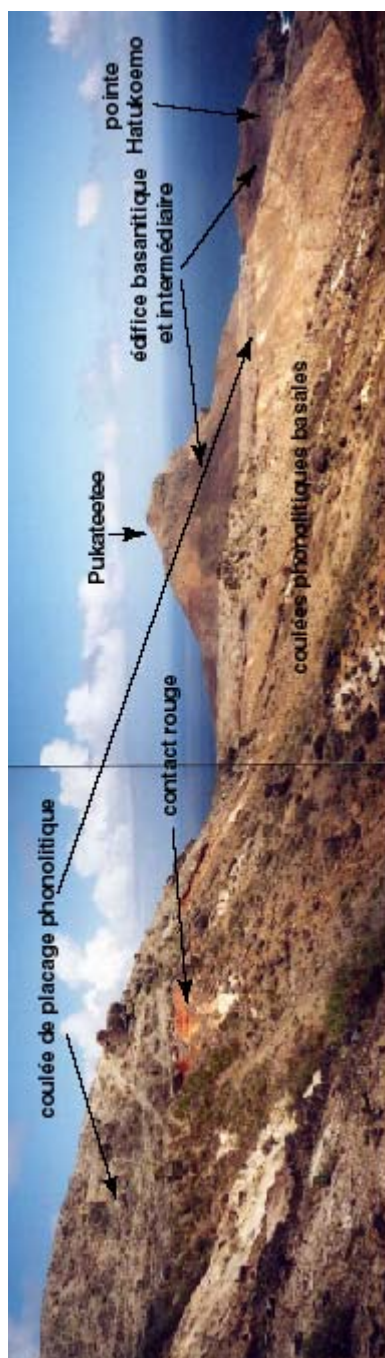


Photo. IV.5. : Plateau des Anes : aux premier et second plans, contact rouge du recuit des phonolites de base par la coulée de placage phonolitique ; au dernier plan, l'édifice basaltique et intermédiaire et le Pukateetee.

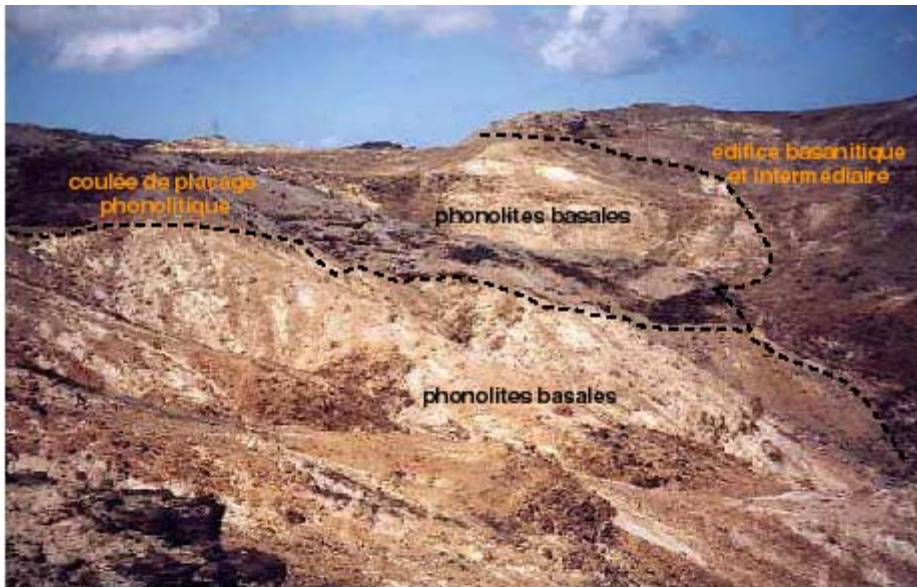


Photo. IV.6. : Plateau des Anes : en bas, les coulées phonolitiques basales blanches ; au dessus, le placage phonolitique fortement penté ; au fond à droite, l'édifice basanitique et intermédiaire.



Photo. IV.7. : Plateau des Anes : contact entre les phonolites de base, le placage phonolitique et l'édifice basanitique et intermédiaire.



Photo. IV.8. : Plateau des Anes : front de la coulée de placage et son contact avec les phonolites de base moulant les paléoreliefs.



Photo. IV.9. : Village de Hakahau : empilement de coulées basaltiques typique des formations de volcan-bouclier de type hawaïen.



Photo. IV.10. : Baie des Tois-Hakamouï : l'édifice basanitique et intermédiaire repose directement sur les phonolites de base. Au dessus, on trouve les coulées phonolitiques sommitales.

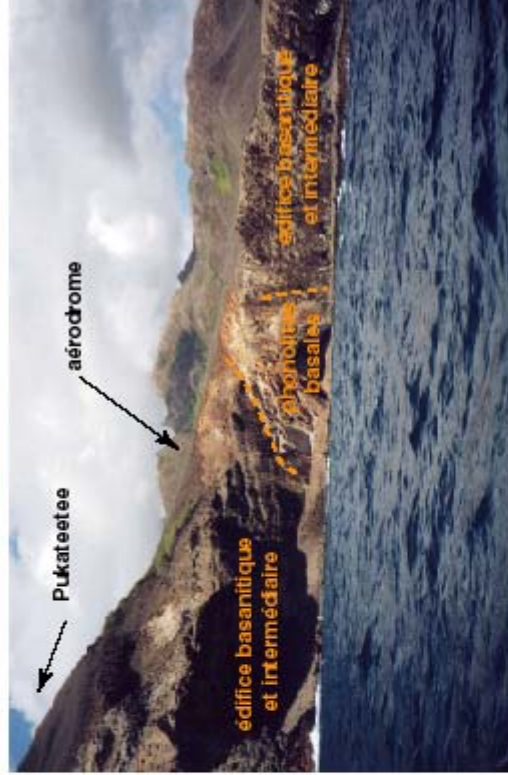


Photo. IV.11. : Au pied et à l'ouest du Pukateete, aux abords de l'aérodrome : contact entre les phonolites de base et les coulées de l'édifice basanitique et intermédiaire au niveau d'un paléorelief.

A l'extrémité septentrionale de l'île, et plus particulièrement au niveau du Pukateetee et de la pointe NE Hatukoemo, le pendage est parfaitement horizontal (Photo. IV.5.). Leur contact avec les phonolites de base au niveau du Plateau des Anes est particulièrement délicat à définir à cause de l'existence de nombreux paléoreliefs et d'une érosion intense. L'ensemble du Pukateetee est indépendant de l'ensemble de l'aérodrome (Fig. IV.1.) du fait de la mise à jour par érosion des phonolites de base. A l'Est du Pukateetee, le contact est subvertical et court le long du tracé d'une rivière asséchée (Photo. IV.6.). A l'Ouest de ce même massif, une paléo-crête dans les phonolites de base (Photo. IV.11.) vient fortement compliquer le contact.

L'érosion intense au Plateau des Anes a dégagé deux lambeaux de coulées de basanite, d'environ 2 m de hauteur sur 20 mètres de longueur, reposant l'un sur les phonolites basales et l'autre sur la coulée de placage (Fig. IV.1. et IV.2.).

Des niveaux de brèches épicalstiques de type laharique sont parfois intercalés dans les coulées de lave. Ces brèches correspondent à des coulées hyperconcentrées et des coulées de débris très semblables à celles constituant la base du volcan. Ces dépôts peuvent être très importants (à l'ouest de Paaumea ; Fig. IV.1.) mais ils demeurent le plus souvent restreints à des passées locales de quelques mètres d'épaisseur. Ces dernières affleurent essentiellement à l'Ouest de l'aérodrome (Photo. IV.4.) et à son extrémité sud-est (à Teavapitaikahonu), au NE de la baie de Paaumea et sur la piste entre Paaumea et Hohoi.

2.5. Les coulées phonolitiques sommitales

Elles constituent l'unité principale de l'île. Leur patine est généralement de couleur claire et leur cassure, toujours conchoïdale, peut être noire, grise ou verte. Elles sont composées de coulées qui atteignent quelquefois plus de 10 m d'épaisseur et dont l'empilement constitue l'essentiel de la partie centrale de l'île. Elles s'écoulent de façon radiale vers les côtes de l'île. Sur le flanc nord de la baie de Hohoi (Fig. IV.1.) et au sud de Haakuti (Photo. IV.12.) par exemple, elles descendent jusqu'en bord de mer en comblant des paléovallées fortement pentées creusées dans l'unité sous-jacente. Elles reposent directement sur l'édifice basanitique et intermédiaire dans la partie est de l'île. Dans les baies de Paaumea et de Hakamaii (Photo. IV.10.), on retrouve très nettement la séquence phonolites basales, puis coulées basanitiques de l'édifice et enfin phonolites sommitales. Dans la partie ouest de l'île, elles reposent directement sur les brèches épicalstiques (Photo. IV.12.), en raison de l'absence des phonolites de base et de l'édifice basanitique et intermédiaire dans toute la partie occidentale de l'île.

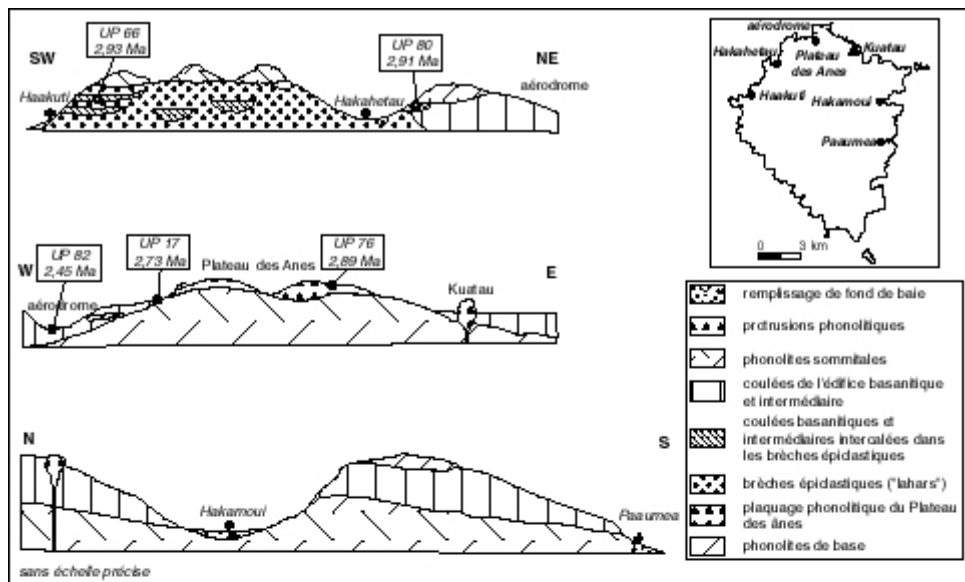


Fig. IV.2. : Coupes géologiques dans la partie nord de l'île précisant les relations spatio-temporelles entre les unités.

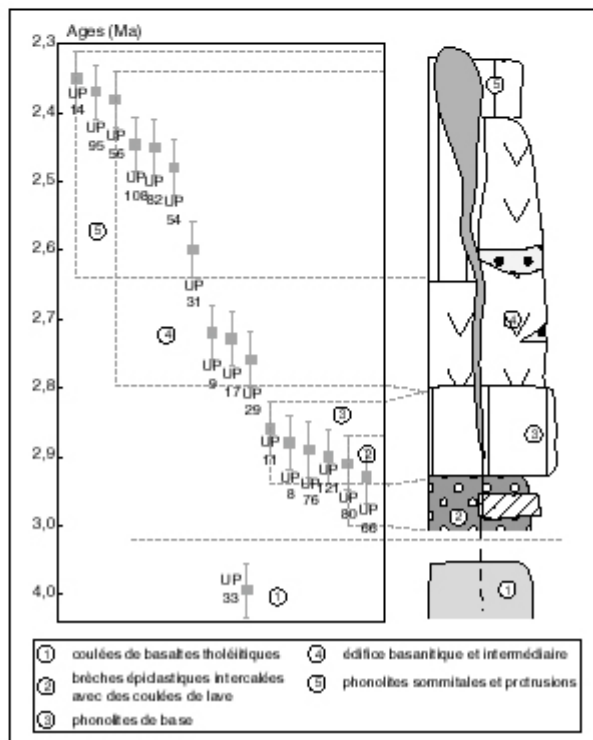


Fig. IV.3. : Log synthétique des unités de Ua Pou et données chronologiques K-Ar des échantillons correspondants.

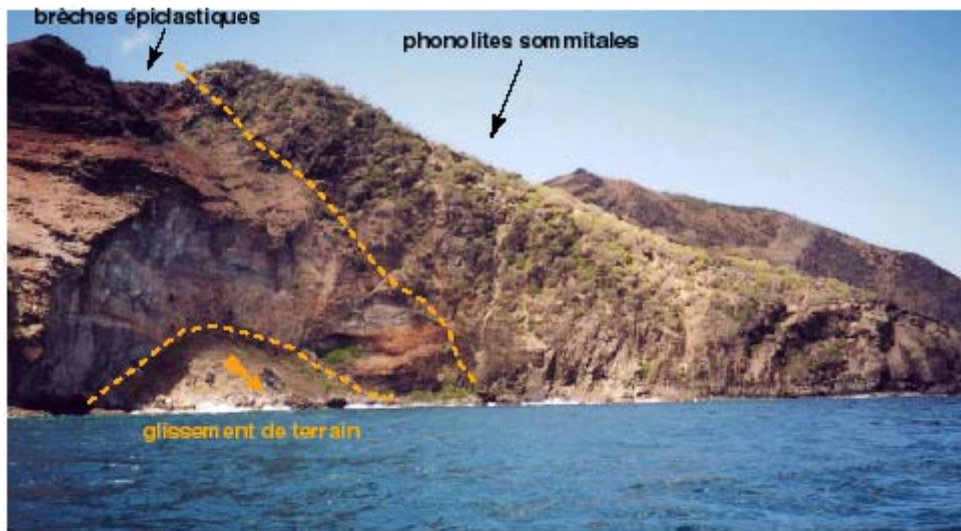


Photo. IV.12. : Côte sud de Haakuti vue depuis la mer : contact entre les brèches épiciastiques et les coulées phonolitiques sommitales. De nombreux glissements de terrain affectent la côte ouest à la faveur des brèches, moins cohérentes que les coulées.



Photo. IV.13. : Motu Takaae : intrusion de phonolite dans les coulées de l'édifice basaltique et intermédiaire. Photographie prise d'hélicoptère par J. Talandier.



Photo. IV.14. : Pitons phonolitiques de Ua Pou : du centre vers la droite, l'Oave (1203 m), le Matahenua (1028 m) et le Poutetainui (970 m).



Photo. IV.15. : Le piton de phonolite Poutetainui culmine à 970 m.
Photographie prise d'hélicoptère par J. Talandier.

2.6. Les protrusions phonolitiques

Elles intrudent les formations précédentes et sont distribuées sur toute l'île, essentiellement dans sa partie centrale mais également en périphérie comme c'est notamment le cas au niveau du motu Takaae situé à l'extrémité méridionale de l'île (Photo. IV.13.). Les principaux et les plus spectaculaires pitons sont pour la plupart situés dans la partie centrale le long de lignes orientées N-S et NW-SE, formant la ride centrale à partir de laquelle les coulées phonolitiques sommitales ont probablement été émises et soulignant probablement les principales zones de fractures de l'île (Photo. IV.14.). Ces pitons rappellent fortement l'aiguille de l'éruption de 1902-1903 de la Montagne Pelée (Martinique) et dominant le sommet des coulées phonolitiques sommitales de plusieurs centaines de mètres (Photo. IV.15.). Par érosion, ces pitons alimentent des cônes d'éboulis qui masquent le plus souvent leur contact avec l'encaissant. Les seuls contacts parfaitement visibles se situent en bord de mer, notamment à la pointe Tehakapaaoa et au motu Takaae, où l'érosion provoquée par le battement des vagues empêche la formation de cônes d'éboulis. Sur le motu Takaae, l'intrusion de phonolite a rebroussé vers le haut, lors de sa mise en place, les bancs formés par les coulées basanitiques (Photo. IV.13.).

Quelques dômes trachytiques ont également été cartés mais en comparaison avec le volume de phonolites, ils sont réellement minoritaires.

Quelques protrusions phonolitiques ont une particularité très exceptionnelle qui est spécialement convoitée par les sculpteurs locaux. Leurs cônes d'éboulis contiennent une roche particulière appelée "caillou fleuris". Cette roche, de nature phonolitique, est constituée d'une pâte homogène siliceuse et de teinte brunâtre, contenant des aires jaunes pétaloïdes de diamètre centimétrique correspondant à l'aggrégation de grenats titanifères de type andradite (Brousse et Maury, 1978). Ces "cailloux fleuris" n'avaient jusqu'alors été échantillonnés qu'en blocs dans les éboulis ou sur la plage de Hohoi. Leur gisement ainsi que leur mode de formation n'étaient pas connus. Lors de la mission de 2001, nous avons eu accès à leur affleurement à Hohoi. A la base d'un piton phonolitique, une fracture ouverte dans la paroi permet de voir la relation entre la phonolite saine gris bleuté formant la protrusion et une pellicule d'environ 50 cm d'épaisseur constituée de "cailloux fleuris" formant la bordure figée de l'intrusion. Cette pellicule est tout d'abord constituée d'une patine d'altération jaune-brunâtre de quelques millimètres d'épaisseur. En allant vers l'intérieur de l'intrusion, on passe progressivement d'un faciès très riche en grenats pétaloïdes de taille centimétrique vers un faciès plus riche en pâte où les "fleurs" sont plus petites et moins abondantes. Ces "fleurs" s'accumulent parfois selon des lignes n'ayant pas de direction préférentielle mais pouvant se ramifier, soulignant probablement des fractures. L'origine de cette roche peut être attribuée à une intense activité fumerollienne lors du refroidissement de l'intrusion expliquant l'abondance de grenats sur la partie la plus externe et surtout dans les fractures. Ces

laves différenciées à grenat n'ont que deux équivalents connus au monde, le trachyte de Menoyre dans le Cantal (Varet, 1967 ; 1970) et la pantellerite de Fant'Ale en Ethiopie (Varet, 1970).

Les "cailloux fleuris" sont également connus des habitants de Ua Pou à Hakahetau sous forme de petits blocs pluricentimétriques reposant sur la plage ainsi que d'un énorme bloc erratique d'environ 10 mètres de diamètre qui repose là où la rivière débouche dans la baie. A Hakahetau, les "pétales" sont moins bien formés et le gisement n'a pas encore été localisé.

3. Chronologie

Les données chronologiques antérieures sur l'île de Ua Pou s'étalent entre 5,61 et 1,78 Ma (Duncan *et al.*, 1986; Diraison, 1991; Brousse *et al.*, 1990). Elles permettent de définir trois étapes : 1) un épisode tholéiitique de 5,61 à 4,46 Ma, 2) la mise en place de basaltes alcalins de 2,88 à 2,70 Ma, 3) celle de laves intermédiaires et évoluées entre 2,49 et 1,78 Ma.

De nouvelles données chronologiques ont été obtenues sur notre échantillonnage. Les coulées tholéiitiques ont été datées à $4,00 \pm 0,06$ Ma, ce qui est en accord avec les données de la bibliographie pour les laves équivalentes. Les autres âges s'étalent entre $2,93 \pm 0,04$ et $2,35 \pm 0,03$ Ma, ce qui raccourcit considérablement la période d'activité de l'île, soit $0,58 \pm 0,07$ Ma au lieu de 1,10 Ma. Bien que les périodes d'emplacement des différentes unités se recoupent largement (Fig. IV.3.), ces âges sont en accord avec la stratigraphie précédemment décrite. Les coulées basaltiques et intermédiaires intercalées avec les brèches pyroclastiques ont été datées entre $2,93 \pm 0,04$ et $2,91 \pm 0,04$ Ma. Les coulées phonolitiques de base se sont mises en place entre $2,90 \pm 0,04$ et $2,86 \pm 0,04$ Ma. L'édifice basanitique et intermédiaire se construit pendant une période relativement longue de $2,76 \pm 0,04$ à $2,8 \pm 0,03$ Ma. Les phonolites sommitales se sont mises en place entre $2,60 \pm 0,04$ et $2,35 \pm 0,03$ Ma, de façon plus ou moins contemporaine de la construction de l'édifice basanitique et intermédiaire.

Selon ces données, il est possible de procéder à une évaluation approximative de la vitesse de construction de la partie aérienne visible de l'île. Si on assimile grossièrement l'édifice volcanique à un empilement de coulées ayant une épaisseur de 900 m, sa vitesse moyenne de construction est d'environ 6 mm/an. Cependant, cette valeur n'est qu'indicative puisque les relations géologiques entre les unités restent complexes, notamment en raison de l'existence de nombreuses inversions de relief et du creusement des paléovallées qui mettent en évidence des périodes d'érosion et/ou de déstabilisation au cours de l'édification de la partie aérienne de l'île.

4. La géologie de Ua Pou en quelques chiffres

L'estimation des surfaces relatives couvertes par les différentes unités (Fig. IV.4.) indique 65% de phonolites (11% pour les phonolites de base, 53% pour les phonolites sommitales et les

protrusions), 28,7% pour l'édifice basanitique et intermédiaire et 7% pour les brèches épicrostiques et les coulées intercalées qui leur sont associées. Ceci revient à 25% de basanites, moins de 2% de téphrites et de tholéiites, et 73% de laves intermédiaires et évoluées (dont environ 65% de phonolites ; Fig. IV.4.). Le volume des différentes unités, estimé grossièrement en combinant des coupes géologiques et les surfaces obtenues précédemment, est de 18 km³ de phonolites (65%) pour un volume total de l'île de 27,5 km³, 2 km³ (2%) pour les autres laves intermédiaires et évoluées (téphriphonolites, benmoréites, trachytes) et finalement 7,5 km³ de basanites, téphrites et tholéiites (27% ; Fig. IV.4.).

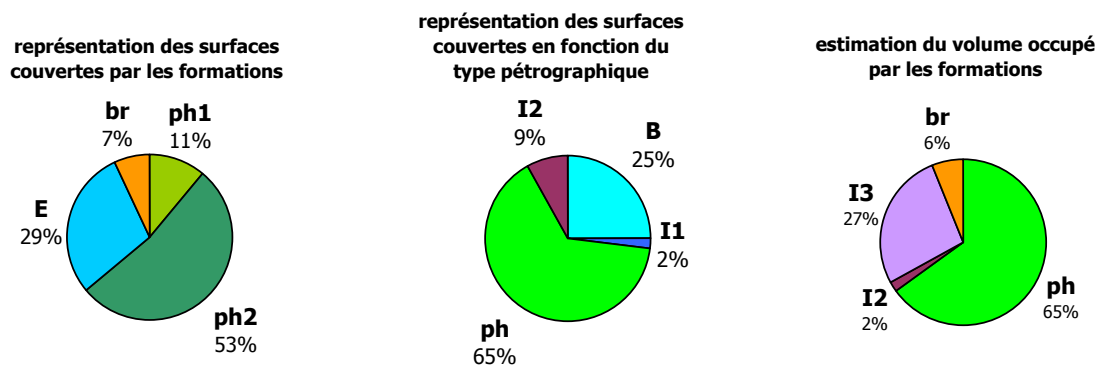


Fig. IV.4. : Représentation des surfaces couvertes par les formations géologiques de l'île, représentation en fonction des types pétrographiques et estimation de leurs volumes respectifs.

bleu (E) : édifice basanitique et intermédiaire ; orange (br) : brèches épicrostiques ; vert (ph1) : phonolites de base ; vert foncé (ph2) : phonolites sommitales ; bleu clair (B) : basanites ; bleu foncé (I1) : téphrites et tholéiites ; bordeaux (I2) : autres laves intermédiaires et évoluées (téphriphonolites, benmoréites, trachytes) ; vert clair (ph) : phonolites ; violet (I3) : basanites, téphrites et tholéiites.

La figure IV.5. présente les proportions d'échantillons prélevés en fonction de leur nature pétrographique. Les proportions ont été calculées sur un total de 65 échantillons analysés en roche totale, ces derniers étant supposés représentatifs de l'échantillonnage total. Cette représentation montre clairement l'existence d'une série bimodale avec près de 40% de phonolite et 35% de basanites. Les laves de composition intermédiaire et différenciée, phonolites mises à part, représente environ 20% et les tholéiites et téphrites 4% de l'échantillonnage total. En comparant ces proportions d'échantillons à celles des surfaces couvertes par les types pétrographiques, on remarque que les phonolites ont été largement sous-échantillonnées (40% d'échantillons pour une surface de 65%). Ceci peut s'expliquer par le fait que les coulées de phonolites sont largement plus épaisses que les coulées basaltiques mais aussi et surtout parce que la zone centrale de l'île, où les phonolites abondent, n'a fait l'objet que d'un échantillonnage réduit à cause des difficultés d'accès.

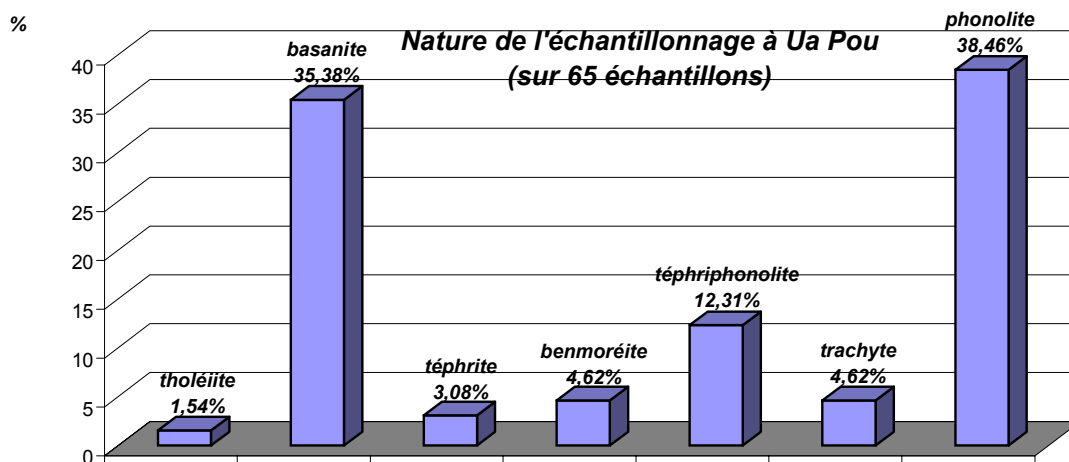


Fig. IV.5. : Représentation des proportions d'échantillons prélevés en fonction de leur nature pétrographique.

L'île de Ua Pou présente un bimodalisme basalte/phonolite très marqué avec plus de 60% de laves phonolitiques, ce qui est à notre connaissance unique au monde en contexte intraocéanique. Quelques îles où les laves différenciées sont abondantes (îles de Gough, Tristan da Cunha, Fernando de Noronha et Trinidad dans l'Atlantique sud, Terceira aux Açores, presqu'îles de Jeanne d'arc et Ronarc'h aux Kerguelen) peuvent être comparées à Ua pou mais aucune ne présente une telle abondance de laves évoluées. En effet, l'île de Terceira est composée d'environ 50% de rhyolites (Mungall et Martin, 1995), Tristan da Cunha présente moins de 20% de phonolites (Le Roex *et al.*, 1990) et les presqu'îles Jeanne d'Arc et Ronarc'h contiennent moins de 10% de phonolites (Leyrit, 1992).

5. Données structurales

5.1. Les filons et les intrusions

De manière générale, les filons sont très peu nombreux sur l'île de Ua Pou. Ils sont essentiellement localisés dans toute la partie nord, à l'Est et au Sud. La côte occidentale entre Haakuti et Hakatao semble en être dépourvue (Fig. IV.6a). Ils correspondent à des dykes essentiellement phonolitiques et, dans une moindre mesure, de nature basaltique. Ils recoupent l'édifice basanitique et intermédiaire (Photo. IV.16.) et sont donc au moins postérieurs voire contemporains de cette unité. Au NE de l'île, entre Hakahau et Hakamoui, un réseau de dykes orientés N60 offre une plus grande résistance à l'érosion et arme la pointe ainsi que le motu Mokohe. Leurs directions peuvent être regroupées en trois directions principales (Fig. IV.6b) :



Photo. IV.16. : A Teavapitaikahonu, au SE de l'aérodrome : les coulées de l'édifice basanitique et intermédiaire sont recoupées par un dyke de phonolite d'environ 1,50 m de largeur et de direction N170.



Photo. IV.17. : Sur la piste entre Hakahau et Paaumea (UP57, Fig. IV.6a) : filon à endaves (gabbro, syénite néphélinique et pechstein) d'environ 1 m de largeur et orienté N70.

1) la direction N160-180 est la plus représentée à la fois dans les parties septentrionale et méridionale de l'île, 2) la direction N140-150, relativement proche de la précédente, domine dans les mêmes zones et plus particulièrement au Nord et à Hohoi, 3) la direction N60-70 est fortement présente dans la zone nord-orientale, c'est à dire autour de la baie de Hakamoui, 4) enfin la direction minoritaire N45-55 est présente uniquement dans le tiers nord de l'île, au sud de Hakahetau et à l'est de Hakahau.

Les protrusions essentiellement phonolitiques semblent s'aligner en deux bandes selon deux directions préférentielles (Fig. IV.6a). La première, orientée Nord-Sud, relie les protrusions depuis Hakahau jusqu'au motu Oa et comprend les trois intrusions trachytiques. La seconde est grossièrement orientée N140-150 et forme deux alignements : le premier recoupe la partie centrale de l'île et relie les intrusions depuis le Poutemoka (Est de Haakuti) jusqu'à la baie de Hohoi, le second borde la côte SW depuis le nord de Hakamaïi jusqu'à Hakatao.

La direction majeure représentée à Ua Pou est grossièrement Nord-Sud (N160-180). Elle correspond à l'une des deux directions de mise en place des pitons phonolitiques et les dykes la représente largement. Cette direction peut être associée à celle de l'ancien axe d'accrétion de la dorsale Pacifique-Farallon. Cette direction correspond également à celle de la mise en place des intrusions de laves différenciées des îles de Raiatea (Blais *et al.*, 1997) et de Huahine (Legendre *et al.*, 2003) dans l'archipel de la Société. La seconde principale direction représentée sur l'île s'accorde avec la direction de la zone de fracture des Marquises (N60-70) qui correspond aux anciennes failles transformantes de la dorsale Pacifique-Farallon. Enfin, la direction N140-150, qui correspond à la seconde direction de mise en place des protrusions phonolitiques, coïncide avec celle de l'alignement de l'archipel. Bien que l'archipel des Marquises soit complètement atypique par rapport aux autres alignements polynésiens (Guille *et al.*, 2002), les grandes directions structurales N60-70 et N160-170 acquises à la ride Pacifique-Farallon sont dominantes sur l'île de Ua Pou et suggèrent un fort contrôle structural de la mise en place des laves transitant vers la surface.

Un filon très particulier existe sur la piste allant de Hakahau à Hakatao, après l'embranchement menant à Hakamoui (UP57, Fig. IV.6a). D'environ 1 m de largeur, orienté N70 et de nature phonolitique, il contient des enclaves pluricentimétriques de gabbro et de syénite néphélinique et une zone plus foncée de plusieurs dizaines de centimètres de diamètre composé d'un pechstein phonolitique (Photo. IV.17.). Il existe donc des roches grenues basaltiques et phonolitiques à l'intérieur du volcan de Ua Pou, remontées à la faveur de ce filon. Par contre, la présence dans ce filon d'un pechstein, qui correspond à une roche entièrement vitreuse formée par le refroidissement très rapide d'une lave, reste délicate à interpréter.

5.2. Un basculement probable de l'île

Un certain nombre d'observations de terrain permet de supposer que l'île a basculé vers le SW, c'est à dire que la partie NE se serait élevée et la partie SW se serait enfoncée.

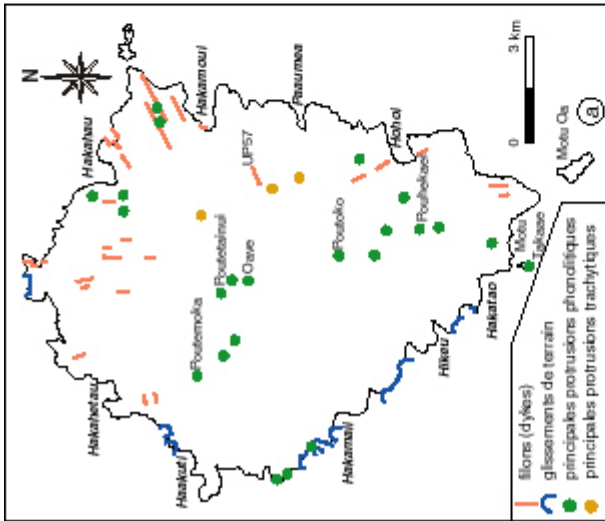


Fig. IV.6. : a) Carte structurale de l'île de Ua Pou. b) Rosace directionnelle des dykes réalisée à partir de 28 mesures.

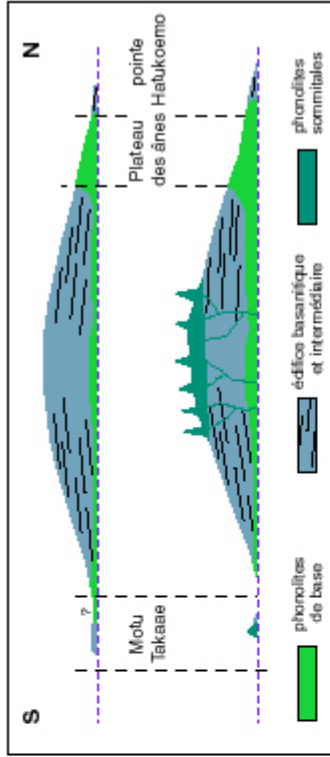
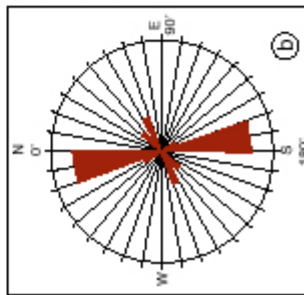


Fig. IV.7. : Coupes simplifiées de l'île. a) Les coulées de l'édifice basaltique et intermédiaire reposent sur les paléoreliefs des phonolites de base. Leur pendage est d'environ 10-15° et radiaire par rapport au centre de l'île. b) L'île bascule vers le SW. Le pendage des coulées s'accroît au S alors qu'il s'aplanit vers le N. Le Motu Takaava est partiellement emporté et le Plateau des ânes est surélevé et subit une érosion importante. On suppose que la mise en place des phonolites sommitales est postérieure ou contemporaine du basculement.

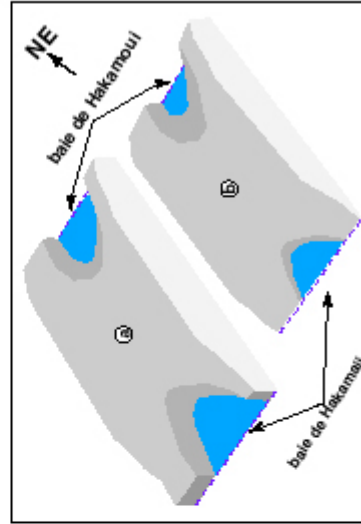


Fig. IV.8. : Blocs 3D simplifiés de l'île. a) Les baies orientales et occidentales ont la même morphologie. b) Après le basculement de l'île, les baies occidentales sont partiellement emportées alors que celles orientales sont plus prononcées.

Dans un premier temps, les phonolites de base, qui sont en position stratigraphique basse au sein du volcan, sont nettement plus abondantes dans la partie septentrionale de l'île alors qu'elles sont plus réduites au sud. De plus, comme nous l'avons noté précédemment, l'érosion de l'édifice basanitique et intermédiaire dans la zone du Plateau des Anes est très importante alors que cette formation atteint plusieurs centaines de mètres d'épaisseur au sud de l'île (Fig. IV.7.).

Dans un second temps, les coulées de l'édifice basanitique et intermédiaire présentent un pendage plutôt fort ($\approx 15^\circ$) au sud de l'île, notamment au motu Takaae (Photo. IV.13.), alors qu'à son extrémité nord, au Pukateetee et à la pointe Hatukoemo, les coulées sont quasiment horizontales (Photos. IV.5. et IV.7.). Un basculement de l'île vers le SW, au moins postérieur à la mise en place des coulées de l'édifice basanitique et intermédiaire, aurait pour effet d'accentuer le pendage préexistant dans la partie SW de l'île et d'horizontaliser les coulées dans sa partie nord (Fig. IV.7.). Il est également possible d'imaginer que le motu Takaae, très proche de la côte sud de l'île, faisait partie intégrante de l'île avant que le basculement ne l'ennoie partiellement.

Enfin, les baies situées sur la côte nord-orientale (Hakahau) et orientale (Hakamoui, Paaumea et Hohoi) sont nettement plus larges, leur fond à proximité de la côte est plus plat et elles entaillent l'île plus profondément que les baies de la côte occidentale. Ces dernières sont beaucoup moins prononcées et moins larges. L'effet d'un basculement de l'île vers le SW serait d'envoyer les baies de la côte SW, alors que celles de la côte NE et E seraient relevées par rapport au niveau de la mer (Fig. IV.8.).

Puisqu'il aurait eu pour effet de modifier les pendages des coulées de l'édifice basanitique et intermédiaire, le basculement de l'île serait postérieur à la formation de cette unité. La mise en place des phonolites sommitales, qui représentent un volume considérable, et plus particulièrement l'intrusion des pitons phonolitiques dans la partie centrale de l'île, représente un événement majeur susceptible de perturber considérablement l'édifice volcanique. Nous supposons donc que ce basculement pourrait avoir un lien direct avec la mise en place des phonolites sommitales.

5.3. Les glissements de terrain

De nombreux glissements de pans de falaises côtières ont été notés sur la côte occidentale de l'île. Ils se répartissent essentiellement entre Hakahetau et Hakatao, au niveau où les brèches épicycliques affleurent au pied des falaises (Photo. IV.12.). Ces glissements de terrain semblent être liés à l'érosion des falaises bordant la côte par la mer et sont favorisés par les brèches qui sont moins cohérentes et donc moins résistantes que les coulées de lave. Ces glissements de terrain peuvent être de petite taille comme c'est le cas sur la photographie IV.12. Ce sont parfois des pans de falaises complets qui tombent en mer et peuvent créer des raz de marée (Schindelé *et al.*, 2002), comme ce fut le cas à Fatu Hiva en septembre 1999 (Okal *et al.*, 2002).

B- L'ÎLE DE NUKU HIVA

Nuku Hiva est la capitale administrative de l'archipel des Marquises. L'île a fait l'objet d'études géologiques menées par A. Lacroix, L.J. Chubb, J.M. Obellianne, R. Brousse, J. Demange et R.A. Duncan.

Etant donné sa grande taille et sa complexité structurale, un volontaire aide technique (VAT) y a séjourné pendant un an et demi dans le cadre du programme de cartographie des îles du groupe central des Marquises. Ainsi le nouveau levé cartographique de l'île a été réalisé par Dominique Savanier, aidé ponctuellement lors des différentes missions de 2001 et 2002 par les autres membres de l'équipe.

Suite à la dernière mission effectuée sur l'île en 2003 afin d'améliorer le tracé des contours géologiques, notamment grâce aux données géochimiques, la carte géologique et la notice Nuku Hiva sont en phase de finalisation par Dominique Savanier, Gérard Guille, René Maury et les autres membres de l'équipe, et sera disponible au cours de l'année 2004. Le texte présenté ici est basé sur une version préliminaire de cette carte et de sa notice en cours d'élaboration.

1. Morphologie et structure

L'île de Nuku Hiva (140° 06' W et 8° 52' S), encore appelée île Baux du nom des armateurs du capitaine Marchand qui la découvrit en 1791, est localisée dans la zone centrale de l'archipel des Marquises. Avec des dimensions de 30 x 20 km et une superficie de 380 km², elle est avec l'île de Hiva Oa, l'édifice volcanique aérien le plus grand de l'archipel des Marquises. La surface de Nuku Hiva est en majorité recouverte d'une végétation très dense de type tropical, à l'exception du plateau de Toovii et de la zone située au Nord du mont Tekao où des pins ont été plantés afin de stabiliser les pentes. Comme dans la plupart des îles marquisiennes, le quart nord-ouest de l'île, portant le nom de Terre Déserte, est relativement dépourvu de végétation car les pluies apportées par les alizés du Nord-Est ne se déversent que très rarement dans cette zone. De même, comme les autres îles marquisiennes, Nuku Hiva est dépourvue de barrière corallienne.

La morphologie de l'île est caractérisée par deux lignes de crête très découpées et en forme de fer à cheval ouvertes vers le Sud. La première est interrompue dans sa partie nord au niveau de la cascade Kahuvai et relie les pointes Temokomoko au Sud-Ouest et Tikapo au sud-Est en passant par le mont Tekao, point culminant de l'île (1224 m). La seconde, de taille plus réduite, domine la baie de Taiohae (Photo. IV.18.). Deux vallées entaillent profondément l'île, celle de Hakau à l'Ouest, qui forme un canyon dont la profondeur peut atteindre 1000 m, et celle de Taipivai à l'Est, qui est la plus

longue de l'archipel et débouche dans la baie du Contrôleur (Photo. IV.18.). Ces deux vallées peuvent être rejointes par une crête passant par les cascades Vaipo, Vaioa et Vaiehu et passant au Nord du mont Muake et dans le secteur appelé à juste titre « les Deux Vallées ». Nuku Hiva est divisée en trois domaines structuraux séparés par la première structure en forme de fer à cheval et les deux vallées (Photo. IV.19.) : 1) le bouclier externe, 2) le plateau de Toovii et 3) le volcan interne.

La moitié nord de l'île, comprenant la zone de Terre Déserte au Nord-Ouest et le tiers nord et nord-est de l'île, représente la moitié d'un des plus grands volcan-boucliers de Polynésie, l'autre moitié ayant disparu par effondrement dans la mer. La vaste étendue formant Terre Déserte s'étale depuis l'ouest de la première structure en forme de fer à cheval et descend de façon radiaire par rapport au centre de l'île et en pente douce jusque vers la mer, conservant la pente originelle du bouclier (10-15°). Le réseau hydrographique l'entaille de nombreuses petites vallées encaissées qui rayonnent depuis la partie centrale de l'île jusque vers la mer où se forment de petites baies bordées de falaises hautes de plusieurs dizaines de mètres. Deux importantes vallées, celle du « grand canyon » et celle de la baie Marquisienne, entaillent profondément les flancs du bouclier externe formant des canyons dont la profondeur peut atteindre 500 m (Photo. IV.20.). Dans la zone du tiers nord et nord-est de l'île, les surfaces initiales du bouclier sont largement érodées, laissant place à des vallées à fond plat et à des crêtes très escarpées formant des amphithéâtres bordés de falaises de plusieurs centaines de mètres de puissance (Photo. IV.21.). Les baies d'Aakapa et de Hatiheu sont partiellement entourées de pics résiduels (appelés aiguilles) formés par érosion différentielle (Photos. IV.21. et IV.22.).

Le plateau de Toovii s'étend entre la première crête en forme de fer à cheval et « les Deux Vallées » à l'altitude constante de 800-850 m. Il s'étale entre la cascade Vaipo à l'Ouest et la cascade Teuakueenui à l'Est et entre le mont Tekao au Nord et les Deux Vallées au Sud. Sa partie occidentale constitue une surface plane essentiellement herbeuse et propice à l'élevage des troupeaux de vaches de la ferme de Toovii (Photo. IV.19.). Sa partie orientale est également assez plane et correspond à une forêt de pins plantée par l'homme.

Au Sud de « les Deux Vallées » se trouve le volcan interne qui culmine au Muake (864 m). Il est délimité à l'Ouest et à l'Est par les vallées de Hakau et de Taipivai, respectivement. L'une des caractéristiques majeures de ce volcan interne est que les empilements de coulées situés à ses extrémités occidentales et orientales ont été canalisés par les arcs de cercle formés par ces deux vallées, ce qui témoigne de leur origine ancienne. L'autre caractéristique réside en la présence de la seconde structure en forme de fer à cheval, ou plutôt en arc de cercle peu ouvert, qui domine la baie de Taiohae (Photo. IV.18.). Elle est bordée par des intrusions trachytiques depuis la sentinelle de l'Ouest jusqu'à la baie de Hakaau en passant par la cascade Vaimei et le Muake.

2. Les formations géologiques

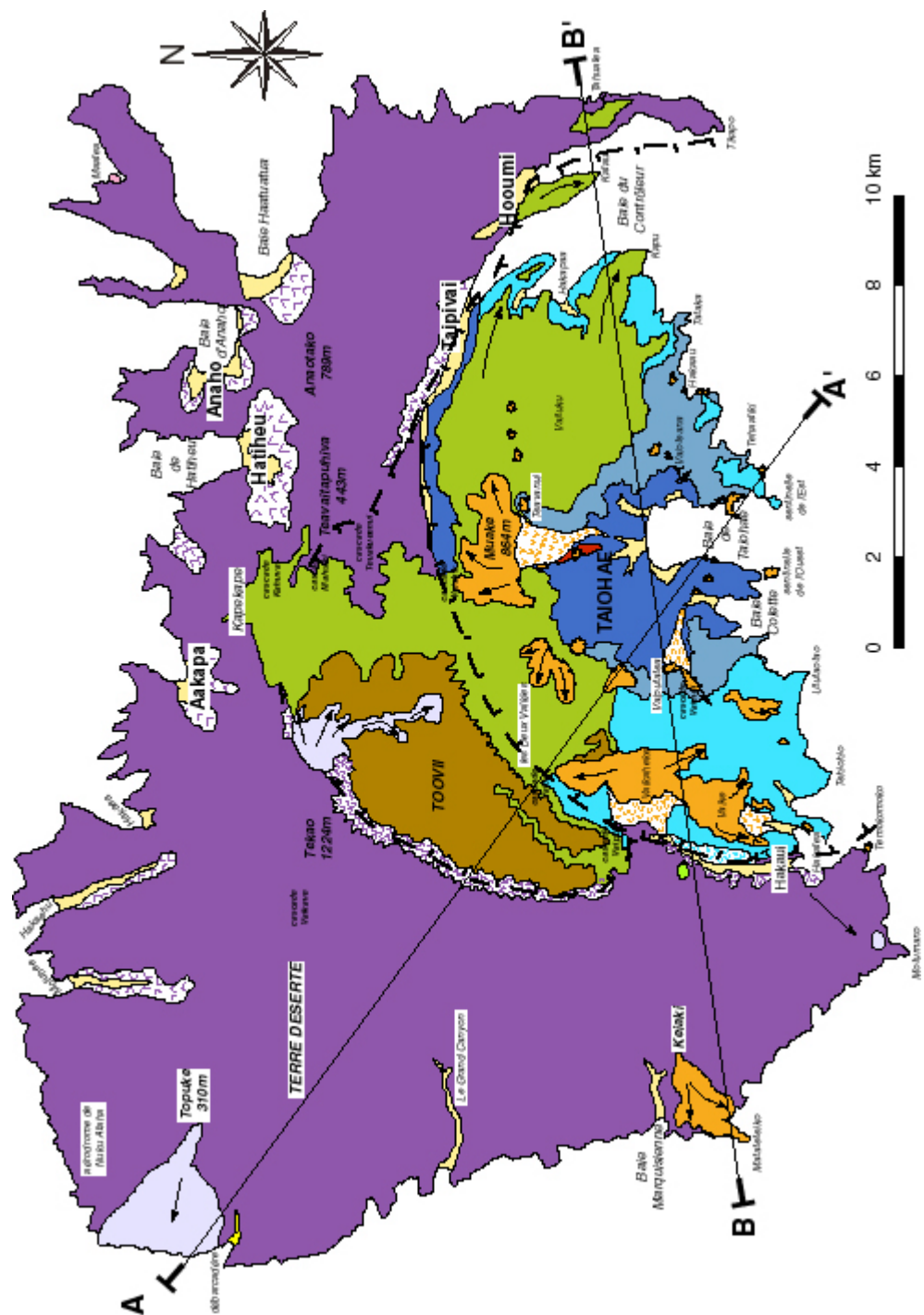
La carte géologique simplifiée ainsi que les coupes géologiques de l'île de Nuku Hiva sont présentés en figure IV.9.



Photo. IV.18. : Baie de Taiohae vue d'hélicoptère. Le volcan interne est délimité par les vallées de Hakau et de Taipivai et par les crêtes des "Deux Vallées". (source : carte postale de Mariani Vermeend).



Photo. IV.19. : Partie ouest du plateau de Toovii vue depuis la piste passant au pied du mont Tekao. Le plateau de Toovii s'insère entre la première structure en forme de fer à cheval et les "Deux Vallées".



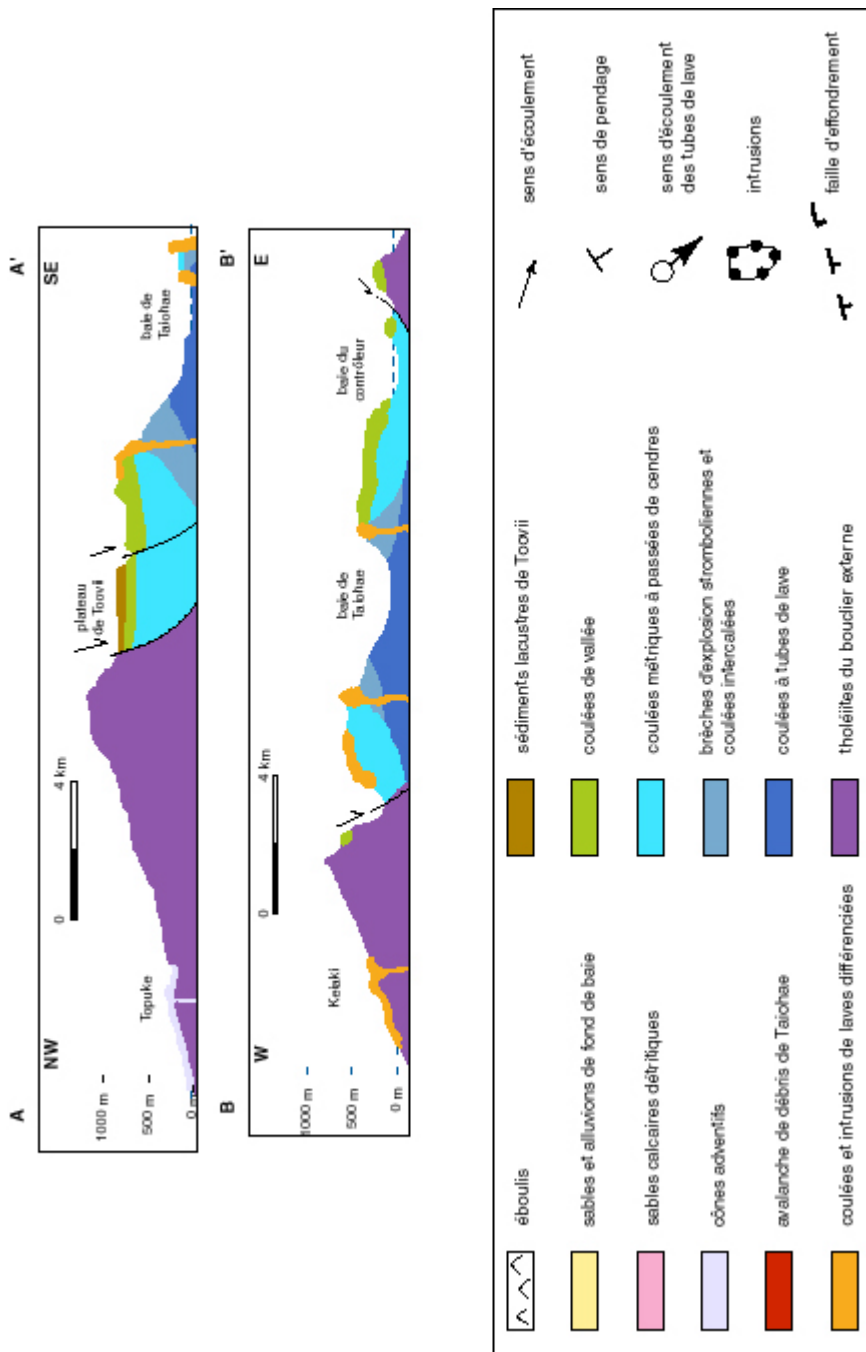


Fig. IV.9. : Carte et coupes géologiques de l'île de Nuku Hiva.



Photo. IV.20. : Le grand canyon : la vallée entaille profondément les flancs du bouclier externe formant des canyons dont la puissance peut atteindre 500 m. Les coulées de lave empilées descendent de façon radiaire par rapport au centre de l'île et en pente douce jusque vers la mer, conservant la pente originelle du volcan-bouclier (10-15°).



Photo. IV.21. : A gauche, les aiguilles d'Aakapa ; à droite, la falaise Kapekape correspond aux crêtes très escarpées de la partie N et NE de l'île qui forment des amphithéâtres bordés de falaises de plusieurs centaines de mètres de puissance.



Photo. IV.22. : Les aiguilles de Hatihe u : pics résiduels formés par érosion différentielle.

2.1. Les tholéïtes du bouclier externe

Cette unité couvre quasiment la moitié de l'île et est particulièrement uniforme puisqu'elle correspond à un empilement de coulées métriques de tholéïte à olivine. Leur pendage varie de 5 à 15° et rayonne depuis la partie centrale de l'île vers la mer. Trois types de coulées tholéïtiques se succèdent dans cet empilement. On observe tout d'abord des coulées à tubes de lave, de couleur grise à noire et grossièrement prismées. Des surfaces cordées sont parfois conservées indiquant le caractère très fluide de la lave. Ensuite, les coulées de lave deviennent vacuolaires, leur prismation est bien marquée et elles présentent toujours une brèche de progression à leur base. Globalement plus massives, ces coulées s'individualisent très nettement dans le paysage, notamment dans les falaises du grand canyon de Terre Déserte (Photo. IV.20.). Localement, des passées cendreuses de plusieurs mètres d'épaisseur viennent s'intercaler entre ces coulées. Enfin, de façon très ponctuelle, des coulées de lave de plusieurs mètres de puissance et canalisées dans des paléovallées creusées au sein des coulées précédentes semblent correspondre à des coulées de vallée.

Au delà de 400 m d'altitude sur les crêtes de Terre Déserte, les coulées de lave sont très altérées en boules pluricentimétriques ou en mamu*. Au pied des lignes de crêtes bordant la première structure en forme de fer à cheval, les coulées de lave sont recouvertes par des éboulis de nature identique qui recouvrent la base des formations du plateau de Toovii à l'Ouest et du volcan interne à l'est.

Le contact entre le bouclier externe et le volcan interne peut être observé à quatre endroits-clefs :

- Au niveau de la cascade Vaipo (Photo. IV.23.), le contact entre l'empilement des coulées du bouclier externe à aspect ruiniforme et les coulées plus massives du volcan interne présente un pendage vers le SE.
- A environ 1,5 km au Sud de la cascade Vaipo, on observe très nettement des coulées décimétriques du volcan interne reposant sur un éperon rocheux (Photo. IV.24.) formé par les coulées ruiniformes du bouclier externe.
- Dans la baie de Tahuatea, à l'Est de la baie du Contrôleur, les coulées massives du volcan interne comblent une paléodépression formée dans le bouclier externe (Photo. IV.25.).
- A Hooumi, le contact de la pointe Katau entre les coulées du volcan interne et les brèches d'éboulis du mur de la caldeira du bouclier externe est sub-vertical.

*(mot polynésien désignant les sols ferrallitiques rouges à gris)

2.2. Les coulées à tubes de lave

Cette unité est localisée dans la baie de Taiohae ainsi que sur la côte occidentale de la baie du Contrôleur. Elle est constituée d'un empilement de plusieurs mètres d'épaisseur de laves à tubes (Photo. IV.26.) qui s'intercalent progressivement avec des coulées de lave métriques à plurimétriques en allant vers le haut de la formation où les coulées plus massives sont dominantes. Ces coulées de lave sont grossièrement prismées et souvent vacuolaires. Elles sont de nature basaltique soit tholéitique, soit alcaline et, dans une moindre mesure, hawaïtique.

2.3. Les brèches d'explosion stromboliennes et coulées intercalées

Cette unité d'origine essentiellement pyroclastique forme deux ensembles distincts affleurant dans les parties occidentales et orientales de la baie de Taiohae (Photo. IV.27.) et descendant de part et d'autre de cette baie jusqu'au bord de mer. Dans sa partie la plus sommitale, cette formation mesure une centaine de mètres d'épaisseur. D'aspect ruiniforme, elle est composée de cendres et de lapilli de couleur jaune à brunâtre formant un ensemble plus ou moins stratifié. Elle peut contenir des blocs et des bombes en bouse de vache pouvant mesurer jusqu'à 30 cm de diamètre. Localement, des coulées vacuolaires et grossièrement prismées de basaltes alcalins et d'hawaïite s'intercalent dans ces niveaux cendres. La disposition des niveaux de cendres avec un pendage de l'ordre de 30° indique clairement la présence de cônes stromboliens centrés sur les cols de Vaiputatea à l'Ouest et de Vaioteana à l'Est.

2.4. Les coulées métriques à passées de cendres

Cette unité se localise essentiellement dans la partie occidentale du volcan interne, depuis la cascade Vaioa au Nord jusqu'à la pointe Tehiohio au Sud et de la vallée de Hakau à l'Ouest jusqu'à la cascade Vaimei à l'Est. Elle est plus réduite dans la partie est du volcan interne, entre les pointes Tataka et Kapu et à l'extrémité Sud-Est de la baie de Taiohae (Photo. IV.27.) formant la sentinelle de l'Est.

Dans la partie occidentale du volcan interne, elle correspond à un empilement homogène de coulées hawaïtiques métriques à décamétriques de couleur noire séparées par des niveaux de cendres rouges, jaune-orangées ou blanches. Les coulées de lave ont une prismation grossière, elles sont souvent vacuolaires et présentent un pendage constant d'une dizaine de degrés vers l'Ouest. Les intercalations cendreuse forment des niveaux inframétriques de projections de cendres, de lapilli et de blocs de plusieurs centimètres de diamètre. A la pointe Tehiohio, cette formation atteint la hauteur maximale de 400 m. Au Sud-Est de la baie de Taiohae, cette unité comprend un niveau plurimétrique de cendres blanches (Photo. IV.27.).



Photo. IV23. : Contact entre le bouclier externe et le volcan interne au niveau de la cascade Vaipo. L'empilement des coulées du bouclier externe présente un aspect ruinitiforme caractéristique ; les coulées du volcan interne sont plus massives.



Photo. IV24. : Vallée de Hakau : "chapeau" de coulées de vallée du volcan interne reposant sur le bouclier externe. L'empilement de coulées du bouclier externe a un aspect ruinitiforme et le sens d'écoulement est vers la gauche de la photo. Les coulées de vallée du volcan interne sont massives et sub-horizontales.

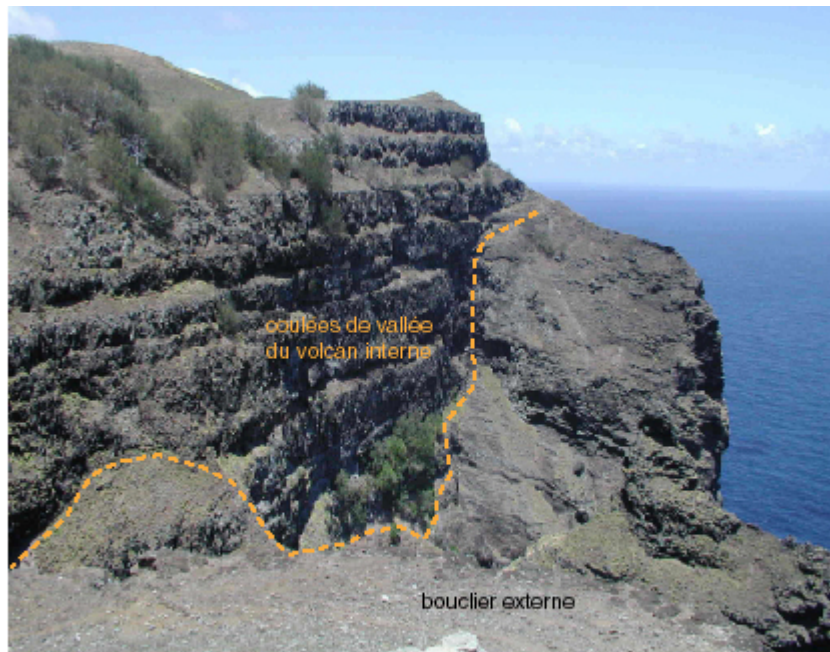


Photo. IV.25. : Baie de Tahuatea, à l'est de la baie du Contrôleur : les coulées de vallée du volcan interne comblent une paléodépression formée dans le bouclier externe.



Photo. IV.26. : Baie de Taiohae : tube de lave dans l'unité des coulées à tubes de lave du volcan interne.

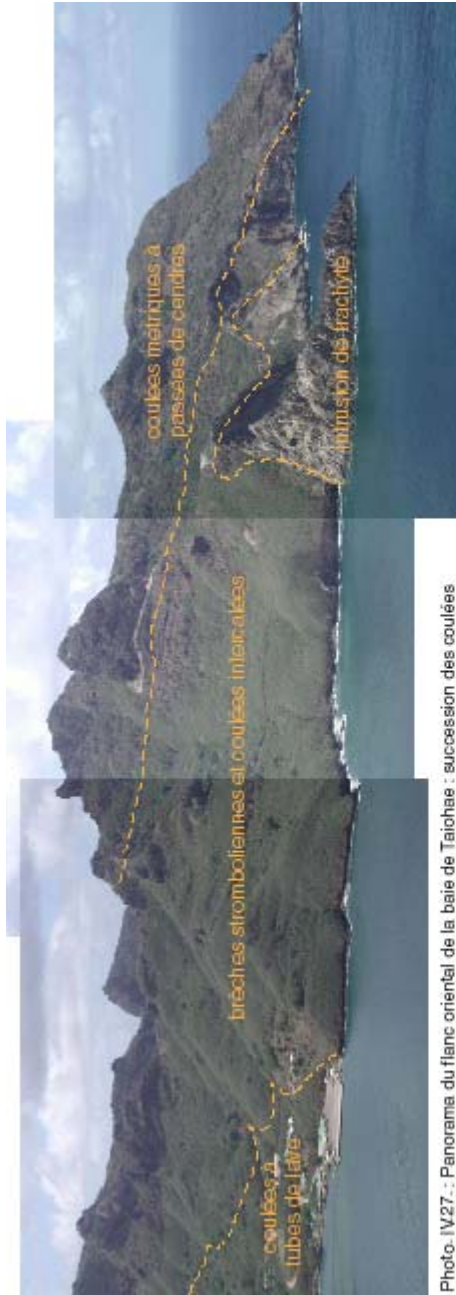


Photo. IV27. : Panorama du flanc oriental de la baie de Taichae : succession des coulées à tubes de lave, des brèches stromboliennes et des coulées métriques du volcan interne.



Photo. IV28. : Baie du Contôleur : les coulées de vallée sont plus massives que celles du volcan interne et du bouclier externe. Elles forment des falaises à morphologie en gradins.

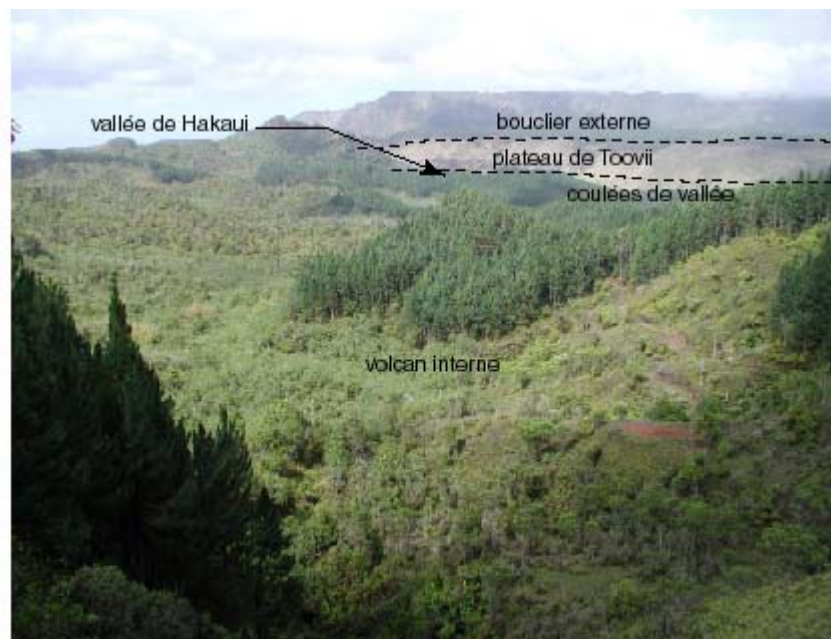


Photo. IV.29. : La partie occidentale du plateau de Toovii repose sur les coulées de vallée du volcan interne et s'insère entre la vallée de Hakau et la crête en forme de fer à cheval bordant le bouclier externe. L'épaisseur des formations sédimentaires du plateau est estimée à 50 m.



Photo. IV.30. : Sédiments lacustres du plateau de Toovii : lamines planes et parallèles résultant d'un dépôt par décantation gravitaire en milieu aquatique calme de type lacustre. Un sol d'environ 1,50 m s'est formé au dessus des sédiments.

2.5. Les coulées de vallée hawaïtiques et mugéaritiques

Cette unité occupe la majeure partie du volcan interne. Elle s'étend depuis la région Est, depuis Taipivai jusqu'au Muake en débordant largement vers la baie du Contrôleur, et jusqu'à la région septentrionale du volcan interne, depuis le Muake jusqu'à la cascade Kahuvai en passant par « les Deux Vallées » et la cascade Vaipo. Les pointes qui bordent la baie du Contrôleur (Katau, Hakapaa et Kapu) sont constituées de cet empilement de coulées de vallée massives, dont l'épaisseur varie de 5 à 20 mètres, donnant au paysage une morphologie stratifiée en gradins (Photos. IV.25. et IV.28.). La pointe Kapu, par exemple, est constituée de cinq de ces coulées formant une falaise d'une centaine de mètres de hauteur. Ces coulées présentent systématiquement à leur base un sol rouge recuit. Elles sont de nature hawaïtique et mugéaritique.

Les falaises bordant les parties ouest et est des vallées respectives de Hakau et de Taipivai ont fortement guidé la mise en place de ces coulées. Dans la région de Taipivai, leur direction est d'Est à Sud-Est, alors que dans la région de Hakau, elle est Sud-Ouest. Ces coulées peuvent reposer directement sur le bouclier externe, dans la vallée de Hakau (Photo. IV.24.), au Sud-Est de l'île au niveau de la baie de Tahuatea (Photo. IV.25.) et à la pointe Katau à Hooumi.

2.6. Les sédiments lacustres de Toovii

Cette unité est localisée dans la partie occidentale du secteur délimité par la première structure en forme de fer à cheval et « les Deux Vallées » (Photo. IV.29.). Elle existe également de façon plus réduite au sud des deux vallées entre la cascade Vaipo et le Muake. Elle est constituée d'une alternance multicolore de bancs pluricentimétriques à métriques d'épaisseur relativement constante. Ces bancs sont parfaitement horizontaux et ne présentent aucune figure d'érosion. Chaque banc correspond à un événement unique et peut présenter des figures sédimentaires telles qu'un granoclassement normal ou des figures de charge. Il s'agit de lamines planes et parallèles résultant d'un dépôt par décantation gravitaire en milieu aquatique calme de type lacustre (Photo. IV.30.). Cette formation affleure en divers points du plateau de Toovii entre les altitudes 830 et 790 m, suggérant une épaisseur maximale d'environ 50 m.

Des nodules ou concrétions siliceuses reposent sur le sol de l'ensemble sédimentaire du plateau de Toovii. Des analyses sont en cours afin de préciser leur origine, vraisemblablement pédogénétique.

2.7. Les coulées, protrusions et intrusions de laves différenciées

Les coulées de lave de nature benmoréitique et trachytique se localisent dans la partie occidentale du volcan interne, à Vaikaheke et Vaike. Ces coulées se sont épanchées dans les paléovallées creusées dans l'unité des coulées métriques hawaïtiques à niveaux de cendres et leur

sens d'écoulement est vers le Sud. A l'extrémité SW de l'ensemble Vaikaheke-Vaike, la coulée de trachyte forme une falaise de 15 mètres de puissance (Photo. IV.31.) dont l'épaisseur augmente vers le Nord jusqu'au Vaikaheke qui semble être le point d'émission de cette coulée.

Le massif situé au Nord-Est de Vaikaheke et le Muake forment deux plateaux bordés de falaises décamétriques et prismées. Ils correspondent à des dômes-coulées de benmoréites et de trachytes, la partie sud est intrusive alors que les coulées se sont épanchées vers le Nord.

Les intrusions benmoréitiques et trachytiques se répartissent en arc de cercle autour de la baie de Taiohae, depuis la sentinelle de l'Ouest au Sud (Photo. IV.32.) à la baie de Hakaau au SE, en passant par la cascade Vaimei et le Muake. Ces intrusions soulignent la seconde crête en forme de fer à cheval. Elles se mettent en place sous forme de dômes altérés en pelure d'oignon (Sentinelle de l'Ouest) ou de petits pitons (alignement Est-Ouest de quatre pitons au col Teavanui).

Qu'elles se mettent en place sous forme de coulée, de dôme-coulée ou d'intrusion, les laves benmoréitiques et trachytiques ont toujours une patine de couleur beige et une cassure très fine de couleur grise. Elles forment des reliefs prononcés aux pieds desquels se forment des cônes d'éboulis (Vaikaheke et Muake). La piste traversant le plateau du Muake recoupe les profils d'altération des trachytes. De couleur noire lorsqu'ils sont frais, les trachytes deviennent blancs lorsqu'ils sont lessivés par infiltration des eaux météoriques. Cette altération modifie la partie supérieure des coulées sur une dizaine de mètres d'épaisseur formant un mamu trachytique blanc pouvant contenir des boules de trachyte frais (Photo. IV.33.).

2.8. L'avalanche de débris de Taiohae

Cette unité, d'extension très réduite, affleure le long de la route menant de Taiohae au Muake, entre 100 et 200 m d'altitude. Elle constitue une formation de type avalanche de débris de nature très hétérogène du fait de son caractère épicalastique.

Les dépôts d'avalanche de débris contiennent les éléments constitutifs de la partie effondrée d'un pan d'édifice volcanique, mais également ceux incorporés au cours de sa progression sur les pentes du volcan (Schneider et Fischer, 1998). Au cours du glissement, on peut observer une évolution longitudinale progressive du faciès. En zone proximale, les pans de l'édifice se fragmentent formant des brèches très grossières ne contenant pas ou très peu de matrice. Ensuite, la fragmentation des blocs alimente la matrice qui se forme progressivement et dont la proportion augmente avec la distance. Enfin, en zone plus distale, la matrice devient dominante par rapport aux éléments (Ui, 1983 ; Siebert, 1984 ; Glicken, 1991 ; 1996).

La matrice de cette unité est en proportion très variable et sa couleur dépend de la nature des éléments environnants. Elle est brunâtre à rosée à proximité des blocs basaltiques et blanchâtre quand les blocs trachytiques abondent. Ces variations de couleur montrent clairement que la matrice se forme au fur et à mesure de la progression de l'écoulement par fracturation et pulvérisation des éléments.

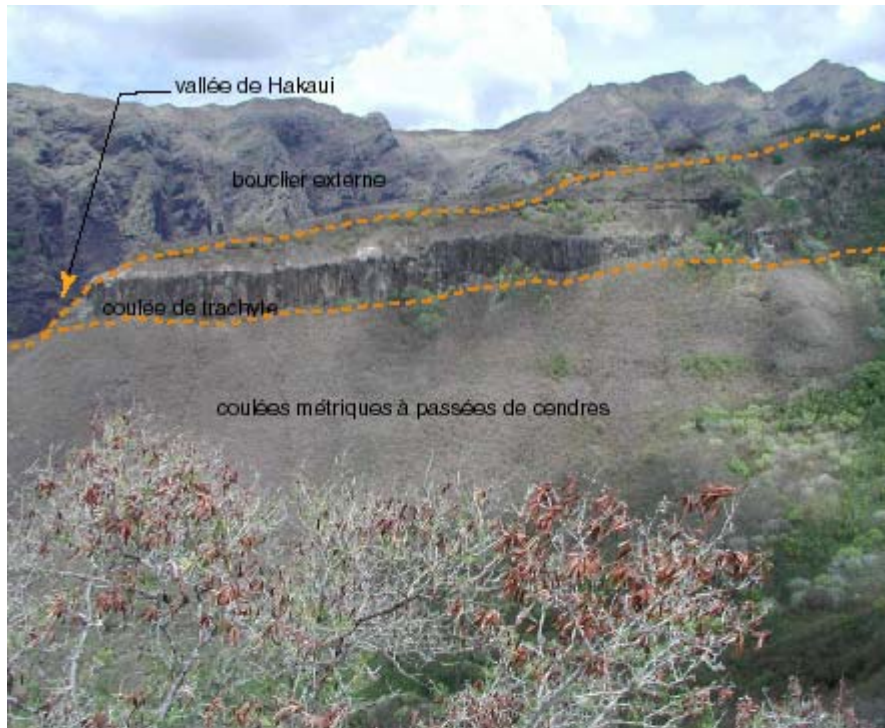


Photo. IV.31. : Front occidental de la couée de trachyte de Vaïke dominant la vallée de Hakau. Son épaisseur est de 15 mètres.

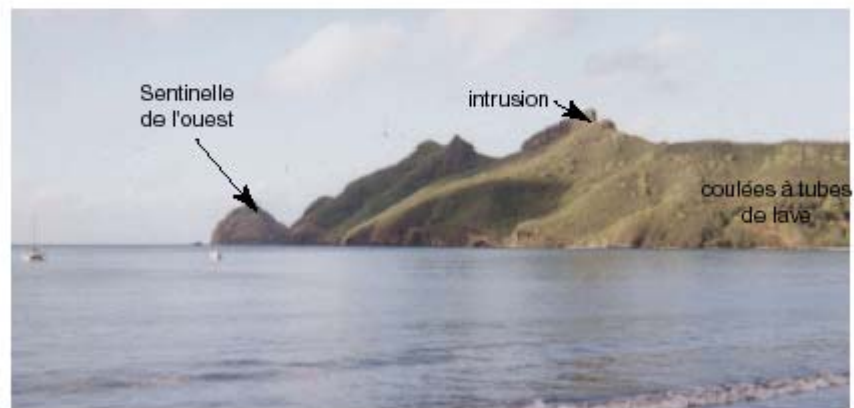


Photo. IV.32. : Partie occidentale de la baie de Taichae : les intrusions benmoréitiques et trachytiques se répartissent en arc de cercle autour de la baie de Taichae. L'intrusion de trachyte de la Sentinelle de l'Ouest forme un dôme altéré en pelure d'oignon.



Photo. IV.34. : Le volcan Keiaki forme un édifice trachytique indépendant qui recouvre les coulées tholéitiques du volcan-bouchier externe entre la pointe Matateteiko et la baie Marquisienne au Sud-Ouest de l'île.



Photo. IV.33. : Affleurement sur la piste traversant le plateau du Muake : de couleur noire lorsqu'ils sont frais, les trachytes deviennent blancs par lessivage des eaux météoriques. Le mamu blanc ainsi formé peut contenir des boules d'e trachyte frais.

Les éléments sont de nature polygénique et correspondent aux types pétrographiques rencontrés dans le volcan interne. Il s'agit de basaltes *s.l.* (basaltes, hawaïites et mugéarites) de couleur noire ou brune, de trachytes, d'une argile verdâtre (probablement issue de l'altération des formations du volcan interne) et de minéraux libres de type amphibole (une amphibole de 15 cm de longueur a été observée dans cette unité). Leur taille est également très hétérogène, variant de quelques centimètres à environ 80 cm de diamètre. Ils sont généralement anguleux. Les blocs de plus d'un mètre de diamètre sont très rares.

Quatre types de faciès peuvent être observés en fonction des proportions matrice/éléments. 1) Le faciès grossier est constitué des blocs essentiellement trachytiques d'environ 10 cm de diamètre et très anguleux. La matrice (moins de 15%) est fine et de couleur blanche. Ce faciès correspond au sommet de la formation. 2) Le faciès intermédiaire contient des éléments basaltiques et trachytiques de taille millimétrique à pluricentimétrique. La matrice représente environ 25% de la roche et est chargée en graviers la rendant pulvérulente. Ce faciès correspond à la base de la formation. 3) Le faciès mélangé peut être de couleur blanche ou rose-violacé selon la nature des éléments et de la matrice. Il correspond à un mélange entre les deux premiers faciès avec des zones où la matrice est très cohésive entre les éléments les plus grossiers (de taille décimétrique), pulvérulente et chargée en graviers lorsque les éléments sont plus fins. Ce faciès existe sous le faciès grossier mais également à la base de la formation. 4) Le faciès fin est constitué de 80% de matrice fine et très cohésive dont la couleur varie entre le blanc et le brun sur quelques dizaines de centimètres de distance. Les éléments sont de taille centimétrique, trachytiques et basaltiques, parfois stratifiés. Ce faciès existe à mi-hauteur environ de la formation.

Cette succession de faciès (grossier, mélangé, fin, puis intermédiaire) selon une coupe verticale dans la formation semble indiquer que plusieurs venues se sont succédées. Généralement, le faciès le plus grossier est censé contenir en majorité les éléments constitutifs de la formation déstabilisée. De plus, à la base de la formation, un piton trachytique ainsi que deux dykes de trachyte recourent les dépôts d'avalanche de débris. Cette formation semble donc contemporaine de la mise en place des trachytes.

2.9. Les cônes adventifs

Le volcan de Topuke : Il est localisé au NW de l'île, entre l'aéroport et le débarcadère. Il est composé de coulées de lave de nature hawaïtique de couleur gris foncé pouvant présenter un débit en lames visqueuses plissées. Le sommet de ce petit édifice a une forme circulaire égueulée vers le Sud correspondant probablement à celle de son cratère. Les coulées débordent vers l'Ouest et se prolongent jusqu'en bord de mer.

L'édifice tardif de Toovii : Au nord du plateau de Toovii, sur la crête à l'Est du Tekao, se trouve un petit sommet bien visible dans le paysage qui domine de 250 m le plateau de Toovii. Des coulées de nature tholéitique proviennent de ce petit édifice et débordent vers le Sud, sur les formations sédimentaires du plateau de Toovii. Une de ces coulées, d'environ 3 mètres d'épaisseur est venue déformer les dépôts lacustres sous-jacents par compaction liée à la surcharge de la coulée. A cet endroit, les dépôts lacustres se déforment en petits blocs basculés suite à l'extension provoquée par la mise en place de la coulée. Ces blocs glissent sur un niveau de décollement centimétrique formé de cendres. La vergence Sud de ce basculement correspond à la direction de mise en place de la coulée.

Le volcan Keiaki : Il forme un édifice trachytique indépendant qui recouvre les coulées tholéitiques du bouclier externe entre la pointe Matateteiko et la baie marquisienne au Sud-Ouest de l'île (Photo. IV.34.). Il est constitué d'un ensemble de coulées de plusieurs mètres d'épaisseur et bien prismées. Vers le Nord-Ouest, les coulées de lave buttent sur les pentes du volcan externe à la cote 300 m, tandis qu'au Sud, elles s'étalent jusqu'à la mer à la faveur des petites paléovallées creusées dans le bouclier externe jusqu'à la pointe Matateteiko.

L'édifice de la pointe Matumano : Il forme un petit cône bien visible dans le paysage. Ses coulées correspondent à des basaltes alcalins et reposent sur les coulées tholéitiques du bouclier externe.

2.10. Les sables calcaires détritiques de la pointe Maatea

Ils sont situés à l'extrémité NE de l'île, au niveau d'un petit promontoire sableux protégé de la houle dominante par les pointes avoisinantes. D'une centaine de mètres de diamètre et d'environ 7 mètres de hauteur, l'affleurement est constitué de sables calcaires bioclastiques. Cette formation est stratifiée et contient des figures sédimentaires telles que des rides sableuses pouvant présenter une stratification entrecroisée. Ces sables contiennent des fragments de coquille et de nombreux minéraux noirs de type pyroxène. La stratification permet de définir un pendage vers le SW, soit vers l'île et non vers le rivage. Ces formations correspondent à des dunes côtières équivalentes à celles connues sur l'île de Ua Huka (dans la baie de Hatuana et sur l'îlot Teuaua plus connu sous le nom de l'île aux oiseaux).

3. Chronologie

Les données chronologiques antérieures sur l'île de Nuku Hiva s'étalent entre 4,83 et 3,08 Ma (Duncan et McDougall, 1974 ; Brousse et *al.*, 1990 ; Diraison, 1991 ; Le Dez et *al.*, 1996). Elles permettent de dater les trois épisodes majeurs de l'île, c'est à dire l'édification du bouclier externe entre 4,83 et 4,03 Ma, puis la formation du Plateau de Toovii entre 4,15 et 4,01 Ma et enfin la

construction du volcan interne entre 3,74 et 3,08 Ma. Les petits édifices adventifs Topuke et Keiaki ont été datés à 3,80 et 3,59 Ma respectivement (Le Dez et *al.*, 1996).

De nouvelles données chronologiques ont été obtenues sur notre échantillonnage (Fig. IV.10.). Les âges correspondants s'étalent entre $4,01 \pm 0,06$ et $3,64 \pm 0,05$ Ma, ce qui raccourcit considérablement la durée d'activité de l'île par rapport aux résultats antérieurs. Dans le détail, la période d'activité du bouclier externe s'étend entre $4,00 \pm 0,06$ et $3,79 \pm 0,08$ Ma et celle du volcan interne entre $4,01 \pm 0,06$ et $3,64 \pm 0,05$ Ma. Les deux édifices adventifs Topuke et Keiaki ont été datés à $3,93 \pm 0,08$ et $3,92 \pm 0,09$ Ma respectivement. L'interprétation des données chronologiques obtenues sur les différentes unités pose des problèmes complexes qui ne seront pas détaillés dans le cadre de ce travail focalisé sur la pétrogenèse de l'île.

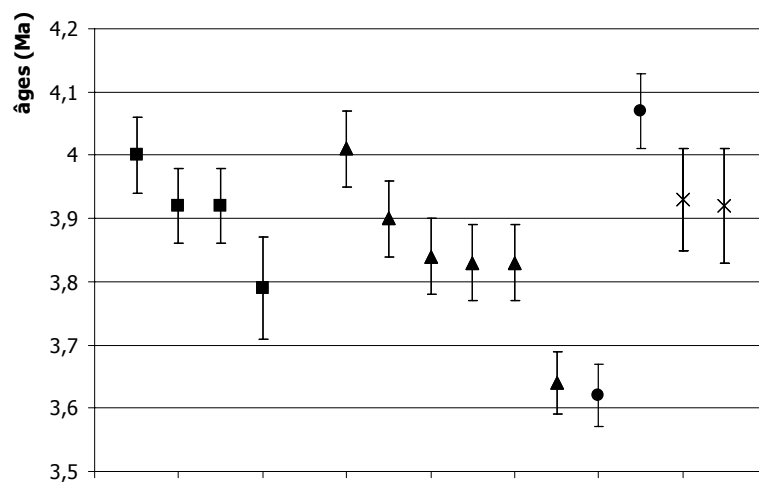


Fig. IV.10. : Données chronologiques K-Ar des échantillons de Nuku Hiva, carré : bouclier externe, triangle : volcan interne, cercle : protrusions trachytiques, croix : cônes adventifs.

Les nouvelles datations ne permettent en effet pas de distinguer le bouclier externe du volcan interne contrairement aux données antérieures. Ceci ne semblant pas être lié à des problèmes analytiques (H. Guillou, communication personnelle), il se peut que l'édification de l'île ait été tellement rapide que la méthode analytique utilisée ne permette pas de faire de distinctions réelles entre les différents échantillons. Quoiqu'il en soit, les relations spatio-temporelles observées sur le terrain entre les différentes unités géologiques permettent de se baser sur une chronologie relative bien définie et en accord avec les données chronologiques de la littérature.

4. Données structurales

4.1. Les caldeiras

L'île de Nuku Hiva présente une structure commune à la majorité des îles marquisiennes. Elle est constituée d'un bouclier externe dont la moitié s'est effondrée en mer selon un plan de glissement en forme typique de fer à cheval, correspondant à une caldeira d'effondrement ouverte vers le Sud, à l'intérieur de laquelle s'est édifié le volcan interne. Cependant, ce schéma simple est compliqué par l'existence de deux structures en forme de fer à cheval, celle formée par les crêtes du bouclier externe et celle passant par les deux vallées principales (Fig. IV.11.).

La première structure en forme de fer à cheval est discontinue dans sa partie Nord et Nord-Est. Au Nord, au niveau de la cascade Kahuvai, les coulées de vallée du volcan interne la recouvre. Au Nord-Est, entre les cascades Mahuiki et Teuakueenui, la ligne de crête est fortement discontinue et les coulées du bouclier externe affleurent de part et d'autre des points hauts. Cette structure délimite le bouclier externe et le volcan interne qui peut la recouvrir.

La seconde structure en forme de fer à cheval correspond à une faille d'effondrement qui décale les formations sédimentaires du plateau de Toovii. Ces dernières affleurent au Sud de la seconde structure, entre le Vaikaheke et le Muake, aux altitudes 710-770 m, alors que le plateau de Toovii a une altitude moyenne de 700-750 m. Cette différence d'altitude suggère que la faille a un jeu de l'ordre de 100 m. Cet effondrement est contemporain de l'édification du volcan interne, voire même de la fin de celle-ci (post-plateau de Toovii).

Ces deux structures en forme de fer à cheval ont pour partie commune les vallées de Hakau et de Taipivai. Alors que leur tracé est parfaitement identique dans la vallée de Taipivai, il forme un point triple dans la vallée de Hakau, au niveau de la cascade Vaipo, où la première structure vient buter contre un éperon formé de coulées du bouclier externe, ce dernier servant de mur à la seconde structure (Fig. IV.9.).

Deux hypothèses peuvent être proposées pour expliquer la formation de ces deux structures en forme de fer à cheval (Fig. IV.12.).

- 1) La première structure peut correspondre à la caldeira d'effondrement du bouclier externe (Fig. IV.12a). A l'intérieur de celle-ci se construit le volcan interne qui la recouvre en partie dans sa partie Nord (cascade Kahuvai). Le volcan interne est ensuite également affecté par un effondrement dans les stades tardifs de son édification (post-formations sédimentaires du plateau de Toovii). Cette seconde caldeira d'effondrement correspond au tracé de la seconde structure en forme de fer à cheval, celle passant par les Deux Vallées, et qui reprend partiellement le tracé de la première caldeira d'avalanche au niveau des vallées de Hakau et de Taipivai.

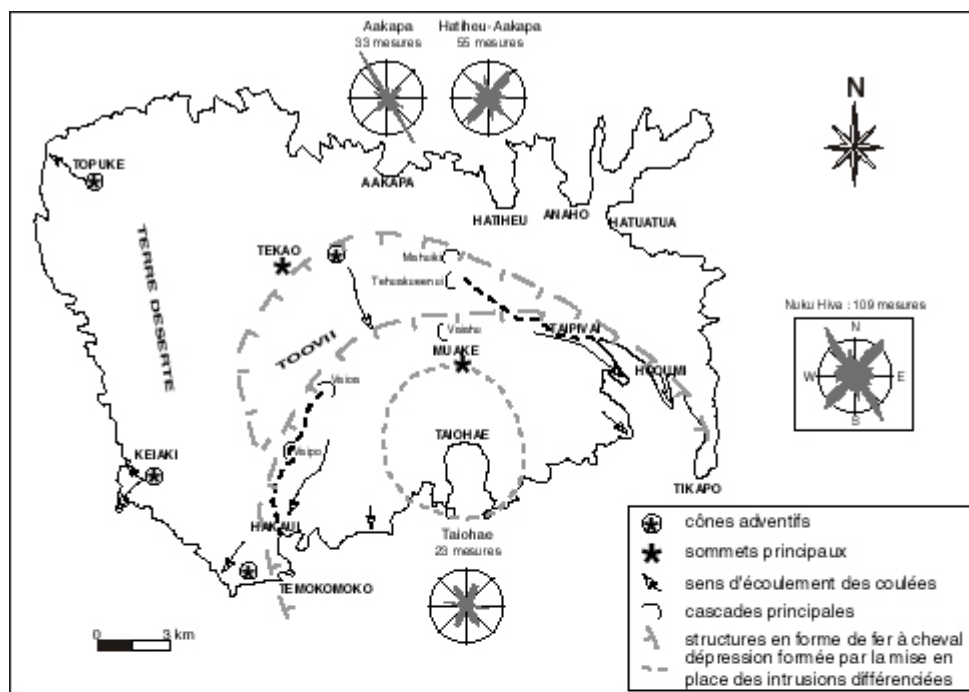


Fig. IV.11. : Carte structurale de l'île de Nuku Hiva.

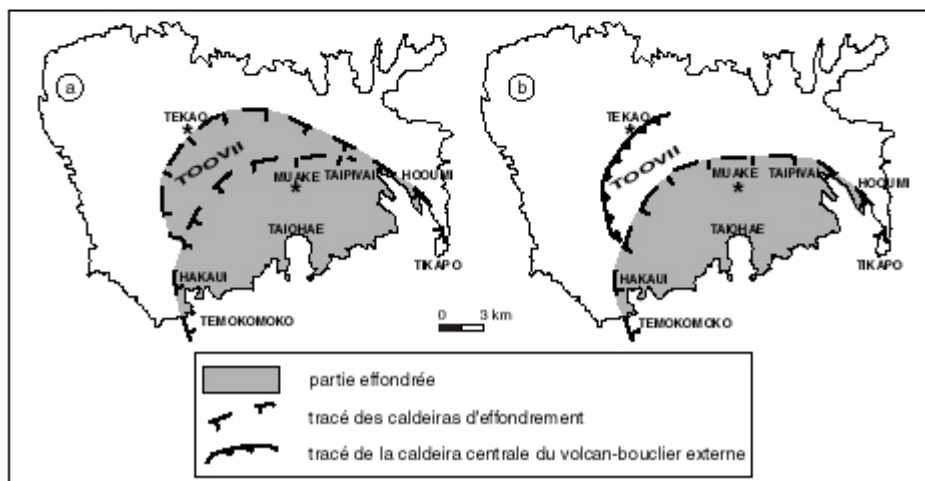


Fig IV.12. : Hypothèses permettant de rendre compte de la formation des deux structures en forme de fer à cheval.
 a : Il existe deux caldeiras d'effondrement distinctes. b : La première structure en forme de fer à cheval correspond au tracé d'une caldeira centrale du bouclier externe.

- 2) La première structure en forme de fer à cheval peut correspondre au tracé d'une caldeira centrale du bouclier externe (Fig. IV.12b). La seconde structure en forme de fer à cheval peut correspondre à la caldeira d'effondrement formée lors du glissement de la moitié du bouclier externe dans la mer. Le volcan interne se construit à l'intérieur de cette caldeira d'effondrement et la recouvre partiellement dans sa partie septentrionale. Puis, cette caldeira d'effondrement est réactivée lors du second effondrement affectant le volcan interne.

Dans la première hypothèse, il faut imaginer le premier effondrement vers le SE et le second vers le SSE afin de rendre compte du point triple situé à la cascade Vaipo. La seconde hypothèse rend mieux compte de l'existence du point triple mais nécessite la réactivation à l'identique du plan d'effondrement préexistant.

4.2. Les filons et les intrusions

Les filons sont relativement nombreux sur l'île et se concentrent pour l'essentiel dans trois zones remarquables (Fig. IV.11.) : 1) la partie orientale du bouclier externe (site Hatiheu-Aakapa) et 2) sa partie plus occidentale (Site Aakapa) où les filons sont essentiellement de nature tholéitique, et enfin 3) la baie de Taiohae où leur nature pétrologique est représentative du volcan interne (depuis les basaltes *s.l.* jusqu'aux trachytes).

Les filons recoupant le bouclier externe sont disposés de façon radiaire par rapport au centre de l'île depuis le Nord-Est jusqu'à quelques kilomètres après Aakapa en allant vers l'aéroport. Ils arment les pointes NE de l'île (entre la baie d'Anaho et celle de Haatuatua) ainsi que les aiguilles et la côte NW de Aakapa. Dans la partie plus occidentale du bouclier externe, entre Aakapa et l'aéroport, il n'existe plus de filons. Ceci suggère que l'on s'éloigne des zones d'alimentation et donc du cœur du volcan-bouclier. Au sein du volcan interne, les filons se répartissent essentiellement autour et à proximité de la baie de Taiohae, également à proximité des centres d'émission.

Trois directions dominantes apparaissent sur les sites de mesures: N40-50, N 140-150 et N160-170, cette dernière étant nettement minoritaire. La direction N140-150, à laquelle la direction conjuguée N40-50 peut être associée, correspond à celle de l'alignement de l'archipel. La direction N160-170 peut être mise en relation avec l'ancien axe d'accrétion de la dorsale Pacifique-Farallon.

Les intrusions et protrusions de laves différenciées se mettent en place selon un dispositif concentrique autour de la baie de Taiohae (Fig. IV.9. et IV.11.) : depuis la Sentinelle de l'Ouest et le col Vaiputea à l'Ouest, en passant par le dôme-coulée du NW de Taiohae, le Muake, les quatre petits pitons de Teavanui au Nord et enfin les intrusions de Vaioteana et celles de la baie Hakau à l'Est. Elles sont l'expression des derniers épisodes volcaniques supposés correspondre à la vidange d'un (des) réservoir(s) superficiel(s) provoquant l'affaissement de son toit et formant une dépression caldeirique centrée sur la baie de Taiohae.

5. Les risques naturels

La première cause de risque naturel aux Marquises est d'origine climatique. L'existence de périodes de fortes pluies favorise, par altération mécanique et chimique, l'accumulation de matériel dans des zones à fortes énergie potentielle (au niveau des forts reliefs ou dans les rivières en crues). L'alternance de saisons sèches et de saisons humides permet la mobilité subite de ce matériel.

La relative jeunesse des îles et leur structure géologique favorise l'existence de puissantes falaises rocheuses que la grande quantité d'eau qui se déverse pendant la saison des pluies remanie sous forme d'éboulements et de coulées de boue. Deux coulées de boue ont été observées à Nuku Hiva durant la dernière dizaine d'années ; elles n'ont pu être datées précisément mais selon les témoignages recueillis, elles seraient liées à de fortes pluies. Si la première s'est produite dans une zone éloignée de toute habitation, la deuxième s'est déversée dans une zone urbanisée, sur les flancs abrupts de la baie de Taiohae, non loin de l'hôpital et d'une zone résidentielle.

Les crues font également partie des phénomènes à risques aux Marquises et peuvent affecter les zones urbaines traversées par les rivières. L'importance des crues dépendra de l'encaissement de la rivière mais aussi de son état d'encombrement en amont (accumulation d'amas végétaux essentiellement). Les rivières de Hakai et de Taipivai sont suffisamment larges, bien qu'encaissées à proximité des cascades, et évoluent seulement du lit mineur au lit majeur ne présentant pas de danger en dehors de ce dernier. A Taiohae, le régime de la rivière n'est pas permanent et l'encombrement est souvent important dans les zones inaccessibles situées en amont. Elle présente donc de fort risques de crues pendant la saison des pluies.

Les Marquises comptent parmi les îles de Polynésie française les plus touchées par les tsunamis qui constituent le risque naturel majeur pour ces îles. Il s'agit d'évènements qui ont généralement une origine très éloignée, un tremblement de terre en Amérique du Sud ou aux Aléoutiennes par exemple peut avoir de fortes répercussions sur l'archipel. Plusieurs tsunamis ont été observés aux îles Marquises durant le XXe siècle, dont certains furent catastrophiques (1946 et 1960). Le dernier, dont les effets ont été négligeables, date de l'été 2001. Des séismes sont également occasionnellement ressentis.

Enfin, il ne faut pas négliger le risque de vague générée par un effondrement de flanc de falaise comme celui qui s'est produit le 13 septembre 1999 à Fatu Hiva (Okal *et al.* 2002). C'est le premier événement de cette nature qui ait été relaté aux Marquises, mais la topographie et la géologie de certaines côtes de Nuku Hiva pourraient favoriser ce type d'événement.

C- L'ÎLE DE UA HUKA

Dépôts épicastiques et caldeiras en forme de fer à cheval à Tahiti (îles de la Société) et Ua Huka (archipel des Marquises), Polynésie française.

J.P. Clément, C. Legendre, M. Caroff, H. Guillou, J. Cotten, C. Bollinger, G. Guille

1. Résumé

Des dépôts d'avalanche de débris, récemment identifiés à Tahiti (îles de la Société) et à Ua Huka (archipel des Marquises), sont ici décrits et interprétés. Pour les deux îles, les brèches sont localisées dans une caldeira résiduelle en forme de fer à cheval. A Tahiti, les formations épicastiques, de plus de 500 m d'épaisseur, reposent sur le fond de la dépression centrale et dans la vallée de la rivière Papanoo qui coule dans la partie nord de l'île. A Ua Huka, les brèches affleurent dans quatre baies de la côte sud, dans une dépression délimitée par une crête semi-circulaire. Leur épaisseur est d'environ 100 m. Quelques éléments collectés dans les brèches tahitiennes et quelques roches formant leur substratum ont été datées par la méthode K-Ar et analysés (éléments majeurs et en trace, isotopes Sr-Nd) pour cette étude. Avec ces données, nous montrons que l'avalanche de débris s'est produite à Tahiti Nui à la fin de l'édification du volcan-bouclier (entre 570 000 et 390 000 ans), probablement suite à la mise en place des massifs plutoniques qui occupent la partie centrale de la caldeira. A Ua Huka, l'effondrement a eu lieu vers 3 Ma, entre la construction du volcan-bouclier et celle du volcan interne. L'ouverture de la caldeira vers le Sud, comme pour l'île voisine de Nuku Hiva, peut refléter une direction préférentielle de faiblesse du substratum de la zone centrale des Marquises.

2. Commentaires

Cet article a été écrit en automne 2001, suite à la première mission effectuée sur l'île de Ua Huka. Il était intéressant de faire la comparaison entre Tahiti et Ua Huka, l'étude de cette dernière île venant confirmer les interprétations proposées pour la première. A cette époque, les grandes structures de Ua Huka avaient été reconnues (volcan-bouclier externe, volcan interne et volcans tardifs) ainsi que les unités géologiques, mais les limites entre ces dernières restaient encore imprécises. Depuis, deux nouvelles missions, menées par S. Blais et D. Savanier, ont eu lieu à Ua Huka. Les nouvelles données et observations ont changé de façon considérable la carte géologique de l'île, notamment pour les volcans tardifs qui sont nettement plus étendus. Des analyses chronologiques K-Ar ainsi que des analyses pour les éléments majeurs et en trace ont été réalisées. Elles concordent avec les données présentées dans cet article.

La carte géologique actualisée fera l'objet d'un article coordonné par S. Blais. Cependant, celui développé ici présente l'intérêt de faire ressortir les grandes structures de l'île, qui sont communes à la plupart des autres îles de l'archipel, et d'en donner l'interprétation.



ELSEVIER

Journal of Volcanology and Geothermal Research 120 (2002) 87–101

Journal of volcanology
and geothermal research

www.elsevier.com/locate/jvolgeores

Epiclastic deposits and ‘horseshoe-shaped’ calderas in Tahiti (Society Islands) and Ua Huka (Marquesas Archipelago), French Polynesia

Jean-Philippe Clément^{a,*}, Christelle Legendre^a, Martial Caroff^a,
Hervé Guillou^b, Joseph Cotten^a, Claire Bollinger^a, Gérard Guille^c

^a UMR n° 6538 ‘Domaines Océaniques’, Université de Bretagne Occidentale, BP 809, 29285 Brest, France

^b Laboratoire des Sciences du Climat et de l’Environnement, Laboratoire mixte CEA–CNRS, Domaine du CNRS, Bât. 12, 91198 Gif-sur-Yvette, France

^c Groupe Télédétection et Risques Sismiques, DASE, CEA, BP 12, 91680 Bruyères-le-Chatel, France

Received 15 November 2001; accepted 21 May 2002

Abstract

Occurrences of debris avalanche deposits newly identified in Tahiti (Society Islands) and Ua Huka (Marquesas Archipelago) are described and interpreted here. In both islands, the breccias are located within horseshoe-shaped residual calderas. In Tahiti, the epiclastic formations, up to 500 m thick, lie on the floor of the central depression and in the valley of the northwards running Papenoo River. In Ua Huka, the breccias crop out within a depression limited by a semicircular crest in four bays along the southern coast. Their thickness is ca. 100 m. A few clasts collected in the Tahitian breccias and some rocks forming their substratum have been dated (K–Ar datings) and analysed (major and trace elements, Sr–Nd isotopes) for this study. Using these data, we show that the debris avalanche(s) occurred in Tahiti Nui at the end of the growth of the shield volcano (between 570 000 and 390 000 years ago), maybe in consequence of the emplacement of the plutonic body which occupies the central part of the caldera. In Ua Huka, the collapse took place nearly 3 Ma ago, between the construction of the shield volcano and that of the inner one. The southwards orientation of the caldera, like that of the neighbouring island Nuku Hiva, might reflect a preferential direction of weakness in the substratum of the central Marquesas.

© 2002 Elsevier Science B.V. All rights reserved.

Keywords: French Polynesia; origin of debris avalanches; epiclastic deposits; horseshoe-shaped calderas; plutonic rocks

1. Introduction

The problem of the origin of the large ‘horse-

shoe-shaped’ volcanic depressions, partly filled with epiclastic deposits, has been understood in a new light since the 1980 eruption of Mount St. Helens (Washington, USA; Voight et al., 1981). Having been earlier attributed to the explosion of a segment of the edifice (e.g. Williams and McBirney, 1979), many large volcanic amphitheatres are now interpreted as the consequence

* Corresponding author.
E-mail address: jpclemen@sdt.univ-brest.fr
(J.-P. Clément).

of mega-landslides, initiated by seismicity, dyke intrusions through the edifice or in the basement, magmatic bulging, lateral explosions, ground-water infiltrations, and/or hydrothermalism (Siebert, 1984; Leyrit, 2000).

The debris associated (directly or not) with the avalanches lie on the floor of the corresponding calderas and in their prolongation. Generally speaking, the epiclastic deposits, including debris avalanches and secondary lahars, are classified as a function of the distance from the source, the block/matrix ratio, the block size, the breccia structures and the clay content (Ui, 1983; Siebert, 1984; Glicken, 1991, 1996; Leyrit, 2000; Thouret and Lavigne, 2000).

Ui et al. (1986) and Francis (1994) have suggested that the occurrence of volcanic mega-landslides is common in the evolution of calc-alkaline volcanoes. Such a process has also been documented in edifices from numerous intraplate islands, e.g. La Réunion and Hawaii (Duffield et al., 1982; Moore et al., 1989; Bachèlery et al., 1996), next to Canary (Cantagrel et al., 1999; Carracedo, 1999). In French Polynesia, a link between 'horseshoe-shaped' calderas and epiclastic breccias was previously noted in two islands: Moorea, Society (Le Dez et al., 1998) and Nuku Hiva, Marquesas (Le Dez et al., 1996), but no specific study has been carried out about these occurrences.

The aim of the present paper is to fill this gap by presenting two new French Polynesian examples of epiclastic deposits associated with 'horseshoe-shaped' calderas, i.e. Tahiti, Society (Fig. 1) and Ua Huka, Marquesas (Fig. 2). It is the first study tackling such a matter in Polynesia since the work of Becker et al. (1974), which dealt with the burrowing/filling phases of the Papenoo Valley in the north of Tahiti.

2. Geology and stratigraphy

2.1. Tahiti Nui

Tahiti (17°30'S, 149°30'W) is the largest island of French Polynesia. It belongs to the 750-km-long Society Archipelago, emplaced on Creta-

ceous ocean crust beneath 3500–4000 m of water (Fig. 1a). The island includes two major coalescent volcanoes (Tahiti Nui and Tairapu) linked by the Taravao isthmus (Fig. 1b). The main edifice (Tahiti Nui) is 2241 m at its highest point (Mount Orohena) and 35 km in diameter. Its emerged part represents only ca. 2% of the total volume of the volcano (Duncan et al., 1994). It is notably eroded and incised by deep radial valleys.

Recent radiochronological data have shown that the subaerial activity of Tahiti Nui ranges from 1367 ± 16 to 187 ± 3 ka (Le Roy, 1994). The volcano is mainly composed of basaltic lava flows, the petrochemical composition of which has evolved with time, as shown by an increase of the silica-undersaturation from olivine tholeiites to valley-filling foidites, basanites and tephrites through alkali basalts (e.g. Duncan et al., 1987; Duncan et al., 1994; Le Roy, 1994). Differentiated lavas (trachytes and phonolites) are very sparse.

A plutonic rock suite crops out in the central part of Tahiti Nui, within a 8-km-wide 'horseshoe-shaped' depression open towards the north-northeast and bounded by a semicircular crest culminating at 2241 m (Mount Orohena, Fig. 1c,d). The walls of the depression are composed of piles of lava flows (Le Roy, 1994). The floor, the mean altitude of which is ca. 400 m, is covered by a hydrographic network joining towards the north into the Papenoo Valley (Fig. 1b). The plutonic outcrops cover an area of 2.5 km² limited to the north by the Maroto River and to the south by the Ieifatautau and Vaituoru rivers (Fig. 1d). A field mission in October 1999 was carried out to sample the plutonic body and study its relations with the volcanic surroundings. It exposes a wide spectrum of petrographic types ranging from pyroxenites to syenites and nepheline (ne) syenites through gabbros and essexites. Some of these rocks have been considered as the plutonic equivalents of the neighbouring alkali basalts and basanites (Bardintzeff et al., 1988; Bonin and Bardintzeff, 1989). Steep tower-like reliefs 100–500 m high occur throughout the depression area. One of them is the highest point of the plutonic body (Mount Ahititera, 759 m). Others are made up of epiclastic breccias (Fig. 3a). Most of the reliefs

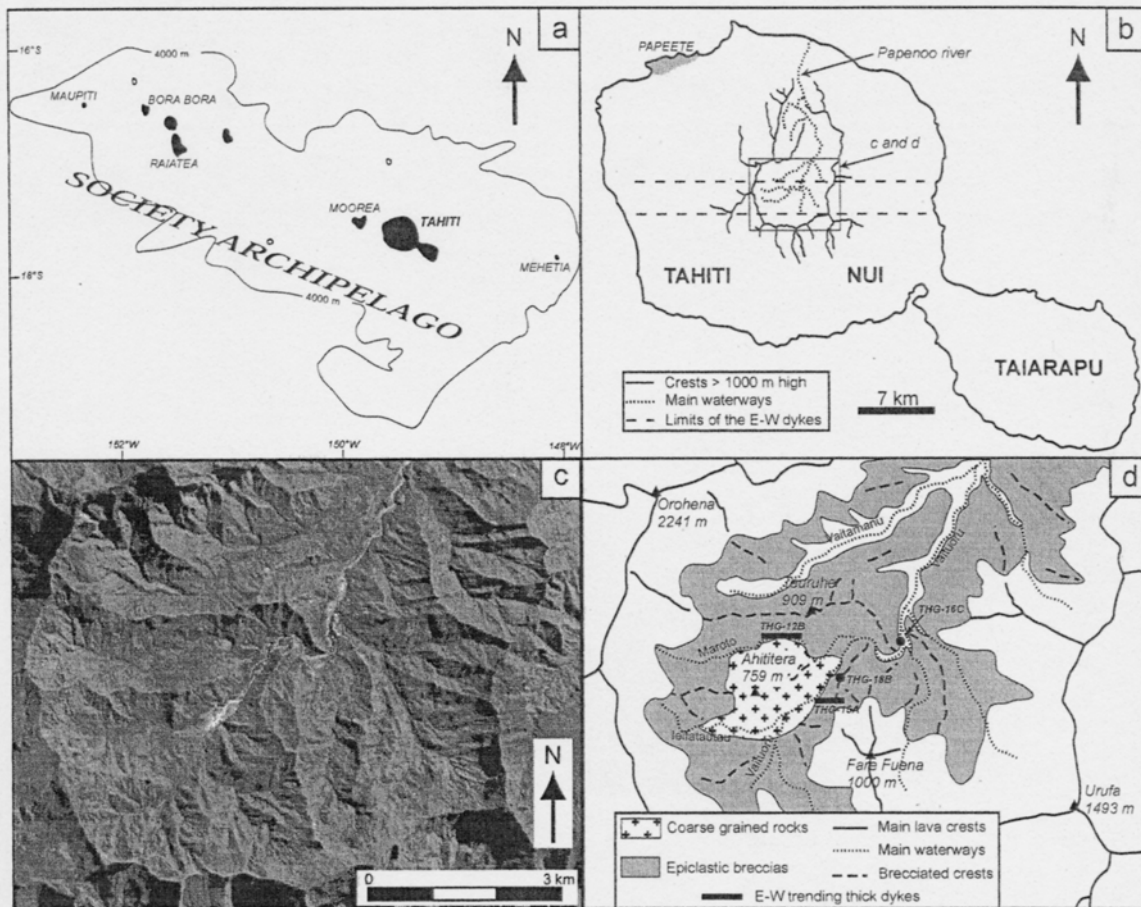


Fig. 1. (a) Simplified map of Society Archipelago. (b) Cartographic sketch of Tahiti showing the central depression and the limits of the east–west dykes (Le Roy, 1994). (c) Extract of the SPOT image KJ 502–385 showing the central depression. Copyright CNES, 1991. Distribution SPOT IMAGE. (d) Geological sketch of the central zone (limits of the map similar to those of the SPOT image) showing the extent of the epiclastic breccias, the outcrop limits of the plutonic body, the location of analysed east–west dykes and dated samples.

culminating at 900–1000 m correspond to this formation. Summits of brecciated crests appear as white lines in the SPOT image of Fig. 1c. By extrapolation, it is possible to propose an interpretative map of the present-day extent of the breccias in the central depression of Tahiti Nui (Fig. 1d).

The epiclastic formation and derivative scree cover the main part of the median zone of the depression. Effusive substratum crops out only in the river beds.

The central depression opens to the Papenoo

River valley, which extends northward to the ocean with a slope of 5–8°. It is the longest valley in Tahiti, bounded by subvertical walls up to 1000 m high made up of piles of thin basaltic flows (Becker et al., 1974). The present-day bed of the Papenoo River cuts through a 250-m-thick epiclastic deposit in which coarse-grained clasts have been found (Becker et al., 1974).

2.2. Ua Huka

The island of Ua Huka (8°55'S, 139°33'W) is

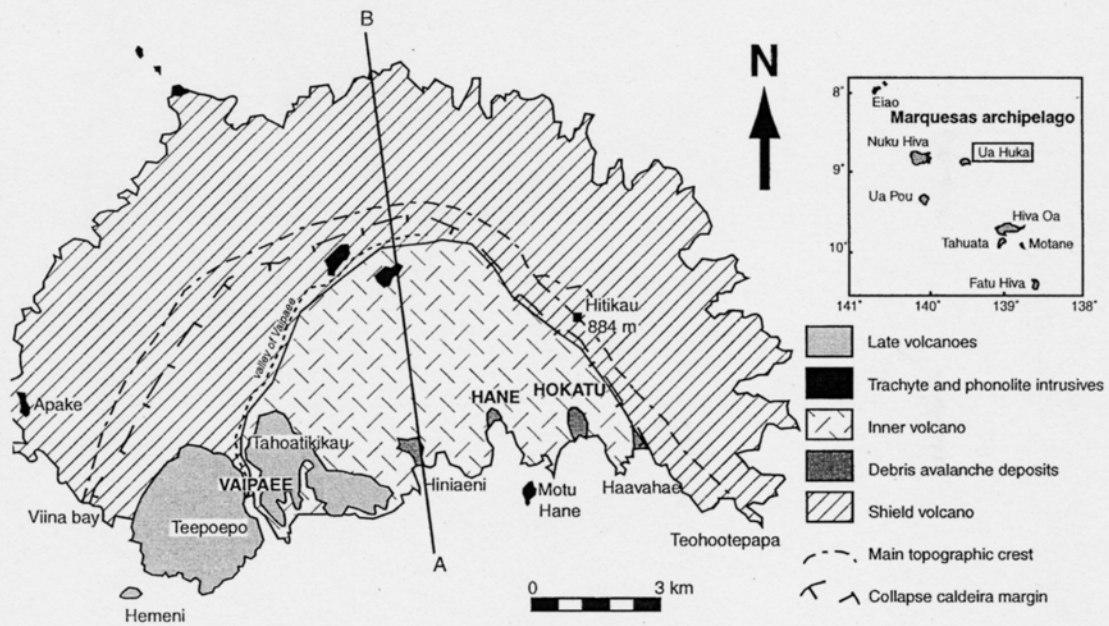


Fig. 2. Geological sketch map of Ua Huka (inset: Marquesas Archipelago).

located in the central part of the Marquesas, 40 km east of Nuku Hiva, the largest island of the archipelago (Fig. 2). It is a 14-km-long and 8-km-wide (ca. 77 km² in surface area) crescent-shaped island open towards the south (Fig. 2). A semi-circular crest culminating to 886 m (Hitikau Mount) joins Viina Bay and Teohootepapa foreland (Fig. 2). The northern side of this crest slopes down gently to the sea whereas its southern side displays cliffs up to 200 m high. A 675-m-high edifice partly fills the eastern part of the depression bounded to the north by this crest whereas the western sector is formed by shield volcano lava flows together with two small and recent cones separated by the large Vaipae Valley (Fig. 2).

The shield volcano (3.24 ± 0.03 Ma; K–Ar ages) is composed of a pile of olivine tholeiites intruded by trachytes and phonolites (Ielsch et al., 1998). The inner edifice (from 2.91 ± 0.02 to 2.55 ± 0.02 Ma), emplaced in the south-central part of the island, is formed by alkali basalt lava flows (showing a slight dip towards the south) and trachytic intrusions. Some of the lava flows overlie

epiclastic breccias in the southsoutheast, in the bays of Haniaeni, Hane, Hokatu and Haavahae. Two smaller volcanoes, basanitic in composition, are located in the southwestern part of the island (Tahoatikikau and Teepoepo; Fig. 2). They were emplaced between 1.98 ± 0.03 and 1.36 ± 0.02 Ma ago (Ielsch et al., 1998).

3. Nature of the epiclastic deposits

3.1. Description of the breccias

The breccias located in the central depression of Tahiti Nui are polygenic, with a matrix (grain size < 2 mm) representing up to 40% in volume (Fig. 3b). The matrix is brown or dark grey and results obviously from the micro-brecciation of volcanic elements. Clasts are up to 10 m in diameter. The largest ones are subangular whereas the others display blunt edges. They exhibit a large range of lithology: effusive rocks (ankaramites, more or less porphyritic basalts, intermediate lavas) are very dominant compared with coarse-grained

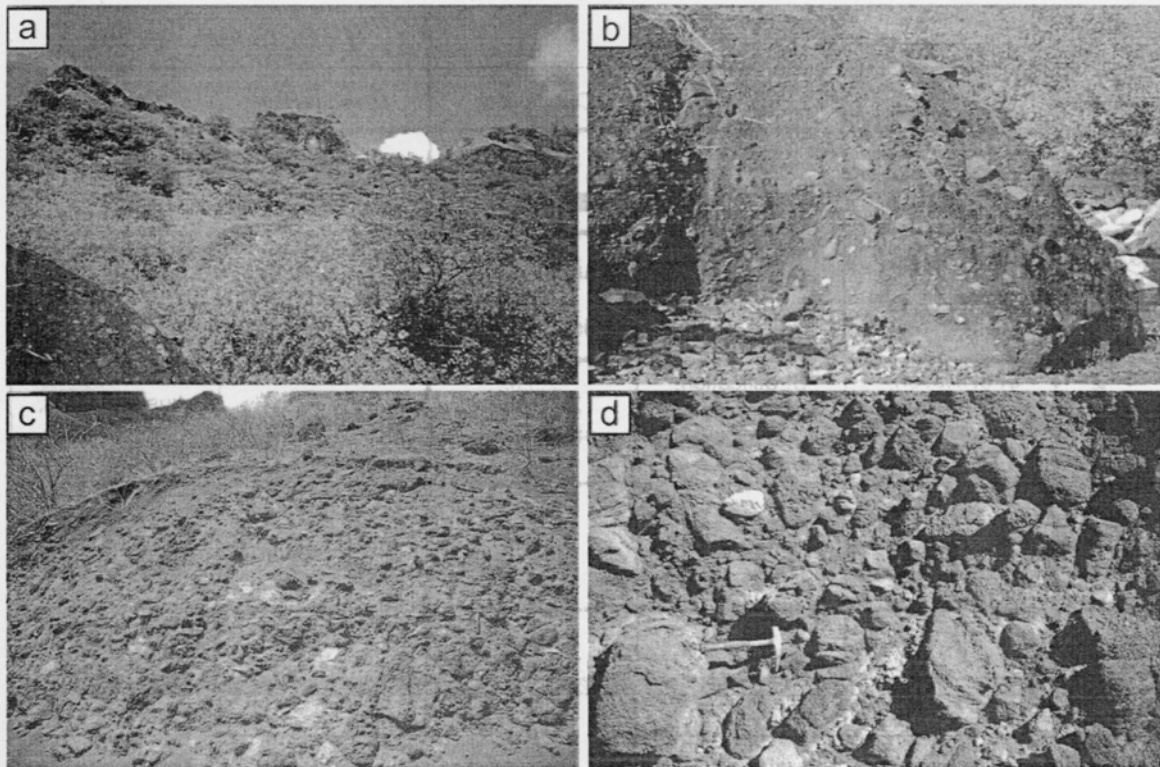


Fig. 3. Photographs of debris avalanche deposits in Tahiti Nui and Ua Huka. (a) Brecciated crest within the central caldera of Tahiti. In the foreground, view of a block probably fallen from the crest. (b) Block fallen into the bed of Vaituoru River (Tahiti). Size of the clasts is up to one meter. Hammer for scale. (c) Debris avalanche deposit at Hiniaeni Bay (Ua Huka). Hammer for scale. (d) Detail of the previous outcrop. Hammer for scale.

rocks similar to those sampled in the plutonic body. The breccias display no graded bedding. Also, no block with 'jigsaw-cracks' has been observed. River beds on the floor of the depression are strewn with brecciated blocks (5–10 m in diameter), which obviously have fallen down from the nearby crests (Fig. 3b).

At Ua Huka, the breccias, located in the southern bays of the island, can locally reach a thickness greater than 100 m. In Hiniaeni Bay, their 20–50 uppermost cm have been thermally metamorphosed by lava flows from the inner volcano. The breccias are polygenic with angular and blunted blocks representing more than 80% by volume (Fig. 3c,d). Devoid of stratification and sorting structures, they display chaotic features. The size of the blocks is extremely variable, rang-

ing from centimetric to decametric in diameter. Basaltic in lithology, sometimes vesicular, they can have undergone rubefaction (Fig. 3d). The brown or red matrix contains elements ranging from clay to sand (< 2 mm), resulting from the crushing of the volcanic clasts.

3.2. Characterisation

The classification scheme of Fig. 4 distinguishes between lahars and debris avalanches. Lahars are sediment-laden volcano-hydrologic flows originating on or near volcanoes during or following eruptions (Thouret and Lavigne, 2000). At the time of the emplacement, they contain more than 5% water and the blocks have a diameter < 10 m. Debris avalanches are dry or nearly so and result

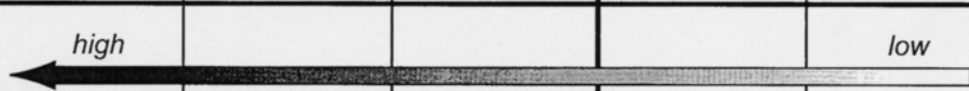
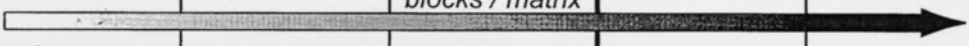
Process	LAHAR			DEBRIS AVALANCHE	
Types	Dilute streamflow	Hyperconcentrated flow	Debris flow	Mixed facies	Block facies
H ₂ O content					
Flowing	Turbiditic and aqueous flowing in liquid state	Dense and aqueous flowing	Aqueous flowing in viscous state	Gravity landslide in solid state	
Notable features	Stratification, graded bedding, channels, progradations	Stratification, graded bedding, drainage channels, fluid ejections	Zonation, sand lenses	Substratum blocks	Jigsaw-cracks, megablocks
Max. size of blocks	≤ 10 cm	≤ 1 m	≤ 10 m	10 m - 100 m	> 100 m
					

Fig. 4. Classification of epiclastic breccias (after Ui, 1983; Siebert, 1984; Glicken, 1991, 1996; Leyrit, 2000; Thouret and Lavigne, 2000).

from landslides on volcanic cones (Leyrit, 2000). The debris avalanche deposits can be subdivided into block and mixed facies. The block facies are constituted by hectometric avalanche blocks stacked one on top of the other whereas in the mixed facies, generally less proximal, the decametric blocks are embedded in a sandy-silty matrix (Leyrit, 2000). The mixed facies of debris avalanches are very difficult to distinguish from debris flows (Siebert et al., 1995), which correspond to the coarsest laharic facies (Fig. 4).

At Tahiti and Ua Huka, the nature of the matrix, the presence of substratum blocks (plutonic rocks in Tahiti) and the lack of any sorting structures whatever (stratification, graded bedding or sand lens) as well as the absence of jigsaw-cracks, a feature typical of block facies, allow us to suggest that the studied breccias correspond to the mixed facies of a debris avalanche, even if the block size is slightly less than expected (< 10 m).

4. Geochemical data

4.1. New K–Ar ages (Tahiti Nui)

New unspiked K–Ar ages have been determined on the separated groundmass of two relatively unaltered Tahitian tephritic blocks (LOI < 1.5 wt%; no secondary mineral except scarce low-temperature iddingsite) sampled in the epiclastic formation, close to the plutonic body (Table 1). Analyses were performed at the Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement in Gif-sur-Yvette (France). Only lava samples have been dated as the very slow crystallisation of the plutonic body and its local deuteric alteration preclude any dating on coarse-grained samples.

The eruption ages of the two samples are similar: 568 ± 9 ka for THG-18B and 562 ± 9 ka for THG-16C. These values fall within the range 1600–200 ka defined by Duncan and McDougall

(1976), Duncan et al. (1994) and Le Roy (1994) for the subaerial activity of Tahiti Nui.

4.2. Major and trace elements

Among the effusive and plutonic rock samples newly analysed for major and trace elements, twelve originating either from the epiclastic formation or the basement are shown in Table 2. The analytical method is described in Cotten et al. (1995). The selection was made on the basis of moderate degree of post-magmatic alteration (LOI < 3.5 wt%). The nomenclature of the lavas is based on the chemical classification scheme of Le Bas et al. (1986) and that of the coarse-grained rocks follows the QAPF modal classification of Le Bas and Streckeisen (1991).

The sample THG-9C4 corresponds to a tephritic dyke intruded into the plutonic body. THG-12B (alkali basalt) and THG-15A (trachy-basalt) have been sampled in the central part of 10–15-m-thick east–west-trending dykes cropping out close to the edges of the pluton, in the Maroto and Vaituoru stream beds (Fig. 1d). The basanites THG-18A and the tephrites THG-16C and THG-18B are clasts of the epiclastic formation sampled south–east of the pluton.

The coarse-grained rocks THG-10B and THG-

5C are olivine-clinopyroxenites. The first one was sampled in place in the southern part of the plutonic body in the bed of the Ieifatautau River and the second one is a clast collected in the epiclastic formation near the Vaituoru River. THG-10C1 is a gabbro sampled very close to THG-10B. Theralite THG-13A was collected close to the southern edge of the plutonic body and THG-2B is a block coming from the bed of the Maroto River. Essexite THG-9E1 was sampled in place near the confluence of the Vaituoru and Ieifatautau rivers.

The tephrites have fairly similar chemical compositions ($10.3 < ne < 12.4\%$; Table 2 and Fig. 5), whether they are dykes or clasts. Theralites appear to be their coarse-grained equivalents (Fig. 5), even if SiO_2 is slightly higher in the plutonic rocks. The gabbro THG-10C1 has a composition very close to that of the alkali basalt THG-12B. The essexite and the clinopyroxenites have no effusive equivalents. These latter rocks are cumulates.

4.3. Isotopic data

Two lavas and three coarse-grained rocks have been analysed for Sr and Nd isotopes following the procedure described in Dosso et al. (1991). In order to remove weathering effects, the powders

Table 1
K–Ar ages for samples from Tahiti Nui

Sample	Type	K* (wt%)	⁴⁰ Ar* (%)	⁴⁰ Ar* (10 ⁻¹² mol/g)	Age (±2σ) (ka)	Age (mean value)
THG-16C	T	1.864 ± 0.019	6.243	1.783	551 ± 12	562 ± 9
			4.864	1.849	572 ± 12	
THG-18B	T	2.387 ± 0.024	6.202	2.305	557 ± 12	568 ± 9
			5.817	2.402	580 ± 12	

Samples were crushed and sieved to keep 125-µm–250-µm granulometric fractions. In order to remove potential weather alteration effects, the latter samples were leached with 1N acetic acid at about 50°C for 45 min in an ultrasonic bath, then rinsed successively five times in distilled water, in pure ethyl alcohol and in acetone. Because groundmass would be the most likely to record the time of the emplacement of the lava flows, phenocrysts and xenoliths (which may carry excess argon) were eliminated using both heavy liquids and magnetic separation to obtain pure groundmass aliquots. The instrument and unspiked technique (known as Cassagnol technique) used to determine the isotopic compositions of Ar and Ar contents are described in Cassagnol and Gillot (1982). The isotopic ratios and corresponding errors were calculated from 100 measurements for each Ar isotope using the analytical procedure described in Guillou et al. (1997). The reference standard minerals used for the calibration are GL-O (Odin et al., 1982), MMhb-1 (Samson and Alexander, 1987), LP-6 (Odin et al., 1982) and HD-B1 (Fuhrmann et al., 1987). Age calculations are based on the decay and abundance constants from Steiger and Jager (1977). Two assumptions have been made: (1) the initial ⁴⁰Ar/³⁶Ar is equivalent to the contemporaneous ⁴⁰Ar/³⁶Ar atmospheric ratio; and (2) the geochronological system has evolved as a closed system. Abbreviation: T, tephrite.

Table 2
Chemical^a (wt% oxide, ppm element) and isotopic^b data on samples from Tahiti Nui

Sample Type ^c	THG-9C4 T	THG-18A T	THG-18B T	THG-16C T	THG-12B AB	THG-15A TB	THG-10B P	THG-5C P	THG-10C1 TH	THG-2B TH	THG-13A TH	THG-9E1 E
wt. %	42.50	43.70	44.20	44.25	46.80	45.90	41.40	43.80	45.30	46.50	44.70	45.50
	4.46	3.63	3.78	3.54	3.40	4.07	1.90	2.52	3.36	3.85	3.88	2.75
	13.55	13.86	17.36	16.70	13.78	14.95	6.08	9.65	13.90	17.35	15.85	18.00
	13.91	13.45	13.30	12.65	12.82	12.80	14.70	12.45	14.00	11.30	12.60	9.60
	0.28	0.19	0.22	0.21	0.18	0.17	0.20	0.19	0.15	0.14	0.20	0.20
	5.27	6.83	4.13	4.57	6.20	5.18	20.30	13.20	6.47	3.50	4.92	3.95
	9.87	12.70	9.05	9.75	10.40	10.30	10.50	14.65	11.35	9.20	9.20	8.20
	3.56	2.38	4.33	3.80	3.85	2.85	0.52	1.06	3.12	4.40	4.30	5.25
	2.14	1.41	2.30	2.25	0.67	2.26	0.53	0.41	1.13	2.40	1.85	3.70
	0.70	0.53	0.84	0.77	0.48	0.63	0.20	0.15	0.46	0.66	0.80	0.92
	2.81	1.34	0.56	1.17	1.08	0.34	3.25	1.68	0.79	0.39	1.53	1.94
Total	99.05	100.02	100.07	99.66	99.66	99.45	99.58	99.76	100.03	99.69	99.83	100.01
ne ^e	10.36	5.93	12.35	10.28	3.51	3.50	0.28	2.29	5.13	9.93	9.96	19.86
ol	8.76	10.13	10.22	9.75	10.52	9.11	37.27	18.08	11.33	6.31	9.81	7.22
Rb	46.5	38	74	69	13.5	46	12	8.2	26	56	49	102
Sr	870	770	1150	975	610	760	166	424	700	1080	1000	1380
Ba	580	430	735	705	228	625	75	185	360	680	730	1200
Sc	20	29	8.4	12.5	27.5	23.5	34	45	28	11	17	4
V	355	375	300	320	330	350	240	310	420	242	310	195
Cr	10	59	9.5	5	117	93	1260	900	80	10	59	1
Co	42	45	36	35	41	36	86	59	51	29	36	21
Ni	65	84	26	27	85	78	660	300	165	50	72	2
Y	32.5	31	39	37	32	36	14	19.3	28	34	36	34
Zr	335	280	375	345	232	158	68	137	175	365	330	296
Nb	61	50	80	76	44	55	11.6	11	37	60	75	81
La	55	40	61	57.5	35.5	46	11	12.6	31	64	57	70
Ce	125	85	128	116	78.5	102	27	34	70	128	120	142
Nd	68.5	47	62	61.5	46.5	56	18	24	42	65	60.5	67
Sm	13.3	9.7	12.2	11.5	9.6	11.5	4.6	6.05	8.9	11.8	11.8	11.6
Eu	3.85	2.95	3.65	3.42	2.88	3.38	1.3	1.95	2.62	3.67	3.53	3.38
Gd	10.9	8.7	10	9.65	8.8	9.95	3.75	5.8	7.9	10.2	10.2	9.75
Dy	7.55	6.6	7.5	7.55	6.8	7.45	3.1	4.3	5.9	7	7.5	6.75
Er	2.9	2.8	3.4	3.4	2.9	3.1	1.4	1.7	2.6	2.9	3.2	3.1
Yb	1.9	2.1	2.71	2.74	2.22	2.44	1.02	1.2	1.9	2.03	2.44	2.35
Th	4.55	4.6	6.75	6.55	3.7	4.55	0.8	0.85	3.3	8.8	7.45	6.8
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr			0.703954 ± 10			0.704485 ± 10			0.704659 ± 9		0.704147 ± 10	0.703971 ± 9
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd			0.512892 ± 7			0.512799 ± 8			0.512769 ± 7		0.512884 ± 8	0.512892 ± 10

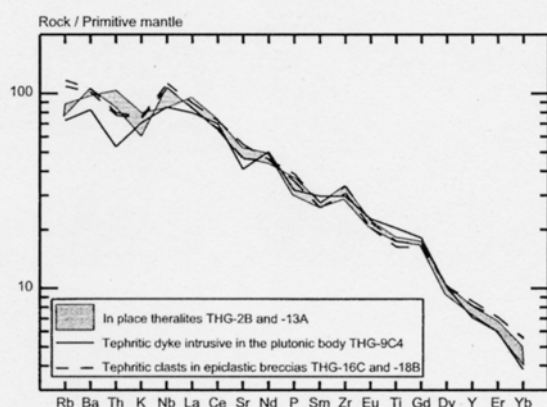


Fig. 5. Primitive mantle-normalised trace element patterns of representative theralites, tephrites and basanites from Tahiti Nui. Normalisation values from Sun and McDonough (1989).

were leached with 2.5 N HCl at 20°C for 10 min in an ultrasonic bath and rinsed three times in ultrapure water prior to dissolution.

The Sr–Nd isotope ratios plot in the trend defined for Tahiti by Cheng et al. (1993), Le Roy (1994) and White and Duncan (1996). The theralite THG-13A, the tephrite THG-18B and the essexite THG-9E1 plot close to the least radiogenic end of the trend, contrary to the trachybasalt THG-15A (east–west dyke) and the gabbro THG-10C1 (Fig. 6) which have more radiogenic compositions.

5. Discussion

5.1. The source zones of the avalanches

The 8-km-diameter central depression of the

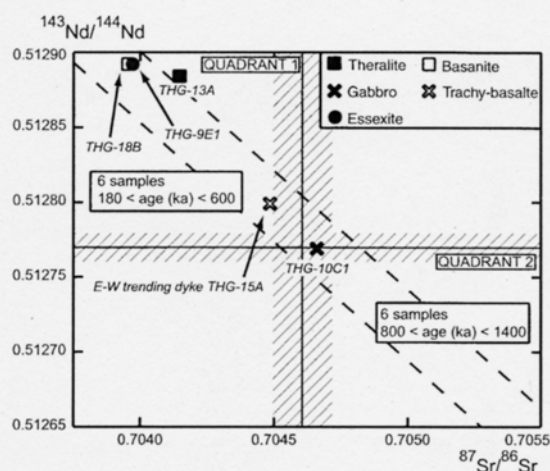


Fig. 6. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ diagram for coarse-grained rocks and lava samples from Tahiti Nui. The dashed lines border the compositional trend of the Tahitian lavas (Cheng et al., 1993; Le Roy, 1994; White and Duncan, 1996). The hatched zones correspond to gaps in the sampling of Le Roy (1994). They limit the quadrants 1 and 2 (see text for explanation).

Tahiti Nui Volcano (Fig. 1b,c) has been previously viewed as the consequence of an eruptive process (Bardintzeff et al., 1988) or the result of erosion (Le Roy, 1994). Ielsch et al. (1998) have interpreted the funnel-shaped depression of Ua Huka bounded by a semicircular crest (Fig. 2) as the indication of a submarine gravity landslide collapse event which would have taken place about 2.4 Ma ago.

The occurrence of epiclastic deposits on the floor of these depressions supports the hypothesis that they should correspond to scars of flank rupture zones associated with debris avalanches. Indeed, they are typically horseshoe-shaped, as oth-

^a The analyses were performed by ICP–AES (Brest).

^b The analyses were performed with a FINNIGAN MAT 261 multicollector thermal ionisation mass spectrometer (IFREMER, Brest) equipped with six Faraday collectors. Sr and Nd ratios have been measured in dynamic mode. Sr isotopic compositions are corrected for mass fractionation to $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8.375209$ and referenced to NBS SRM987 = 0.710252 ± 0.00013 ($n = 30$). Nd isotopic compositions are corrected for mass fractionation to $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.721903$ and referenced to J-Nd-1 = 0.512101 ± 0.000008 ($n = 25$).

^c Abbreviations: B, basanite; T, tephrite; AB, alkali basalt; TB, trachybasalt; P, olivine-clinopyroxenite; G, gabbro; TH, theralite; E, essexite.

^d Total Fe calculated as Fe_2O_3 .

^e CIPW norms calculated with $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3^*$ assumed to be 0.15.

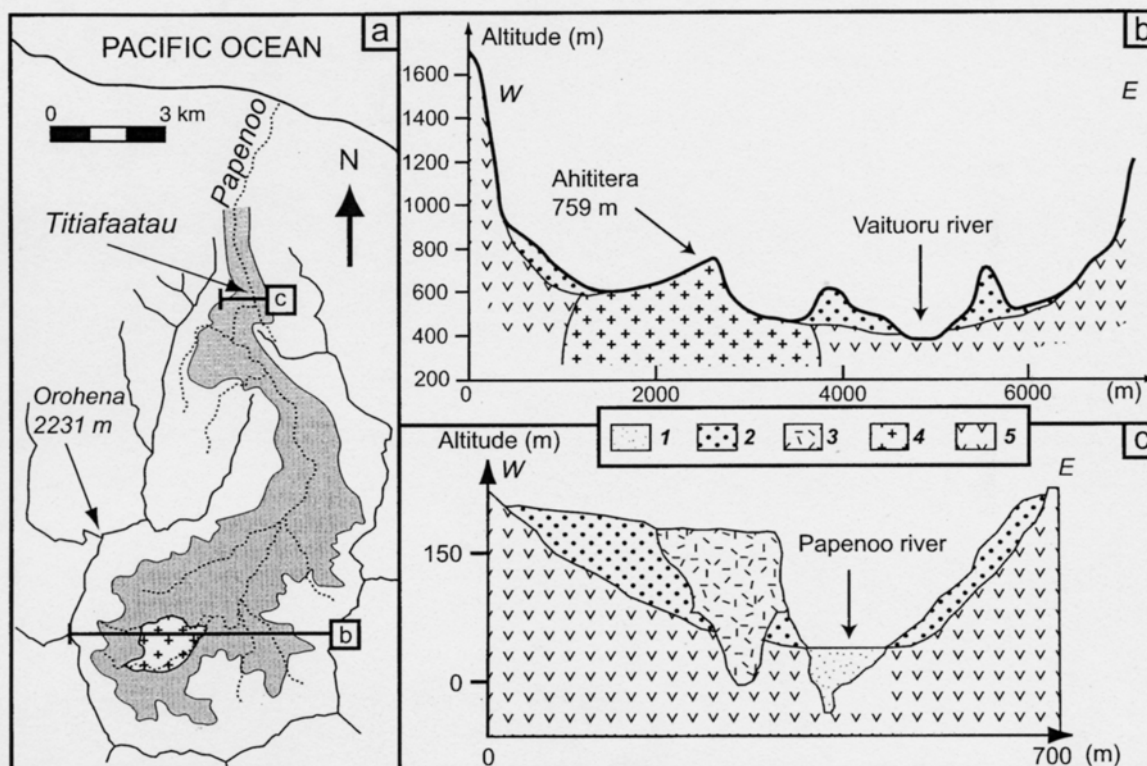


Fig. 7. (a) Simplified map of the central caldera and the Papenoo Valley. The grey area corresponds to the present-day extent of debris avalanche deposits (with their screes) in the depression and its continuation. (b) West-east sketch cross section through the caldera. (c) West-east sketch cross section through the Papenoo Valley at Titiafaatau (after Becker et al., 1974). Key: (1) Alluvium; (2) Epiclastic deposits; (3) Late nephelinite flow (sample TA-1); (4) Coarse-grained rocks; (5) Lava flows.

er avalanche caldera occurrences (Siebert, 1984; Leyrit, 2000; Szakacs and Seghedi, 2000), they have diameters (1–10 km) consistent with those previously reported for avalanche structures (Siebert, 1984, 1996), and the angles of opening of the calderas are ca. 100° for Ua Huka and ca. 70° for Tahiti Nui, i.e. within the range usually observed in other volcanoes (Francis and Wells, 1988). Nevertheless, Fig. 1d shows that the volume of the volcanoclastics filling the Papenoo Valley and covering the central area is too small to account for the volume of the depression. This can be explained by the fact that, in most cases of major slope failure, the collapsed material is sufficiently mobile to travel far outside the depressions, and then only a small fraction of this material remains in the rupture zones (Leyrit, 2000). However, the confirmation of such a model awaits further iden-

tification of submarine deposits off the Papenoo Valley entrance.

In the case of Ua Huka, the location of the Haavahae epiclastic formation at the foot of the caldera wall in Ua Huka, beneath the recent lava flows of the inner volcano, is also consistent with the proposed model (Fig. 2). The morphology of the scarp resembles that of failure scarps described at other oceanic shield volcanoes such as El Hierro and Tenerife in the Canary Islands (Carracedo, 1994, 1999), and furthermore a collapse deposit has apparently been identified off Ua Huka (Wolfe et al., 1994).

5.2. Chronological reconstitution

In Tahiti Nui, the epiclastic deposits crop out broadly in the median zone of the depression

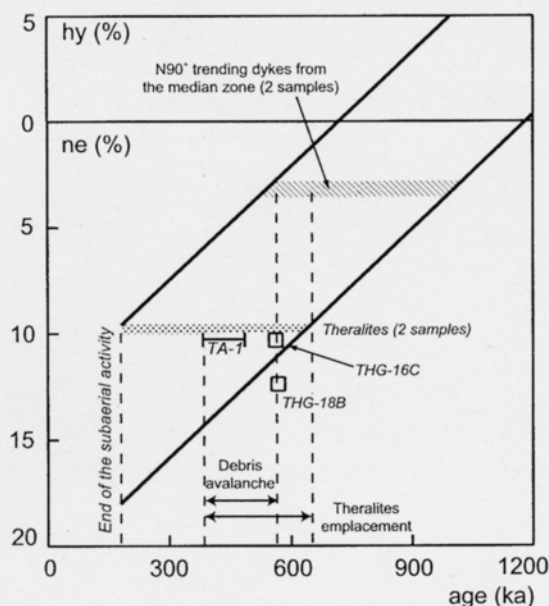


Fig. 8. CIPW hypersthene (hy) and nepheline (ne) versus K–Ar age for Tahitian lavas and theralites. The lines delimit the compositional trend of 46 lavas analysed by Le Roy (1994). See text for explanation.

(Fig. 7a). The west–east-trending cross section of Fig. 7b shows that the brecciated formation covering the volcanic substratum appears as thick (up to 500 m) veneering patches. At the locality of Titiafaatau, 7 km upstream from the Papenoo Valley entrance (Fig. 7c), a 250-m-thick polygenic brecciated formation, very similar to that in the caldera and also containing coarse-grained clasts, has been studied by Becker et al. (1974). We suggest that the two outcrops (central depression and Titiafaatau) belong to the same geological unit (Fig. 7a). In that case, the U-shaped Papenoo palaeovalley (Fig. 7c) could be interpreted as a distal erosive channel formed by the running debris confined between lava walls, in which the river would then have been established (Fig. 7a). This phenomenon would have permitted the conservation of an important thickness of deposits far from the source zone.

The most recent age provided by clasts collected in the caldera breccias is 562 ± 9 ka (Table 1). This value can be considered to represent the oldest possible age for the epiclastic formation

emplacement (Fig. 8). A valley-filling nephelinite flow, which covers the epiclastic formation at Titiafaatau, has provided a whole rock K–Ar age of 440 ± 50 ka (Becker et al., 1974). Consequently, the debris avalanche(s) took place between 570 000 and 390 000 years ago (Fig. 8). As in other intraplate edifices, e.g. Hawaii (Moore et al., 1989), Réunion (Bachèlery et al., 1996), and Tenerife (Cantagrel et al., 1999), the collapse event occurred in a late stage of the volcanological history of Tahiti, at the end of the shield edifice-building stage.

Even though the coarse-grained rocks have not been dated, geochemical data can be used to constrain the emplacement age of the pluton and define the chronological relations between the intrusion and the avalanche(s). The occurrence of coarse-grained clasts within the brecciated formation shows clearly that the emplacement of some plutonic rocks preceded the avalanche(s). In the Sr–Nd isotopic diagram of Fig. 6; the lavas analysed by Le Roy (1994) plot into two distinct quadrants according to their age (not shown). The least radiogenic lavas (quadrant 1) are dated between 600 and 180 ka whereas the most radiogenic ones have ages ranging from 800 to 1400 ka (quadrant 2). The K–Ar age of the basanitic clast THG-18B (568 ± 9 ka; Table 1), which plots into quadrant 1, is consistent with such a division. Three coarse-grained rocks sampled in place in the plutonic body and an east–west-trending dyke are also indicated in Fig. 6: the essexite THG-9E1 (ne = 19.86%), the theralite THG-13A (ne = 9.96%), the gabbro THG-10C1 (ne = 5.13%) and the trachy-basalt THG-15A (ne = 3.50%). The two mostly SiO₂-undersaturated rocks (essexite and theralite) are clearly the least radiogenic. Besides, the degree of silica-undersaturation of Tahiti rocks displays a broad positive correlation with ages (Fig. 8). From these figures, it may be deduced that: (1) the most silica-undersaturated plutonic rocks are not much older than 600 ka and were consequently emplaced probably just before the debris avalanche(s); (2) the gabbro, given its position between the two isotopic quadrants in Fig. 6 and its slight degree of silica-undersaturation, was emplaced probably earlier (ca. 800–1000 ka?), perhaps near the time of the in-

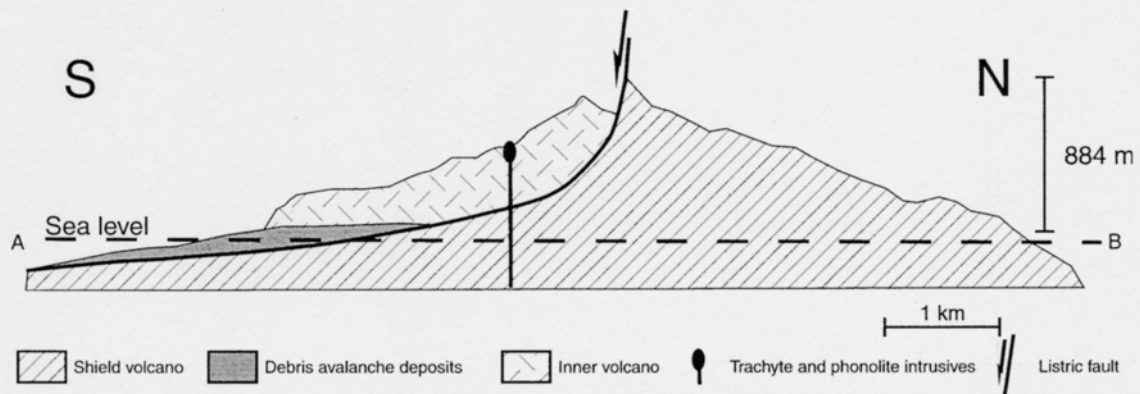


Fig. 9. South–north geological cross section through the island of Ua Huka along the A–B profile (Fig. 2).

trusion of the surrounding east–west dykes (THG-15A: $ne = 3.50\%$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.704485$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512799$; THG-12B: $ne = 3.51\%$; Table 2, Figs. 6 and 8).

The Ua Huka Volcano underwent gravity collapse between the construction of the shield volcano (ca. 3.2 Ma) and that of the inner one (2.9–2.5 Ma), as shown by the breccias reheated by lava flows from the inner edifice. A small portion of the debris generated by the avalanche(s) outcrops within the caldera (Figs. 1 and 9), whereas most of them flowed into the sea to supply the Marquesas archipelagic apron (Wolfe et al., 1994).

5.3. Causes of the edifice instability and plausible triggering mechanisms

Seismicity and/or magmatic productivity are known to be the main triggering factors of avalanches (McGuire, 1996). In particular, the Polynesian volcanoes usually have high construction rates, even during the subaerial part of the building, e.g. 2.4 mm/yr for Eiao, Marquesas (Caroff et al., 1999), and 3.7 mm/yr for Tahiti Nui (Le Roy, 1994). These rates imply high magmatic productivities capable of generating edifice instabilities and gravity collapses (Nehlig et al., 2001). The forceful injection of magma to form networks of dykes, sometimes emplaced parallel within long belts in the volcano basement, appears to be also a destabilisation factor in many cases. Magmatic rift zones have been invoked to explain the

formation of huge landslides in some intraplate volcanoes: La Réunion (Duffield et al., 1982) and Hawaii (Swanson et al., 1976; Moore et al., 1989).

In the case of Tahiti Nui, Le Roy (1994) has described a $N90^\circ$ dyke network cropping out in the median part of the island (Fig. 1b). Following this author, these injections could have been the cause of flank instabilities as in La Réunion or Hawaii. Nevertheless, the normative and isotopic compositions of the two 10–15-m-thick east–west dykes of our set of samples, THG-12B and THG-15A (not dated), are rather consistent with intrusions quite older than the avalanche(s), as discussed in the previous section (see Table 2; Figs. 6 and 8).

On the other hand, the petrochemical data relating to the plutonic body show that the end of its emplacement was probably sub-contemporaneous with the landslide (Figs. 6 and 8). Thus, this intrusion could have been the cause of the volcano destabilisation. Contrary to magmatic bulging within volcanic superstructures (e.g. Mount St Helens; Voight et al., 1981), such a body must be viewed as a deep intrusion likely to generate the brittleness of the overlying part of the edifice.

Most landslides begin along structural discontinuities within the volcanoes. They may be hydrothermal levels (Leyrit, 2000), non-consolidated cumulates (Clague and Denlinger, 1994), strike-slip or listric faults (Lagmay et al., 2000). Even while no evidence of such discontinuities has been documented in Ua Huka, they may have formed

zones of weakness, as proposed by Siebert (1984). The caldera of this island is oriented southward, as well as that of Nuku Hiva, the other great edifice of the central group of the Marquesas Archipelago, which may reflect a preferential direction of weakness in the substratum of the central Marquesas.

6. Conclusions

Although epiclastic formations have already been described in the French Polynesian islands, none of them has ever been interpreted as the product of debris avalanche events. However, the following arguments support such a proposition in the cases of the epiclastic breccias identified in the central part of Tahiti Nui and in the southern bays of Ua Huka.

(1) Their occurrence in relation with horseshoe-shaped depressions, generally interpreted as scars of flank rupture zones associated with debris avalanches.

(2) Their chaotic structures, the lack of stratification, the polygenic character of their subangular blocks, which are extremely variable in size and embedded within an indurated micro-brecciated sandy-silty matrix, representing up to 40% in volume. All these structural elements are consistent with a classification of both formations as mixed facies of debris avalanche.

Chemical data and K–Ar ages of clasts from the breccias and their substratum suggest that in both cases the collapse event occurred at the end of the construction stage of the shield volcanoes.

In the case of Tahiti Nui, the brittleness of the volcano resulting in avalanche(s) might be a consequence of the intrusion of the plutonic body which outcrops in the middle part of the central depression. We show that its emplacement was probably sub-contemporaneous with the landslide.

Acknowledgements

The authors thank Dominique Savanier and Sylvain Blais for their field assistance. Detailed

reviews by W. Duffield and L. Siebert significantly helped in improving the paper. We also thank R.C. Maury for his useful suggestions.

References

- Bachelery, P., Labazuy, P., Lénat, J.F., 1996. Avalanches de débris sous-marines et subaériennes à la Réunion. *Comptes Rendus Acad. Sci. Paris* 323, 475–482.
- Bardintzeff, J.-M., Bellon, H., Bonin, B., Brousse, R., McBirney, A.R., 1988. Plutonic rocks from Tahiti-Nui caldera (Society archipelago, french Polynesia): a petrological, geochemical and mineralogical study. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 35, 31–53.
- Becker, M., Brousse, R., Guille, G., Bellon, H., 1974. Phases d'érosion – comblement de la vallée de la Papenoo et volcanisme sub-résent à Tahiti, en relation avec l'évolution des îles de la Société (Pacifique Sud). *Mar. Geol.* 16, 71–77.
- Bonin, B., Bardintzeff, J.-M., 1989. Plutonic rocks from Tahiti-Nui caldera (french Polynesia): evolution of thermodynamical parameters during magma differentiation and emplacement. Applications to other alkaline magmatic provinces. *Bull. Soc. Géol. France* 8, 1091–1099.
- Cantagrel, J.-M., Arnaud, N.O., Ancochea, E., Fuster, J.M., Huertas, M.J., 1999. Repeated debris avalanches on Tenerife and genesis of Las Canadas caldera wall (Canary Islands). *Geology* 27, 739–742.
- 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, 235–258.
- Carracedo, J.C., 1994. The Canary Islands: an example of structural control on the growth of large oceanic-island volcanoes. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 60, 225–241.
- Carracedo, J.C., 1999. Growth, structure, instability and collapse of Canarian volcanoes and comparisons with Hawaiian volcanoes. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 94, 1–19.
- Cassignol, C., Gillot, P.Y., 1982. Range and effectiveness of unspiked potassium-argon dating: experimental groundwork and applications. In: Odin, G.S., (Ed.), *Numerical Dating in Stratigraphy*. Wiley, Chichester, pp. 159–179.
- Cheng, Q.C., MacDougall, J.D., Lugmair, G.W., 1993. Geochemical studies of Tahiti, Teahitia and Mehetia, Society Island chain. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 55, 155–184.
- Clague, D.A., Denlinger, R.P., 1994. The role of dunite cumulate in destabilizing the flanks of Hawaiian volcanoes. *Bull. Volcanol.* 56, 425–434.
- Cotten, J., Le Dez, A., Bau, M., Caroff, M., Maury, R.C., Dulski, P., Fourcade, S., Bohn, M., 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.
- Dosso, L., Hanan, B.B., Bougault, H., 1991. Sr-Nd-Pb geochemical morphology between 10 degree and 17 degree N on

- the Mid-Atlantic Ridge: a new MORB isotope signature. *Earth Planet. Sci. Lett.* 106, 29–43.
- Duffield, W.A., Stieltjes, L., Varet, J., 1982. Huge landslide blocks in the growth of Piton de la Fournaise, La Réunion, and Kilauea volcano, Hawaii. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 12, 147–160.
- Duncan, R.A., Fisk, M.R., Natland, J.H., 1987. The development of volcanism at Tahiti, French Polynesia. *Trans. Am. Geophys. Union* 44, 1521.
- Duncan, R.A., Fisk, M.R., White, W.M., Nielsen, R.L., 1994. Tahiti: geochemical evolution of a French Polynesian volcano. *J. Geophys. Res.* 99, 24341–24357.
- Duncan, R.A., McDougall, I., 1976. Linear volcanism in French Polynesia. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 1, 197–227.
- Francis, P.W., 1994. Large volcanic debris avalanches in the Central Andes. Workshop on Volcano Instability on the Earth and other Planets. The Geological Society of London, abstract volume.
- Francis, P.W., Wells, G.L., 1988. Landsat thematic mapper observations of debris avalanche deposits in the central Andes. *Bull. Volcanol.* 50, 258–278.
- Fuhrmann, U., Lippolt, H., Hess, J.C., 1987. HD-B1 biotite reference material for K-Ar chronometry. *Chem. Geol.* 66, 41–51.
- Glicken, H.X., 1991. Sedimentary architecture of large volcanic-debris avalanches. In: *Sedimentation in Volcanic Settings*. SEPM Special Publication 45, pp. 99–106.
- Glicken, H.X., 1996. Rockslide-debris avalanche of May 18, 1980, Mount St. Helens volcano, Washington. U.S. Geol. Surv. Open File Report 96-677, 90 pp.
- Guillou, H., Garcia, M.O., Turpin, L., 1997. Unspiked K-Ar dating of young volcanic rocks from Loihi and Pitcairn hot spot seamount. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 78, 239–250.
- Ielsch, G., Caroff, M., Barszczus, H., Maury, R.C., Guillou, H., Guille, G., Cotten, J., 1998. Géochimie des basaltes de Ua Huka (Archipel des Marquises: variation du taux de fusion partielle et hétérogénéité de la source mantellique. *Comptes Rendus Acad. Sci. Paris* 326, 413–420.
- Lagmay, A.M.F., van Wyk de Vries, B., Kerle, N., Pyle, D.M., 2000. Volcano instability induced by strike-slip faulting. *Bull. Volcanol.* 62, 331–346.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A.L., Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *J. Petrol.* 27, 745–750.
- Le Bas, M.J., Streckeisen, A.L., 1991. The IUGS systematics of igneous rocks. *J. Geol. Soc. London* 148, 825–833.
- Le Dez, A., Maury, R.C., Guillou, H., Cotten, J., Blais, S., Guille, G., 1998. L'île de Moorea (Société): une édification rapide d'un volcan-bouclier polynésien. *Géol. Fr.* 3, 51–64.
- 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. Fr.* 167, 197–209.
- Le Roy, I., 1994. Evolution des volcans en système de point chaud: île de Tahiti, archipel de la Société (Polynésie française). Thesis. Univ. Paris XI, Orsay, 233 pp.
- Leyrit, H., 2000. Flank collapse and debris avalanche deposits. In: Leyrit, H., Montenat, C. (Eds.), *Volcaniclastic Rocks, from Magmas to Sediments*. Gordon and Breach Science Publishers, pp. 111–129.
- McGuire, W.J., 1996. Volcano instability: a review of contemporary themes. In: McGuire, W.J., Jones, A.P., Neuberg, J. (Eds.), *Volcano Instability on the Earth and other Planets*. Geol. Soc. Spec. Publ. 110, pp. 1–23.
- Moore, J.G., Clague, D.A., Holcomb, R.T., Lipman, P.W., Normark, W.R., Torresan, M.E., 1989. Prodigious submarine landslides on the Hawaiian Ridge. *J. Geophys. Res.* 94, 17465–17484.
- Nehlig, P., Leyrit, H., Dardon, A., Fréour, G., De Goër de Herve, A., Huguet, D., Thiéblemont, D., 2001. Constructions et destructions du stratovolcan du Cantal. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 172, 295–308.
- Odin, G.S. et al., 1982. Interlaboratory standards for dating purposes. In: Odin, G.S., (Ed.), *Numerical Dating in Stratigraphy*. Wiley, Chichester, pp. 123–150.
- Samson, S.D., Alexander, E.C.Jr., 1987. Calibration of the intralaboratory $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating standard MMhb-1. *Chem. Geol.* 6, 27–34.
- Siebert, L., 1984. Large volcanic debris avalanches: characteristics of source areas, deposits, and associated eruptions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 22, 163–197.
- Siebert, L., 1996. Hazard on large volcanic debris avalanches and associated eruptive phenomena. In: Scarpa, R., Tilling, R.I. (Eds.), *Monitoring and Mitigation of Volcanic Hazard*. Springer Verlag, Berlin, pp. 541–572.
- Siebert, L., Beget, J.E., Glicken, H., 1995. The 1883 and late prehistoric eruptions of Augustine volcano, Alaska. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 66, 367–395.
- Steiger, R.H., Jager, E., 1977. Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.* 26, 359–362.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geol. Soc. Sp. Pub. 42. Blackwell, London, pp. 313–345.
- Swanson, D.A., Duffield, W.A., Fiske, R.S., 1976. Displacement of the south flank of Kilauea Volcano: the Result of Forceful Intrusion of Magma into the Rift Zones. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 963, 30 pp.
- Szakacs, A., Seghedi, I., 2000. Large volume volcanic debris avalanche in the east carpathians, Romania. In: Leyrit, H., Montenat, C. (Eds.), *Volcaniclastic Rocks, from Magmas to Sediments*. Gordon and Breach Science Publishers, pp. 131–149.
- Thouret, J.-C., Lavigne, F., 2000. Lahars: occurrence, deposits and behaviour of volcano-hydrologic flows. In: Leyrit, H., Montenat, C. (Eds.), *Volcaniclastic Rocks, from Magmas to Sediments*. Gordon and Breach Science Publishers, pp. 151–174.
- Ui, T., 1983. Volcanic dry avalanche deposits: identification and comparison with nonvolcanic debris stream deposits. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 18, 135–150.
- Ui, T., Kawashi, S., Neall, V., 1986. Fragmentation of debris-

- avalanche material during flowage – Evidence from the Pun-garehu formation, Mount Egmont, New Zealand. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 27, 255–264.
- Voight, B., Glicken, H., Janda, R.J., Douglass, P.M., 1981. Catastrophic rockslide avalanche of May 18, in the 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington. In: Lipman, P.W., Mullineaux, D.R. (Eds.), *The 1980 Eruptions of Mount St. Helens, Washington*. U.S. Geol. Sur. Prof. Pap. 1250, pp. 347–378.
- White, W.M., Duncan, R.A., 1996. Geochemistry and geo-chronology of the Society Islands: new evidence for deep mantle recycling. In: Basu, A., Hart, S.R. (Eds.), *Earth Processes, Reading the Isotopic Code*. AGU, Washington, DC, pp. 183–206.
- Williams, H., McBirney, A.R., 1979. *Volcanology*. Freeman, Cooper, San Francisco, CA, 397 pp.
- 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, 13591–13608.

D- BILAN

Ua Pou, Nuku Hiva et Ua Huka, les trois îles du groupe central des Marquises, sont très différentes les unes des autres. Bien qu'elles aient chacune leurs propres particularités, quelques points communs se dégagent. Ces similitudes et ces différences peuvent être regroupées en trois rubriques : leur structure, l'existence ou non de volcanisme tardif et la présence en plus ou moins grande abondance de laves différenciées.

1. Points communs et différences

1.1. Structure

Nuku Hiva et Ua Huka ont une organisation commune à la majorité des îles des Marquises. Toutes deux présentent des structures en forme de fer à cheval correspondant à des caldeiras d'effondrement ouvertes vers le Sud, traces de l'effondrement en mer du volcan bouclier externe. Au sein de ces caldeiras se sont construits leurs volcans internes respectifs (Fig. IV.13.). Toutes les îles du groupe Sud, ainsi qu'Eiao dans le groupe Nord, présentent des caldeiras d'effondrement, mais elles s'ouvrent selon des directions très variables. Ua Pou est la seule île des Marquises ne présentant pas ce type de structure.

Alors que la structure générale de Ua Huka reste simple, celle de Nuku Hiva s'avère plus complexe en raison de la présence de deux caldeiras sub-concentriques en forme de fer à cheval. L'étude géologique de l'île montre qu'elle a été affectée par deux effondrements successifs, le premier concernant le bouclier externe et le second le volcan interne. Ces deux événements peuvent être mis en relation soit avec l'existence de deux failles d'effondrement, soit avec la réactivation d'une même faille d'effondrement.

A Ua Huka, des dépôts d'avalanche de débris sont associés à l'épisode d'effondrement en mer du volcan bouclier. Ce n'est pas le cas à Nuku Hiva où les seuls dépôts de ce type, d'extension très réduite, sont associés à la déstabilisation des massifs trachytiques.

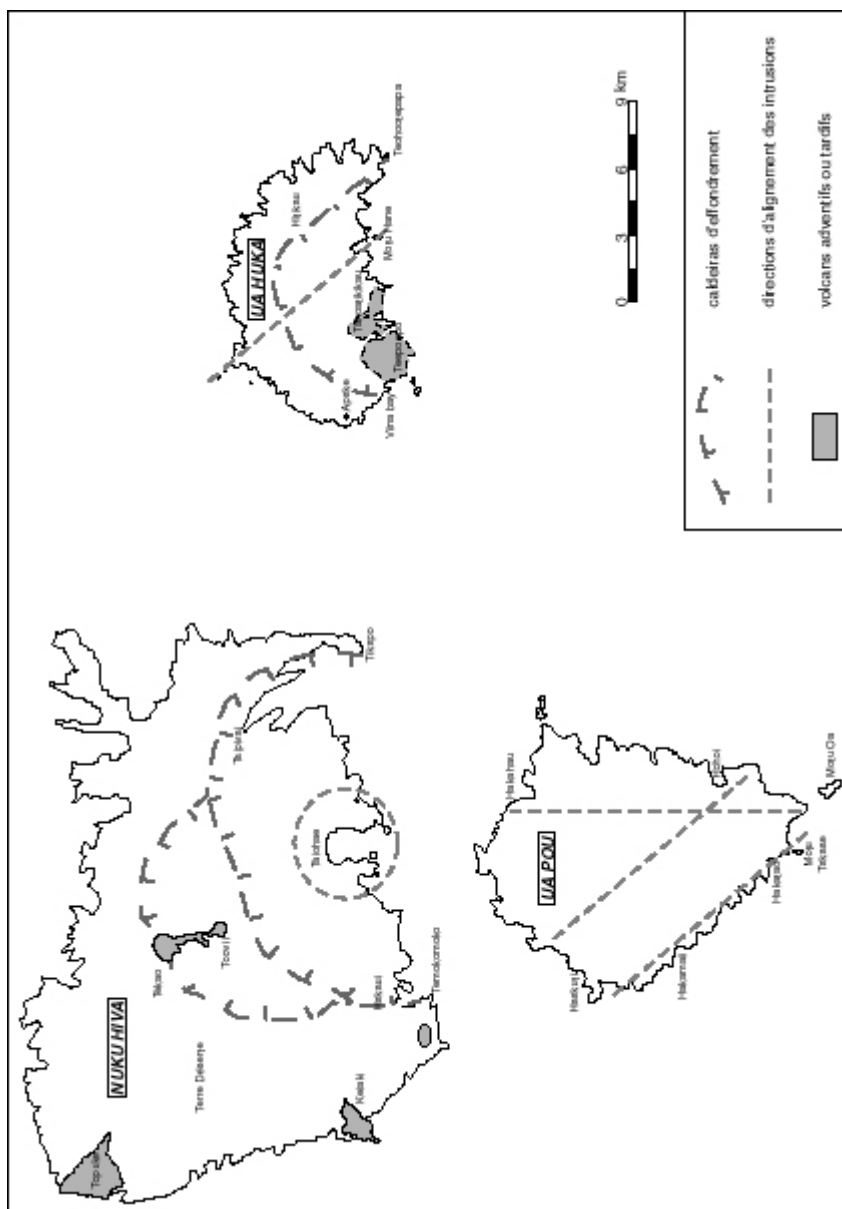


Fig. N13 : Cartes structurales simplifiées de Nuku Hiva, Ua Huka et Ua Pou

1.2. Volcanisme tardif

L'existence d'un volcanisme tardif a été mis en évidence à Nuku Hiva et à Ua Huka. Cependant, il est très différent pour les deux îles. A Nuku Hiva, il correspond à des cônes adventifs d'âges à peine postérieurs à la fin de l'édification du volcan interne, alors qu'à Ua Huka, plus de 0,5 Ma séparent la mise en place des volcans dits tardifs de celle du volcan interne.

Ce volcanisme tardif est de composition tholéiitique (édifice de Toovii), hawaïitique (Topuke) et trachytique (Keiaki) à Nuku Hiva, alors qu'il est exclusivement basanitique à Ua Huka (Teepoepo et Taheatikikau ; Fig. IV.13.).

Il n'existe pas de volcanisme tardif à Ua Pou.

1.3. Laves différenciées

La présence de laves différenciées représente le seul point commun aux trois îles du groupe central. Cependant, l'île de Ua Pou se démarque totalement des autres îles puisqu'elle est constituée à plus de 60% de phonolites en coulées et en intrusions ou protrusions. A Nuku Hiva, les coulées, protrusions et intrusions de benmoréites et de trachytes ne représentent que 3,5% des laves affleurantes et à Ua Huka, seules quelques protrusions trachytiques (Apake et motus au NW de l'île) et phonolitiques (Motu Hane) n'occupent que quelques pourcents de la surface totale de l'île.

A Nuku Hiva et à Ua Huka, le volcanisme différencié est tardif dans l'histoire de l'île puisqu'il correspond à l'épisode terminal de construction des volcans internes respectifs. A Ua Pou, la mise en place des phonolites se fait en deux temps distincts séparés par l'émission de laves essentiellement basaltiques, vers la base de l'édifice aérien puis dans sa partie sommitale.

A Ua Pou, les deux directions NS et N140 guident la mise en place des pitons phonolitiques. Cette dernière direction, qui est celle de l'alignement de l'archipel, correspond également à celle de la mise en place des intrusions de Ua Huka (Fig. IV.13.). A Nuku Hiva, la mise en place des protrusions trachytiques est totalement étrangère à celle de ses deux voisines, puisqu'elle se fait selon un dispositif concentrique par rapport à la baie de Taiohae (Fig. IV.13.). Ces protrusions sont supposées s'être mises en place lors de la vidange d'un (des) réservoir(s) superficiel(s) provoquant l'affaissement de son toit et formant une dépression caldeirique centrée sur la baie de Taiohae.

1. Originalités des îles du groupe central

1.1. Nuku Hiva et Ua Huka

Si les îles de Nuku Hiva et de Ua Huka sont très semblables en terme de structure, elles présentent chacune leur originalité.

A Ua Huka, les volcans tardifs Teepoepo et Tahoatikikau sont nettement plus récents que l'île. Leur origine directe avec l'activité du point chaud marquisien pourrait être mise en cause. L'existence, certes en faible proportion, de laves différenciées au sein d'une île exclusivement composée par ailleurs de laves mafiques est remarquable.

Nuku Hiva présente une structure complexe composée de deux structures en forme de fer à cheval. La présence des importants dépôts lacustres du plateau de Toovii lors de l'édification du volcan interne fait exception au sein de l'archipel, voire de la Polynésie française.

1.2. Ua Pou

L'île de Ua Pou est réellement atypique au sein de l'archipel mais également au niveau de l'ensemble des îles intraocéaniques. Elle ne ressemble en rien aux autres îles marquisiennes puisqu'elle ne présente aucune structure en forme de fer à cheval et qu'elle n'est pas construite selon le modèle édification d'un bouclier externe, puis effondrement et enfin construction d'un volcan interne. Sa constitution essentiellement phonolitique en fait une exception remarquable.

V- Ua Pou



« La composition minéralogique et chimique de cette roche détonne au milieu de tout ce qui est connu dans les autres îles de l'archipel des Marquises. [...] A Poutetainui, l'aegyrine est d'un vert foncé et très polychroïque groupée en palmes, constituées par de petites aiguilles imparfaitement parallèles ; ces palmes sont squelettiformes [...]. Il faut citer une phonolite à texture ocellée ; dans une pâte d'un vert clair, devenant blanche par altération [...]. Elles sont caractérisées par l'abondance du pyroxène, présentant une grande variété de structure : membraneuse, palmée d'une façon plus ou moins complexe, groupée en larges rosettes ; ces diverses apparences rappellent celles de certaines phonolites des Canaries ou de Bohême, mais avec une physionomie assez spéciale. »

« Il est fort possible que l'éruption de ces phonolites soit assez récente. [...] petites aiguilles rocheuses recourbées offrant une analogie morphologique remarquable avec les aiguilles éphémères du dôme récent de la Montagne Pelée [...] ce qui implique une certaine jeunesse.

A ce point de vue, il est intéressant de noter que dans le langage marquisien, dialecte maori, Ua Pou veut dire les deux poteaux ; or ces deux poteaux sont Poumaka (poteau fronde) et Poutetainui (poteau sorti de la grande mer). Ces dénominations pourraient être interprétées comme un souvenir d'éruptions volcaniques, [...] n'a pu recueillir à ce sujet aucune légende parmi les indigènes. »

« [...] la phonolite ne serait qu'un accident, cas aberrant de différenciation extrême d'un magma commun à toutes les îles de l'archipel. [...] la phonolite de Ua Pou n'est qu'un accident lithologique [...].

« Les nouvelles observations consignées dans la présente note montrent qu'à Ua Pou les phonolites ne sont pas un accident minime ; elles jouent un rôle très important dans la constitution de l'île. »

A. Lacroix (1931)

**Origine des phonolites exceptionnellement abondantes
de l'île de Ua Pou (Marquises, Polynésie française) :
fusion partielle de basanites suivie d'une contamination crustale**

Christelle Legendre, René C. Maury, Martial Caroff, Hervé Guillou, Joseph Cotten,
Catherine Chauvel, Claire Bollinger, Christophe Hémond, Gérard Guille, Sylvain Blais,
Philippe Rossi et Dominique Savanier

Résumé :

Ua Pou est connue de longue date pour l'abondance exceptionnelle de ses phonolites. La première cartographie systématique de cette île volcanique permet une estimation du volume de sa partie émergée (27,5 km³), incluant 18 km³ de phonolites (65%), 2 km³ d'autres laves intermédiaires et évoluées (8%) et 7,5 km³ de laves mafiques (27%). Les analyses d'éléments majeurs et en trace ainsi que les analyses en isotopes du Sr-Nd-Pb permettent de discuter l'histoire pétrogénétique complexe de Ua Pou.

Suite à la mise en place de tholéiites dérivant d'une source de signature HIMU jeune à environ 4 Ma, une série constituée de laves sous-saturées en silice s'est émise durant une période relativement restreinte (2,9-2,35 Ma). Les basanites primitives, dérivant d'un manteau-source hétérogène à signature EM II + HIMU dominante, représentent les magmas les plus parentaux de la série. Cette dernière présente une lacune de Daly caractéristique mise en évidence par l'absence des phonotéphrites.

Les phonolites de Ua Pou ne dérivent pas de la cristallisation fractionnée des magmas basanitiques, laquelle amène uniquement à la genèse des téphrites. Nous considérons que le modèle le plus adéquat pour expliquer l'origine des laves évoluées est la fusion partielle en profondeur de basanites primitives, laissant un résidu riche en amphibole et produisant des magmas téphriphonolitiques. Ce processus rend compte de l'augmentation brutale en K₂O (de 2,4 à 4,7 %) observée entre les téphrites et les téphriphonolites. Ces magmas téphriphonolitiques évoluent par cristallisation fractionnée en système clos vers les phonolites du Groupe A. Les trois autres groupes de phonolites dérivent de processus de cristallisation fractionnée en système ouvert caractérisés respectivement par l'incorporation d'eau de mer (Groupe B), l'assimilation d'un matériel de type plagiogranite (Groupe C) et d'un fractionnement extrême couplé à l'assimilation de la croûte océanique sous-jacente (Groupe D).

L'île de Ua Pou peut être considérée comme un exemple typique de série intraocéanique dans laquelle la prédominance des laves évoluées reflète leur origine par la fusion partielle de précurseurs mafiques puis la contamination crustale plutôt que la cristallisation fractionnée.

**Origin of exceptionally abundant phonolites
in Ua Pou island (Marquesas, French Polynesia):
partial melting of basanites followed by crustal contamination**

Christelle Legendre^{*1}, René C. Maury¹, Martial Caroff¹, Hervé Guillou², Joseph Cotten¹, Catherine Chauvel³, Claire Bollinger⁴, Christophe Hémond⁴, Gérard Guille⁵, Sylvain Blais⁶, Philippe Rossi⁷ and
Dominique Savanier⁷

¹ UMR 6538, IUEM, Université de Bretagne Occidentale, 6 avenue le Gorgeu, CS 93837, 29238 Brest Cedex 3, France.

² LSCE/CEA-CNRS UMR 1572, Domaine du CNRS, 11 avenue de la Terrasse, 91198 Gif-sur Yvette, France.

³ UMR 5025, LGCA, Université Joseph Fourier, 1381 rue de la Piscine, 38041 Grenoble, France.

⁴ UMR 6538, IUEM, Université de Bretagne Occidentale, place N. Copernic, 29280 Plouzané, France.

⁵ CEA/DASE, B.P. 12, 91680 Bruyères-le-Chatel, France.

⁶ UMR 6518, Géosciences Rennes, Université de Rennes 1, Campus de Beaulieu, 35042 Rennes, France.

⁷ BRGM, B.P. 6009, 45060 Orléans cedex 2, France.

* corresponding author: clegend@sdt.univ-brest.fr

tel: (33) 2 98 01 73 01

fax: (33) 2 98 01 66 20

key words: Marquesas, French Polynesia, Phonolite, Partial melting, Contamination

ABSTRACT

Ua Pou is long known for its exceptionally abundant phonolites. First systematic mapping of this volcanic island leads us to estimate its emerged volume to 27.5 km³ including 18 km³ of phonolites (65%), 2 km³ of other intermediate and evolved lavas (8 %) and 7.5 km³ of mafic lavas (27%). Major and trace element data coupled with Sr-Nd-Pb isotope analyses allow to discuss the complex petrogenetic history of Ua Pou.

After the emplacement of tholeiites derived from a young HIMU-type source at ca. 4 Ma, a silica-undersaturated suite was erupted in a restricted time span (2.9-2.35 Ma). Primitive basanites, derived from a heterogeneous mantle source with a dominant EM II + HIMU signature, represent its more likely parental magmas. The series presents a characteristic Daly gap evidenced by the lack of phonotephrites.

Ua Pou phonolites do not derive from the fractional crystallisation of basanitic magmas, which leads only to tephrites. We consider that the most likely model for the origin of evolved lavas is partial melting at depth of primitive basanites, leaving an amphibole-rich residuum and producing tephriphonolitic magmas. This process explains the abrupt shift in K₂O (from 2.4 to 4.7 wt%) observed from tephrites to tephriphonolites. The tephriphonolitic magmas evolve by closed-system fractional crystallisation towards Group A phonolites. The three other groups of phonolites derive from open system fractional crystallisation processes, characterised respectively by seawater contamination (Group B), assimilation of plagiogranite-type materials (Group C) and extreme fractionation coupled with assimilation of the underlying oceanic crust (Group D).

Ua Pou island can thus be regarded as a typical example of an intraoceanic suite in which the prominence of evolved lavas reflects their origin from partial melting of mafic precursors followed by crustal contamination rather than from fractional crystallisation.

INTRODUCTION

Phonolites are common in intra-oceanic islands, although they are usually present in small amounts (a few percent of the total volume of the outcropping volcanics). They are generally associated in space and time with basanitic lavas, whereas trachytes are found together with mildly alkalic basalts, as already documented by Lacroix (1927) for South Pacific occurrences. Lavas of intermediate compositions (phonotephrites, trachyandesites) are often lacking or present in small amounts in these series, a feature commonly referred to as the "Daly gap" (Daly, 1910; 1925). The existence of the Daly gap has been the matter of much controversy, but since Chayes (1963; 1977) it is widely admitted that the lavas of *a majority* of intraoceanic islands present indeed a bimodal distribution.

Another very debated point concerns the origin(s) of these oceanic phonolites (or trachytes or rhyolites as well). The most generally accepted explanation is that they derive from the associated mafic lavas through fractional crystallisation coupled or not with assimilation of either the walls of the magma chamber in which they evolved or those of their ascending conduits. Such a process should result into lava volumes decreasing from mafic towards evolved magmas, a feature observed in some oceanic islands, e.g. Tristan da Cunha (basanites to phonolites: Le Roex *et al.*, 1990), Fernando de Noronha (basanites to phonolites and trachytes: Weaver, 1990) or Mururoa atoll (alkali basalts to trachytes: Caroff *et al.*, 1993). However, it does not easily account for the Daly gap commonly observed in other series, e.g. most of those of the Canary and Polynesian Islands (see Bailey, 1987, for a review). Within the framework of the fractional crystallisation hypothesis, this gap has been attributed to (1) sampling bias (Baker, 1968), (2) lack of emplacement at the surface of intermediate magmas present at depth (Mungall & Martin, 1995), (3) gently sloping liquidus surfaces (Wyllie, 1963), and (4) magmatic bifurcation in the reservoir (Bonnefoi *et al.*, 1995), among other explanations.

An alternative to the fractional crystallisation \pm assimilation hypothesis involves low melting degrees of enriched mantle generating silica- and alkali-rich magmas (Bailey, 1987) more or less similar to the felsic interstitial glasses found in mantle xenoliths, some of them are trachytic or phonolitic in composition (Schiano *et al.*, 1994; Neumann & Wulff-Pedersen, 1997; Wulff-Pedersen *et al.*, 1999). Such a process could lead to the emplacement of small volumes of evolved magmas during the early stages of edification of oceanic islands (Devey *et al.*, 2001).

Finally, it has been proposed on the basis of experimental data that the huge volumes of phonolites emplaced on the Kenya plateau derive from the melting at depth of plume-derived basaltic materials (Hay & Wendlandt, 1995; Hay *et al.*, 1995; Kaszuba & Wendlandt, 2000). A similar mechanism accounts for the origin of the peralkaline trachytes and rhyolites which outcrop on 80% of the surface of Socorro Island, Mexico (Bohrson & Reid, 1997) and has also been proposed for the peralkaline rhyolites of Pantelleria (Lowenstern & Mahood, 1991).

The aim of the present paper is to discuss the origin of the basanite-phonolite association (displaying a characteristic Daly gap) of Ua Pou Island (Marquesas archipelago, French Polynesia, South Pacific). Ua Pou has long been known for its abundant and petrologically diversified phonolites (Lacroix, 1928; 1931; Chubb, 1930; Bishop & Woolley, 1973; Brousse & Maury, 1978). Although no geological mapping was attempted prior to the present study, Brousse (1978) proposed that phonolites and associated trachytes represent more than 50% of the volume of Ua Pou. We have revised this estimation to 73% evolved lavas (including 65% phonolites) and 27% basanites, proportions which traduce the most extreme abundance of phonolites recorded to our knowledge in magmatic series from intra-oceanic islands. We will show that crystal fractionation and assimilation, although occurring within each of these groups, are not responsible for the genesis of the Ua Pou association and that the evolved lavas likely derive from partial melting of basanites previously emplaced in the lithospheric mantle beneath the island.

GEOLOGIC SETTING

The Marquesas archipelago

Four Neogene-Quaternary volcanic island chains occur in French Polynesia. They correspond from South to North to the Austral-Cook, Pitcairn-Gambier, Society and Marquesas archipelagos, respectively. Pitcairn-Gambier and Society represent (in first approximation) typical Hawaiian-type linear chains trending N110-120°E which corresponds to the motion of the Pacific plate towards North-West. Each of them has a hotspot at its southeastern tip, marked by well-identified active submarine volcanoes, and the corresponding age *versus* distance relationships are consistent with the local Pacific plate motion of about 11 cm/year. The Austral-Cook chain is more complex and its origin has been attributed to two coeval hotspots (Chauvel *et al.*, 1997; Guille *et al.*, 1998; Maury *et al.*, 2000).

The Marquesas archipelago (Fig. 1 inset) is atypical in many respects (Brousse *et al.*, 1990; Guille *et al.*, 2002). It includes eight main islands (Eiao, Nuku Hiva, Ua Huka, Ua Pou, Hiva Oa, Tahuata, Motane, Fatu Hiva) and a few islets and seamounts formed between 5.5 and 0.4 Ma over a 53-49 Ma old oceanic crust generated at the axis of the Pacific-Farallon ridge.

This 350 km-long archipelago is only approximately linear (Fig. 1) and it presents an unusual N140-150°E trend, which is consistent with the spreading motion of the Pacific-Farallon ridge prior to the onset of accretion at the axis of the East Pacific Rise. This feature suggests that the emplacement of the Plio-Quaternary Marquesas magmas was controlled by the tectonic features and/or the weakness zones of the underlying Pacific plate. Another characteristic feature of the Marquesas is the lack of any presently well-identified active volcanic zone at its southeastern edge, i.e. close to the Marquesas Fracture Zone, which is supposed to have trapped the hot spot activity (McNutt *et al.*, 1989). Although the ages of the islands tend to decrease towards Southwest (Brousse *et al.*, 1990;

Desonie *et al.*, 1993; Guille *et al.*, 2002), the correlation between these ages of the volcanic islands and their distance to the presumed hotspot area is less clear than in most Hawaiian-type linear chains.

In addition, a deep crustal root has been evidenced by seismic studies below the central part of the archipelago, where the depth of the Moho reaches 15 to 20 km (Filmer *et al.*, 1993; Caress *et al.*, 1995) and the oceanic crust is covered by an archipelagic apron composed of volcanic debris removed from the islands (Filmer *et al.*, 1994; Wolfe *et al.*, 1994). Two alternative explanations are proposed to explain this thickening: 1) a magmatic body is underplated under the Moho (Caress *et al.*, 1995; McNutt & Bonneville, 2000) or 2) an oceanic plateau, formed at the axis of a ridge at around 50-45 Ma, constitutes the Marquesas substratum (Gutscher *et al.*, 1999; Gutscher *et al.*, submitted).

Finally, the petrologic and geochemical features of the Marquesas lavas are unusually complex. The chemical variability of basalts, from olivine-tholeiites to basanites, is generally attributed to variable melting degrees of heterogeneous source containing DMM, HIMU and EM II components (Duncan *et al.*, 1986; Woodhead & McCulloch, 1989; Dupuy *et al.*, 1989; 1993; Hart *et al.*, 1992; Woodhead, 1992; Desonie *et al.*, 1993; Hanan & Graham, 1996; Ielsch *et al.*, 1998). However, several studies (e.g. Caroff *et al.*, 1995; 1999; Le Dez *et al.*, 1996) point out to important chemical interactions between the ascending plume-related magmas (including the oldest ones, drilled in Eiao and dated back to 5.5 Ma) and a lithosphere containing incompatible element-enriched crustal materials.

Ua Pou Island

Ua Pou, located 50 kilometres south of Nuku Hiva in the Marquesas central group, is the fifth largest island of French Polynesia (105 km²). In contrast with most other Marquesas islands, it is devoid of any caldeira. Ua Pou shows a diamond-shaped contour (Fig. 1) and a N-S trending central crest, ca. 600 m high, from which diverge many secondary crests separated by deep valleys. The villages of Hakahau, Hakamoui, Paaumea, Hohoi, Hakatao, Hakamaii, Haakuti and Hakahetau are located in these valleys. The most spectacular features of the island are its phonolitic protrusions (Ua Pou means the Pillar Island) the summits of which tower several hundred metres above the radial crests (Oave 1 203 m, Pouakei 1 034 m, Matahenua 1 028m, Poumaka 979 m, Poutetaiui 970 m). The Ua Pou volcanic edifice is made up of a thick lava pile, mostly phonolitic and basaltic, intruded by about thirty phonolitic and trachytic protrusions. Like the other Marquesas islands, Ua Pou is devoid of any coral reef or reefal limestone unit.

Geological features

A simplified geologic map of the island of Ua Pou is presented in Fig. 1. The oldest geological unit correspond to *tholeiitic basaltic flows* which occur in a very restricted area east of Hakahau, where they are presently exposed in a single outcrop. They have been previously dated to 5.61 - 4.46 Ma and exhibit a strong HIMU geochemical signature (Duncan *et al.*, 1986; Dupuy *et al.*, 1987). Our single sample (UP33) from this unit is 4.00 Ma old (Table 1).

A more than 200 m thick pile of *laharic breccias* is exposed along the western coast of the island between Hakahetau and Hakamaii. They are composed of numerous metric to plurimetric debris flow and hyperconcentrated flow deposits in which traces of fossil leaves have been found (Plessis *et al.*, 1978). In Haakuti and Hakamaii Bays, this sequence contains intercalated basanitic, tephritic and tephriphonolitic lava flows.

The lower phonolites are mostly exposed in the northern part of the island (Plateau des Anes) and occasionally in its eastern (Hakamoui) and southern (Hakatao) bays. They consist of 5-8 m thick lava flows, often showing columnar jointing and a typical whitish/greenish altered surface. A pile of six of such flows makes up the northern edge of the island.

The basanitic to intermediate lava flow pile, up to 300 m thick, is mainly located in the eastern, southerne and northern parts of the island, where it directly overlies the lower phonolites (Hakamoui, Hakatao), and fills up pre-existing depressions (Plateau des Anes). It is composed of a sequence of metric lava flows, mostly basanitic with subsidiary tephrites, tephriphonolites and benmoreites, which recalls the shield sequences of Hawaiian-type volcanoes. Levels of laharic breccias are sometimes intercalated between these lava flows.

The upper phonolitic flows represent the major geological unit of Ua Pou (Fig. 1). These flows, sometimes more than ten metres thick, constitute a pile which makes up most of the central part of the island. They radiate from it towards the coasts of Ua Pou, where they overlie either the basanitic edifice in the eastern part of the island or the laharic breccias in its western part. The total thickness of this phonolitic sequence reaches up to 300 m.

The phonolitic protrusions, which crosscut the former units, are distributed all over the island. However, the major (and most spectacular) peaks are mosly located in its central part, along N-S and NW-SE trends which may underline fracture zones and compose the central ridge along which the upper phonolitic flows were probably emitted. Their erosion feeds well developed scree breccias which often mask their contacts. A few trachytic domes have also been mapped, but in terms of volume they are very minor with respect to the phonolites.

Our estimates of the relative surfaces covered by these units on the new geological map provided in Fig. 1 yield 65% of phonolites (12% lower ones, 53% upper flows and protrusions), 29% for the basanitic to intermediate flow edifice and 6% for the laharic breccias and intercalated flows. Converted into surface frequencies per petrographic type, they yield 27% of mafic lavas (basanites and less than 1% tephrites plus tholeiites) and 73% intermediate and evolved lavas (among which 65% phonolites). Rough volume estimates based on a set of representative cross-sections suggest that the emerged part of the island represents 27.5 km³ of volcanic and volcanoclastic rocks, among which 18 km³ of phonolites (65%), 2 km³ (i.e. 8%) of other intermediate and evolved lavas (tephriphonolites, benmoreites, trachytes) and finally 7.5 km³ of basanites, tephrites and tholeiites (27%).

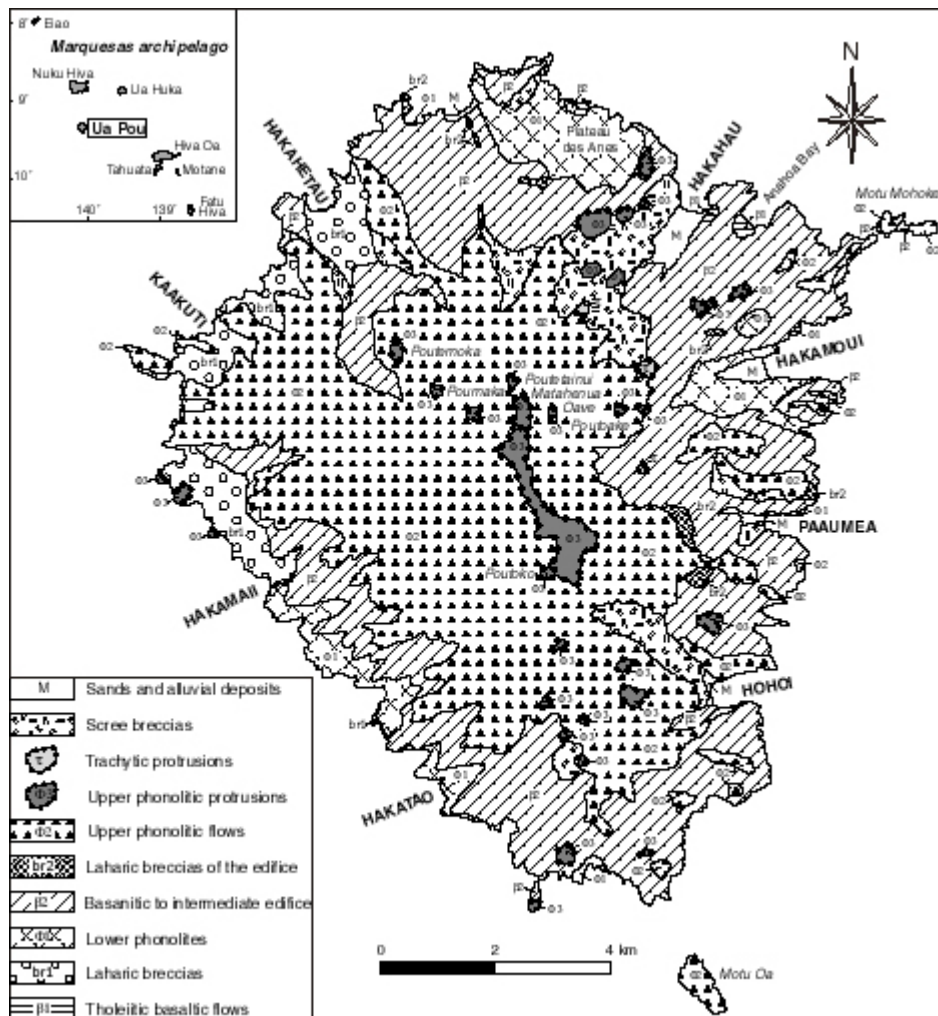


Fig. V.1.: Geological sketch of Ua Pou.

ANALYTICAL METHODS

The mineral compositions reported were determined using a CAMECA SX50 Electron Probe (Microsonde Ouest, Brest) using the following analytical conditions: acceleration voltage 15 kV, beam diameter 10-12 nA, 6 s counting time and correction by the ZAF method. Detection limits are ca. 0.2% for major elements and concentrations of <0.3 wt% are considered qualitative. A detailed account of the procedure is found in Defant *et al.* (1991).

Whole rock major and trace element data were obtained on 68 agate-grinded powders at UMR 6538 Domaines océaniques Brest using a Jobin-Yvon Inductive Coupled Plasma – Atomic Emission Spectrometer (ICP-AES). Sample preparation techniques, detection limits and analytical procedures are described in Cotten *et al.* (1995). Additional trace element data were obtained by Inductive Coupled Plasma – Mass Spectrometry (ICP-MS) at UMR 5025 Grenoble using a Plasma QUAD-Fisons spectrometer. Analytical conditions are described in Barrat *et al.* (1986).

Sr, Nd and Pb isotopic separation were performed in Grenoble on rock chips that were strongly leached with 6NHCl and dissolved using HF and HNO₃. Chemical separation of Pb was performed using the classical anionic resin technique of Manhès *et al.* (1984), while LREE and Sr were isolated using cationic resin. Nd was further separated from Sm using LnSpec Eichrom resin and the Sr fraction was cleaned up using SrSpec Eichrom resin. Total blanks were lower than 90 picograms for Pb, 45 picograms for Sr and 50 picograms for Nd and were totally negligible relative to the amounts of elements present in the samples. All samples were loaded and run on a FINNIGAN MAT 261 mass spectrometer (in Brest) for Sr, on a Triton spectrometer (in Brest) for Nd measurements and on a P54 VG MC-ICPMS (in Lyon) for Pb measurements. Complete duplicate analyses, including dissolution and chemistry, were performed for 2 samples.

K contents and Ar isotopic compositions were measured at Brest and at the " Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement " of Gif-sur-Yvette, respectively. Only rocks with minimal traces of alteration were selected (samples with L.O.I. lower than 2%). The samples were crushed, sieved to 0.25-0.125 mm size fraction and ultrasonically washed in acetic acid (C₂H₄O₂). Potassium and argon were measured on the microcrystalline groundmass, after removal of phenocrysts and xenocrysts using heavy liquids of appropriate densities and magnetic separations. This process improves the K yield as well as the percentage of radiogenic argon and removes at least some potential sources of systematic error due to the presence of excess ⁴⁰Ar known to occur in olivine, feldspars and pyroxene, which are ubiquitous phases in the Ua Pou lava flows. Ar analyses were performed using the Cassinog technique (Cassinog & Gillot, 1982; Gillot & Cornette, 1986). The volumetric calibration of the spike-free introduction line was refined by the cross calibration of GL-O (Odin, 1982; Charbit *et al.*, 1998), Mmhb-I (Samson & Alexander, 1987), LP-6 (Odin, 1982), and HD-B1 (Fuhrmann *et al.*, 1987). This calibration (Charbit *et al.*, 1998) allows Ar content to be determined with a precision of 0.2% ($\pm 2\sigma$).

ERUPTIVE HISTORY OF UA POU

Previous isotopic ages on samples from Ua Pou range from 5.61 to 1.78 Ma (Duncan *et al.*, 1986; Brousse *et al.*, 1990; Diraison, 1991). They allowed to define three stages: 1) an olivine-tholeiite episode from 5.61 to 4.46 Ma, 2) an alkali basaltic event from 2.88 to 2.70 Ma and finally 3) an episode of emplacement of intermediate and evolved lavas from 2.49 to 1.78 Ma.

Fifteen new data are presented in Table 1. The tholeiitic sample UP 33 is dated to 4.00 ± 0.06 Ma, an age slightly younger than previous determinations. The other ages range from 2.93 ± 0.04 to 2.35 ± 0.03 Ma and define a relatively short subaerial period of activity of 0.58 ± 0.07 Ma. They are in agreement with the volcanic stratigraphy described above, although the periods of emplacement of the units overlap considerably (Fig. 2). The basanitic and intermediate lava flows intercalated within the laharic breccia pile were erupted from 2.93 ± 0.04 to 2.91 ± 0.04 Ma. The lower phonolites were emplaced from 2.90 ± 0.04 to 2.86 ± 0.04 Ma. The basanitic and intermediate edifice was built up during a relatively long period, from 2.76 ± 0.04 to 2.38 ± 0.03 Ma. The upper phonolites were emplaced between 2.60 ± 0.04 and 2.35 ± 0.03 Ma, more or less simultaneously with the mafic lava flows.

According to these data, the average construction rates of the roughly 900 m-high lava flow sequence is ca. 6 mm/an. This value is only indicative because of the complex geological relationships between the units, with paleolandscapes and channelings which evidence periods of erosion and/or destabilisation during the building of the emerged part of Ua Pou.

PETROLOGIC DATA

Petrographic types

Two groups can be clearly distinguished in the TAS diagram (Le Bas *et al.*, 1986) shown in Fig. 3. The mafic lavas plot in the field of basanites and tephrites, with the exception of tholeiitic sample UP 33 and one trachybasalt. Most of them are basanites, with normative nepheline contents ranging generally from 5 to 11% (Table 2). The studied basanitic lavas contain <10% modal phenocrysts, among which olivine usually dominates over clinopyroxene and Fe-Ti oxides. Some basanites contain up to 20% modal olivine and show evidence for olivine accumulation. Plagioclase microlites are present in the groundmass together with clinopyroxene, olivine, titanomagnetite, very uncommon hemoilmenite and apatite. Some basanites contain resorbed amphibole phenocrysts (Table 3). Two samples (UP52 and UP86) can be classified as tephrites because their normative olivine is smaller (<10%) than that of the others. They contain plagioclase phenocrysts in addition to the usual basanitic mineral association. The highly porphyritic olivine-rich tholeiite sample UP33 contains augite phenocrysts and olivine and augite are present in its groundmass together with ilmenite and plagioclase.

Table 1: Isotopic datings from Ua Pou

sample	type	K %	⁴⁰ Ar* %	⁴⁰ Ar* (10 ⁻¹² moles/g)	Age (Ma) ± 2σ
upper phonolites					
UP14	phonolite	5.413 ± 0.054	53.45	2.21	2.35 ± 0.03
UP95	phonolite	5.435 ± 0.054	31.84	2.24	2.37 ± 0.03
UP108	phonolite	5.230 ± 0.052	49.83	2.21	2.44 ± 0.04
UP31	phonolite	4.672 ± 0.047	25.16	2.11	2.60 ± 0.04
basaltic and intermediate lava flow pile					
UP56	tephriphonolite	4.724 ± 0.047	43.75	1.95	2.38 ± 0.03
UP82	basanite	0.784 ± 0.008	9.48	0.33	2.45 ± 0.04
UP54	basanite	0.837 ± 0.009	20.05	0.36	2.48 ± 0.04
UP9	basanite	1.623 ± 0.016	19.31	0.77	2.72 ± 0.04
UP17	tephriphonolite	4.626 ± 0.046	55.15	2.19	2.73 ± 0.04
UP29	basanite	0.487 ± 0.005	12.08	0.23	2.76 ± 0.04
lower phonolites					
UP11	phonolite	5.789 ± 0.058	54.94	2.87	2.86 ± 0.04
UP8	phonolite	5.755 ± 0.058	58.19	2.87	2.88 ± 0.04
UP76	phonolite	5.358 ± 0.054	64.70	2.69	2.89 ± 0.04
UP121	phonolite	5.899 ± 0.059	73.78	2.97	2.90 ± 0.04
lava flows in laharic breccias					
UP80	tephriphonolite	5.447 ± 0.055	48.89	2.75	2.91 ± 0.04
UP66	benmoreite	4.349 ± 0.044	53.06	2.21	2.93 ± 0.04
tholeiitic lava flow					
UP33	olivine tholeiite	0.564 ± 0.006	17.32	0.39	4.00 ± 0.06

Table 1: Isotopic ⁴⁰K-⁴⁰Ar datings of samples from Ua Pou. Ages are calculated with Steiger & Jäger (1977) constants. Results are the average of two radiogenic argon (Ar*) analyses.

A typical Daly gap, evidenced by the lack of phonotephrites and mugearites in the Ua Pou series, separates the mafic group from the intermediate/evolved group which is more diversified. It includes largely dominant phonolites (non-peralkaline and peralkaline), non-peralkaline trachytes, tephriphonolites and trachyandesites (potassic benmoreites). All these rocks are silica-undersaturated (Table 2), with normative nepheline contents up to 32% in peralkaline phonolites.

Tephriphonolites are usually porphyritic. Amphibole is the most frequent phenocryst and the first to appear in the crystallisation sequence, with the exception of apatite that it often contains as inclusions. Amphibole is usually rimmed or even totally replaced by titanomagnetite. Other phenocrysts and groundmass minerals are mainly represented by clinopyroxene, titanomagnetite, plagioclase, apatite, K-feldspar (only as groundmass minerals) and uncommon titanite microphenocrysts. In tephriphonolite UP56, isolated crystals or veinlets of high temperature carbonates are observed. Their La and Ce contents reach 2000 ppm and 3500 ppm, respectively (Table 4).

K-benmoreites are porphyritic and contain clinopyroxene, amphibole, plagioclase, titanomagnetite and apatite as phenocrysts and groundmass crystals. K-feldspar is present exclusively in their groundmass. Trachytes are also porphyritic with phenocrysts of clinopyroxene, amphibole, plagioclase and K-feldspar.

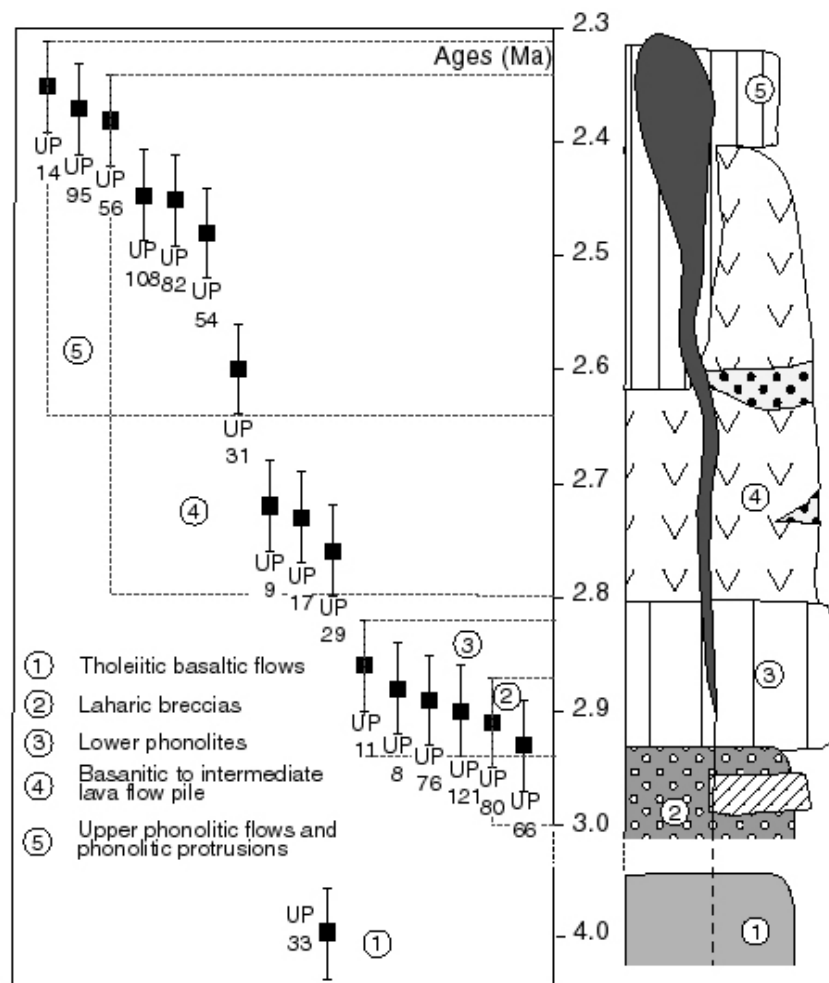


Fig. V.2.: Igneous stratigraphy of Ua Pou units together with K-Ar ages (Table 1) of corresponding samples.

Table 2: Major and trace element of Ua Pou samples

ech type	tholeiitic flows			laharic breccias								lower phonolites		
	UP33 th.ol	UP20 bas.	UP21 ben.	UP49 bas.	UP51 tp.	UP52 teph.	UP65 bas.	UP66 ben.	UP71 tp.	UP74 bas.	UP80 tp.	UP8 ph. A	UP34 ph. A	
SiO2	45.80	43.80	57.00	47.70	56.90	44.50	42.70	56.00	53.50	41.50	56.60	58.10	58.80	
TiO2	4.56	2.65	1.01	2.70	0.90	3.54	3.49	1.25	1.34	4.11	0.83	0.69	0.49	
Al2O3	11.45	12.90	18.85	17.90	19.50	14.80	14.20	19.10	18.70	14.30	19.90	19.25	19.70	
Fe2O3*	13.76	12.70	4.60	8.80	4.00	11.40	14.15	5.25	5.80	13.90	3.50	3.64	2.95	
MnO	0.15	0.18	0.18	0.18	0.17	0.17	0.18	0.18	0.16	0.19	0.14	0.19	0.14	
MgO	10.25	10.40	0.92	3.07	0.68	5.34	7.00	1.07	1.53	6.33	0.73	0.48	0.39	
CaO	8.25	9.75	2.95	7.20	2.55	9.85	10.80	3.75	3.95	10.25	2.07	1.60	1.33	
Na2O	2.68	3.45	5.20	5.63	5.75	3.95	3.75	4.87	4.90	3.66	5.63	5.70	5.54	
K2O	0.82	1.03	4.72	1.78	6.05	1.74	0.78	4.95	5.81	1.26	6.39	7.10	6.60	
P2O5	0.67	0.50	0.19	0.89	0.15	0.81	0.51	0.25	0.48	0.87	0.13	0.10	0.07	
LOI	0.94	1.98	4.00	4.04	3.00	3.27	1.91	3.07	3.45	2.93	3.42	2.87	3.60	
total	99.33	99.34	99.62	99.89	99.65	99.37	99.47	99.74	99.62	99.30	99.34	99.72	99.61	
hy	10.59	4.09												
ol	14.28	20.99	2.63	10.08	4.02	9.98	14.62	5.93	6.18	13.69	4.32	3.83	3.59	
ne		8.98		9.85	7.16	8.97	10.75	0.68	7.62	10.72	7.24	7.80	2.95	
ac														
q	14.0	19.0	104	48.0	174	48.0	20.0	130	127	179	140	235	196	
Rb	680	730	995	1150	1005	1135	990	1200	1197	960	850	616	433	
Ba	115	522	1190	860	1260	710	662	1200	1134	760	1580	206	735	
Sc	19.0	21.0	0.60	5.00	0.60	17.0	23.5	1.00	2.00	17.5	0.30	0.20	0.20	
V	270	281	22.0	164	27.0	265	338	33.0	64.0	300	29.0	10.0	11.0	
Cr	550	366	2.50	3.00	3.00	135	218	1.50	2.00	74.0	2.00	3.00	3.00	
Co	60.0	53.0	3.00	14.0	2.00	37.0	48.0	2.00	3.43	39.0	1.00	1.00	2.00	
Ni	425	270	1.00	2.50	2.00	87.0	114	2.00	2.00	54.0	1.00	2.00	2.00	
Y	32.5	24.0	34.5	35.0	30.0	34.5	27.0	34.5	35.1	26.0	22.5	37.5	22.0	
Zr	470	210	690	360	676	380	222	630	690	555	625	745	782	
Hf	10.3								14.0					
Nb	34.0	51.5	141	89.0	139	82.0	54.0	136	157	109	142	174	125	
La	34.0	41.5	122	80.0	121	80.0	48.0	116	116	101	106	142	111	
Ce	85.0	78.0	218	150	199	154	93.0	210	212	171	178	252	168	
Nd	64.0	38.0	72.0	68.0	65.0	71.0	44.0	76.0	74.2	54.0	48.0	83.0	40.0	
Sm	14.1	7.60	11.1	11.5	9.40	12.8	8.30	11.9	11.4	8.60	6.25	12.2	5.20	
Eu	4.20	2.26	3.00	3.27	2.54	3.55	2.58	3.27	3.11	2.39	1.78	2.80	1.30	
Gd	11.4	6.45	7.90	9.25	6.70	10.1	7.10	8.60	8.30	6.35	4.50	8.30	3.50	
Tb	1.46								1.21					
Dy	7.40	4.70	6.10	6.75	5.20	7.00	5.35	6.40	6.29	4.65	3.55	6.80	3.15	
Ho	1.16								1.20					
Er	2.60	2.00	3.00	3.00	2.80	3.00	2.40	3.00	3.17	2.25	2.25	3.40	2.00	
Yb	1.64	1.73	2.82	2.40	2.50	2.22	1.87	2.72	2.77	2.16	2.12	3.18	2.35	
Th	2.80	6.40	22.5	12.2	25.0	11.5	7.40	21.4	22.3	21.8	26.8	24.5	26.3	
U	0.78								4.89					
Pb	1.40								9.72					
Ta	1.80								9.76					

Table 2: Major and trace element of Ua Pou samples (continued)

ech type	lower phonolites											basaltic to intermediate lava flow pile						
	UP76 ph. B	UP78 ph. B	UP112 ph. A	UP116 ph. A	UP119 ph. B	UP121 ph. B	UP9 bas.	UP10 bas.	UP15 bas. amp	UP17 tp.	UP19 bas.	UP22 tp.	UP23 bas.	UP25 bas. amp.				
SiO ₂	57.50	57.40	58.70	56.80	58.30	58.30	43.10	42.50	41.00	53.90	46.60	54.75	42.20	45.60				
TiO ₂	0.30	0.54	0.48	0.89	0.34	0.49	3.61	3.78	4.05	1.12	2.08	1.35	4.08	3.17				
Al ₂ O ₃	19.90	20.20	19.90	19.80	20.20	19.90	14.90	13.85	13.55	20.20	16.40	19.50	13.60	15.90				
Fe ₂ O ₃ *	3.10	3.30	2.94	3.90	3.16	3.35	13.10	14.00	14.20	5.10	9.80	5.21	14.10	11.05				
MnO	0.17	0.14	0.15	0.15	0.17	0.17	0.20	0.19	0.18	0.18	0.18	0.17	0.18	0.18				
MgO	0.37	0.42	0.38	0.89	0.29	0.37	4.93	7.08	7.86	0.99	5.10	1.05	6.40	4.62				
CaO	1.33	1.43	1.38	2.66	1.42	1.45	9.80	10.40	10.70	3.75	7.75	4.02	0.45	8.30				
Na ₂ O	6.95	6.80	6.20	6.05	7.50	7.15	3.75	3.02	3.46	5.30	5.75	5.08	3.54	3.94				
K ₂ O	6.61	6.85	6.84	6.14	6.80	6.45	1.56	0.88	0.56	5.25	2.22	5.55	0.79	1.94				
P ₂ O ₅	0.04	0.08	0.07	0.14	0.04	0.07	1.28	0.68	0.78	0.25	0.55	0.29	0.82	0.95				
LOI	2.69	2.39	2.39	2.16	1.91	2.04	3.38	3.14	3.59	3.63	3.46	2.49	3.11	3.61				
total	98.96	99.55	99.43	99.58	100.13	99.74	99.61	99.52	99.63	99.67	99.89	99.46	99.27	99.26				
hy																		
ol	3.02	3.17	3.50	3.83	1.96	2.77	12.44	15.80	16.32	5.86	10.7	4.84	13.66	12.04				
ne	14.08	14.44	8.76	10.02	17.6	13.9	7.66	5.39	9.45	7.43	16.86	6.44	7.60	4.92				
ac																		
q																		
Rb	258	237	225	167	278	202	66.0	68.0	59.0	162	157	170	117	78.0				
Sr	142	133	420	1370	168	207	1245	1234	970	1400	1344	1505	975	1235				
Ba	58.0	685	570	2150	27.0	140	910	874	640	1200	1123	1325	660	870				
Sc	0.00	0.10	0.10	0.40	0.00	0.00	14.0	22.0	22.0	0.60	11.5	1.00	20.0	12.0				
V	4.00	15.0	14.0	29.0	4.50	7.00	258	300	320	40.0	175	48.0	320	218				
Cr	3.00	2.00	2.50	2.00	2.00	2.00	38.0	200	210	2.50	170	3.50	141	68.0				
Co	0.00	0.50	1.00	2.00	1.00	1.00	30.0	42.0	47.0	4.00	26.0	3.00	41.0	27.0				
Ni	1.00	1.00	2.00	1.00	1.00	2.00	38.0	91.0	128	1.50	87.0	2.00	73.0	38.0				
Y	22.5	19.6	20.0	28.5	25.5	27.5	39.5	34.0	33.0	31.0	28.5	37.5	33.0	38.0				
Zr	900	893	705	655	930	850	390	415	308	570	594	595	345	420				
Hf																		
Nb	135	147	132	142	150	155	95.0	105	68.0	148	166	150	75.0	100				
La	132	119	118	126	135	129	96.0	93.7	61.0	133	123	134	74.5	93.0				
Ce	195	173	168	204	202	210	188	186	130	212	194	242	146	190				
Nd	41.0	35.8	38.0	61.0	44.0	52.0	85.0	81.0	62.0	65.0	57.9	86.0	71.0	82.0				
Sm	4.45	3.48	4.35	8.00	5.35	6.70	15.0	14.1	12.0	10.0	9.05	13.2	13.2	14.0				
Eu	1.08	0.94	1.21	2.30	1.10	1.57	4.17	3.90	3.44	2.70	2.30	3.60	3.66	3.93				
Gd	3.45	3.48	2.90	5.75	3.60	4.80	11.4	11.4	10.0	9.60	7.16	9.70	10.2	11.0				
Tb																		
Dy	2.90	2.85	2.80	4.50	3.50	4.20	7.90	7.62	6.80	5.30	5.14	7.00	7.00	7.55				
Ho																		
Er	2.20	2.13	1.85	2.65	2.50	2.65	3.40	3.42	3.00	2.80	2.70	3.50	2.90	3.20				
Yb	2.54	2.59	2.20	2.40	2.80	2.78	2.41	2.40	2.14	2.46	2.26	2.82	2.00	2.40				
Th	35.9	34.1	30.2	24.1	35.5	31.0	13.0	12.8	8.00	27.3	25.7	22.5	10.1	12.7				
U																		
Pb	5.68	5.68					2.68	4.99	8.00	4.17	4.17	22.5	10.1	12.7				
Ta	18.3	18.3					4.99	14.2	8.00	14.2	14.2	22.5	10.1	12.7				
	6.56	6.56					6.20	9.76	8.00	9.76	9.76	22.5	10.1	12.7				

Table 2: Major and trace element of Ua Pou samples (continued)

ech type	basaltic to intermediate lava flow pile													
	UP29 bas.	UP36 bas.amp.	UP39 bas.	UP40 ben.	UP42 bas.amp.	UP48 ip.	UP54 bas.	UP55 tp. C	UP56 tp. C	UP58 bas.	UP62 bas.amp.	UP67 bas.	UP82 bas.	
SiO2	42.40	48.30	41.75	55.60	42.30	54.60	44.80	53.80	51.35	42.30	45.30	44.40	43.20	
TiO2	3.86	2.62	4.11	1.20	3.92	1.08	2.90	0.72	1.10	3.94	3.24	3.73	3.74	
Al2O3	14.15	17.45	13.85	19.40	13.70	19.10	14.00	20.40	20.00	13.70	15.48	14.70	14.20	
Fe2O3*	13.85	9.40	14.54	4.86	14.10	4.78	12.75	5.04	5.90	14.55	11.62	12.85	13.15	
MnO	0.18	0.20	0.19	0.16	0.19	0.18	0.19	0.18	0.20	0.18	0.18	0.19	0.18	
MgO	7.10	3.43	7.15	0.97	7.90	1.11	7.88	0.92	1.39	6.34	4.97	5.64	6.35	
CaO	10.02	6.82	10.70	3.21	10.25	3.22	10.35	2.75	3.95	10.90	8.44	9.64	10.15	
Na2O	3.60	5.38	3.42	4.38	3.45	5.20	3.65	6.00	6.40	2.79	4.47	3.90	3.89	
K2O	0.57	1.74	0.71	5.42	0.77	4.82	0.74	6.25	5.54	0.70	1.21	0.80	0.82	
P2O5	0.73	0.94	0.88	0.24	0.78	0.22	0.66	0.21	0.35	0.84	0.80	0.94	0.86	
LOI	2.98	3.27	2.46	4.17	2.39	4.23	1.86	3.36	3.48	3.65	4.07	2.86	2.81	
total	99.44	99.55	99.76	99.61	99.75	98.54	99.78	99.63	99.66	99.89	99.78	99.65	99.35	
hy				5.05										
ol	15.96	10.52	15.66	2.06	17.06	6.13	16.47	5.88	5.35	14.72	12.29	13.21	13.50	
ne	7.05	6.30	8.28		7.99	2.87	6.68	14.47	19.32	3.41	6.59	4.86	8.03	
ac														
q														
Rb	152	148	45.0	140	45.0	82.0	60.0	176	150	46.0	98.0	178	96.0	
Sr	1270	1234	890	1130	885	1170	980	1365	1340	890	1075	970	975	
Ba	620	590	570	1230	570	1450	680	2000	1220	820	680	780	757	
Sc	21.0	6.00	21.5	1.00	21	0.7	20.5	0.50	2.50	22.0	14.0	17.0	18.0	
V	310	150	320	38.0	310	30.0	275	19.0	50.0	310	235	262	290	
Cr	178	20.0	180	2.50	220	3.00	290	2.00	21.0	225	89.0	109	152	
Co	44.0	18.0	45.0	3.00	46.0	2.50	42.0	4.00	7.50	41.0	31.0	36.0	39.0	
Ni	116	16.0	90.0	2.00	132	2.00	130	2.00	13.0	92.0	46.0	58.0	81.0	
Y	31.5	38.0	33.0	34.0	32.0	32.0	30.0	31.0	30.0	35.0	35.0	35.5	33.0	
Zr	294	312	285	659	296	580	260	395	385	290	365	350	328	
Hf	7.25							6.53		7.02			8.18	
Nb	64.0	68.4	60.0	142	64.0	149	64.0	119	130	60.0	83.5	72.0	75.9	
La	61.5	58.8	56.0	122	61.0	130	65.0	116	120	59.0	80.0	75.0	70.5	
Ce	126	122	117	215	125	217	134	176	196	124	161	152	144	
Nd	61.0	55.9	63.0	75.0	64.0	69.0	59.0	54.0	63.0	65.0	72.0	70.0	69.0	
Sm	11.2	10.4	12.0	11.3	12.0	10.4	10.7	7.35	9.60	12.4	12.8	12.6	12.0	
Eu	3.20	3.00	3.46	3.07	3.32	2.76	3.10	3.00	2.68	3.50	3.65	3.89	3.43	
Gd	9.50	9.00	9.80	8.40	9.60	7.20	9.05	8.65	6.60	10.2	10.1	11.1	9.45	
Tb	1.24							1.22		0.93			1.29	
Dy	6.50	6.32	7.00	6.15	6.75	5.55	6.25	4.25	5.20	7.20	7.20	7.35	6.70	
Ho	1.14							1.12		0.96			1.20	
Er	2.80	2.72	2.90	3.20	2.80	3.00	2.80	2.35	2.60	3.00	3.10	3.50	3.00	
Yb	2.06	2.03	2.05	2.30	2.10	2.70	2.08	2.24	2.47	2.22	2.32	2.32	2.10	
Th	8.00	7.72	6.30	23.1	7.20	24.3	8.35	18.0	19.0	7.20	10.6	9.60	10.0	
U	1.61							1.68		4.06			2.01	
Pb	2.58							4.00		9.97			4.43	
Ta	4.09							7.92					4.60	

Table 2: Major and trace element of Ua Pou samples (continued)

ech type	basaltic to intermediate lava flow pile			upper phonolitic flows and phonolitic protrusions											
	UP81 bas.amp	UP86 teph.	UP93 bas.	UP123 tr. basalt	UP11 ph. A	UP12 ph. C	UP13 ph. C	UP14 ph. C	UP26 ph. D	UP31 ph. D	UP38 tra.	UP44 tra.	UP50 ph. A	UP53 ph. B	UP59 ph. B
SiO2	48.10	48.80	43.20	46.75	57.60	54.40	53.90	53.50	55.40	55.60	61.00	63.00	55.50	57.90	58.40
TiO2	2.70	2.46	3.89	2.86	0.74	0.33	0.52	0.52	0.32	0.26	0.84	0.47	0.30	0.28	0.40
Al2O3	17.20	17.00	14.86	16.10	19.65	21.45	21.40	21.40	21.70	21.00	17.65	17.80	19.60	20.45	20.01
Fe2O3*	9.45	8.50	13.55	11.15	3.45	3.88	3.52	3.57	3.05	3.02	5.01	2.58	2.98	2.95	2.65
MnO	0.17	0.18	0.21	0.20	0.13	0.22	0.16	0.16	0.18	0.24	0.08	0.08	0.20	0.17	0.16
MgO	3.33	2.96	5.26	4.28	0.74	0.16	0.48	0.59	0.31	0.10	0.73	0.41	0.73	0.20	0.29
CaO	7.10	6.40	9.75	8.70	2.38	1.50	2.10	2.20	1.35	0.78	1.67	1.07	2.38	1.15	1.47
Na2O	5.30	4.55	4.06	4.01	5.42	9.90	7.30	8.05	10.00	11.10	6.30	6.40	6.36	8.45	7.92
K2O	1.50	2.41	1.22	0.93	6.55	7.00	6.86	6.80	6.45	5.88	4.77	6.14	6.36	6.98	6.72
P2O5	1.00	0.72	0.91	0.75	0.12	0.04	0.10	0.10	0.05	0.03	0.43	0.13	0.04	0.04	0.05
LOI	3.75	4.89	2.52	4.20	2.72	1.06	3.44	2.63	1.04	1.32	1.42	1.49	4.85	1.37	1.26
total	99.60	98.87	99.43	99.93	99.50	99.94	99.78	99.52	99.85	99.33	99.42	99.57	99.30	99.94	99.33
hy											6.6				
ol	10.06	9.22	12.40	11.91	4.01	2.30	2.83	1.86	1.87	2.52		2.18	2.73	1.88	1.03
ne	5.21	2.16	9.25	1.04	6.02	32.28	23.56	28.82	30.96	27.94		0.42	13.86	21.78	19.27
ac						1.68			1.33	1.30				1.27	1.16
q											0.65				
Rb	170	147	81.0	58.0	228	235	261	206	320	389	355	172	274	278	253
Sr	1310	1150	1110	1300	1160	149	1325	1255	203	92.0	102	36.0	134	350	100
Ba	1080	980	840	1110	1550	50.0	1530	1490	166	80.0	75.1	25.0	57.0	68.0	85.0
Sc	7.40	6.50	17.0	14.0	0.50	0.10	0.20	0.20	0.00	0.10	2.50	2.30	0.00	0.10	0.30
V	165	134	295	205	29.0	2.50	11.5	12.5	6.0	5.00	21.0	3.00	3.50	3.50	11.5
Cr	23.0	24.0	57.0	125	4.00	3.00	3.00	3.00	2.0	2.00	3.00	2.50	3.00	3.00	3.00
Co	18.0	14.0	37.0	30.0	2.00	0.50	1.50	2.00	1.0	0.50	2.00	0.50	0.30	0.00	0.50
Ni	14.0	14.0	47.0	50.0	2.50	2.00	2.50	2.00	1.0	1.00	5.00	1.50	1.50	2.00	2.00
Y	42.5	36.5	35.5	39.0	19.0	30.5	26.5	24.0	27.5	48.0	33.5	41.0	23.0	22.0	20.5
Zr	454	500	333	390	630	580	355	380	942	1650	1796	800	890	962	955
Hf											31.4				
Nb	107	103	84.0	90.0	109	159	123	123	204	360	363	143	134	141	150
La	103	97.0	80.0	91.0	94.0	140	117	112	144	215	202	138	135	142	117
Ce	202	187	162	174	149	214	173	177	210	281	253	242	190	202	164
Nd	86.0	79.0	75.0	78.0	40.0	54.0	51.0	50.0	44.0	65.0	62.0	82.0	38.0	40.0	34.0
Sm	13.7	12.8	13.0	12.9	5.30	7.15	6.80	7.05	5.45	8.70	7.83	12.9	4.50	4.65	4.10
Eu	3.90	3.57	3.68	3.71	1.51	1.57	2.00	1.98	1.30	1.74	1.60	1.80	0.99	0.97	0.89
Gd	10.8	9.90	10.2	10.2	3.80	5.00	5.00	4.60	4.60	7.20	6.34	8.70	3.15	3.40	3.10
Tb											1.05				
Dy	7.45	7.20	7.40	7.40	2.95	4.65	3.90	3.80	3.90	6.50	6.20	7.10	3.05	3.10	2.70
Ho											1.36				
Er	3.70	3.30	3.30	3.50	1.85	2.90	2.00	2.25	2.60	4.50	4.22	2.90	2.30	2.00	1.80
Yb	2.64	2.60	2.30	2.65	1.86	3.05	1.92	2.00	2.40	4.84	4.70	3.75	2.67	2.78	2.41
Th	14.9	16.1	10.5	11.7	23.5	26.2	17.8	18.3	51.5	85.0	85.5	21.8	36.0	38.7	34.0
U											18.8				
Pb											36.3				
Ta											17.5				

Table 2: Major and trace element of Ua Pou samples (continued)

		upper phonolitic flows and phonolitic protrusions													
ech	type	UP61	UP64	UP69	UP72	UP75	UP85	UP94	UP95	UP10	D.L.	BE-N ^a	BE-N ^b	BHVO ^a	BHVO ^b
		ph. D	ph. A	ph. C	ph. B	ph. B	ph. A	tra.	ph. C	ph. C		8			
	SiO ₂	53.80	57.00	55.50	57.50	57.40	57.50	61.20	54.60	55.00		38.10	38.2		
	TiO ₂	0.18	0.31	0.22	0.30	0.48	0.85	0.67	0.32	0.30		2.60	2.61		
	Al ₂ O ₃	20.10	20.10	21.80	20.30	20.25	19.50	18.00	21.10	20.90		10.05	10.07		
	Fe ₂ O ₃ *	3.88	3.03	2.51	2.98	3.02	4.00	3.57	3.88	3.65		12.79	12.84		
	MnO	0.30	0.20	0.18	0.20	0.18	0.17	0.17	0.22	0.23		0.20	0.20		
	MgO	0.68	0.53	0.13	0.54	0.55	0.56	0.70	0.14	0.33		13.20	13.15		
	CaO	1.53	1.32	1.42	1.50	1.57	2.08	1.58	1.54	1.22		14.08	13.87		
	Na ₂ O	8.65	6.50	9.90	7.60	7.70	4.96	5.82	9.60	9.75		3.25	3.18		
	K ₂ O	5.48	6.82	6.90	6.75	7.10	6.75	6.45	6.93	6.80		1.41	1.39		
	P ₂ O ₅	0.03	0.04	0.04	0.04	0.06	0.13	0.16	0.05	0.03		1.03	1.05		
	LOI	5.02	4.10	1.01	2.02	1.59	2.76	1.05	1.48	1.73					
	total	99.65	99.95	99.61	99.73	99.90	99.26	99.37	99.86	99.97					
	hy	5.54	3.94	0.82	2.21	3.86	4.61	3.64	2.22	2.89					
	ol	25.76	12.88	31.13	19.33	21.74	3.27	1.74	30.47	28.85					
	ac	0.27				0.45			1.68	1.59					
	q														
	Rb	322	255	300	274	230	189	177	159	233	0.5	47	47	9.20	8.53
	Sr	44.0	96.0	87.0	67.0	100	748	216	192	130	0.5	1363	1370	399	371
	Ba	1.00	12.0	50.0	13.0	30.0	1330	700	621	44.0	1	1035	1025	133	129
	Sc	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.30	1.30	0.00	0.00	0.1	22	22		
	V	1.50	4.50	7.00	4.00	9.00	16.0	18.0	3.00	4.00	1	240	235		
	Cr	2.00	2.00	4.00	2.00	2.00	2.00	2.50	2.00	2.50	1	365	360		
	Co	0.00	0.50	0.00	0.00	0.00	1.50	2.00	0.50	0.74	1	61	60		
	Ni	1.50	2.00	2.00	1.00	1.50	1.50	3.00	1.00	1.50	1	272	267		
	Y	46.0	25.5	16.0	24.5	24.5	32.0	32.5	30.1	27.9	0.3	29.5	30		
	Zr	910	985	885	950	845	600	760	771	551	1	262	260	28.0	26.3
	Hf								14.7	10.1				184	174
	Nb	260	155	109	149	163	136	132	138	162	0.5	105	105	4.49	4.55
	La	205	146	114	139	124	115	112	104	142	0.5	83	82	19.7	19.4
	Ce	308	212	144	207	194	206	194	179	220	1.5	152	152	15.5	15.3
	Nd	70.0	45.0	22.5	45.0	44.0	69.0	61.0	53.9	49.0	0.6	67	67	38.0	36.8
	Sm	9.45	5.55	2.45	5.50	5.30	9.70	8.60	7.66	7.10	0.6	12.2	12.2	24.7	23.8
	Eu	1.92	1.15	0.59	1.16	1.18	2.76	2.12	1.96	1.57	0.1	3.6	3.6	6.17	6.04
	Gd	7.15	3.90	2.00	3.75	3.75	7.30	5.85	5.53	5.15	1	10.1	9.7	2.06	2.02
	Tb								0.89	0.85				6.22	6.25
	Dy	6.85	3.65	1.80	3.45	3.35	5.65	5.15	4.85	4.49	0.3	6.3	6.4	0.95	0.93
	Ho								0.98	0.85				5.25	5.00
	Er	4.35	2.30	1.40	2.20	2.30	3.00	2.95	3.00	2.63	0.6	2.7	2.5	1.00	0.96
	Yb	4.72	2.80	2.14	2.70	2.65	2.65	2.90	2.80	2.94	0.1	1.8	1.8	2.56	2.55
	Th	53.5	35.6	38.1	34.3	30.3	23.2	22.8	22.7	27.0	0.3	10.4	10.4	1.98	1.91
	U								5.03	5.82				1.25	1.21
	Pb								9.60	15.7				0.41	0.41
	Ta								9.94	10.6				2.05	1.95

Table 2: Major (weight %) and trace (ppm) element analyses of Ua Pou samples. Samples were analysed by ICP-AES (Brest) for major and trace elements. For some samples, trace element were analysed by ICP-MS (Grenoble) to obtain Pb and U contents.

ICP-AES Major elements: relative standard deviation is ca. 1% for SiO₂ and 2% for the other major elements except for low values ($\leq 0.50\%$) in which the standard deviation is $\pm 0.01\%$.

Trace elements: relative standard deviation is ca. 5% for all the trace elements except for Sr (ca. 2%).

D.L.: detections limits in ppm; BE-N^a: results for the GIT-IWG reference material BE-N analysed together with Ua Pou samples; BE-N^b: recommended values in Govindaraju & Roelandts (1993).

ICP-MS: BHVO^a: reference value to calculate samples contents; BHVO^b: measured values.

bas.: basanite (amphibole-free), bas.amp: basanite (amphibole bearing), teph.: tephrite, tr. basalt: trachybasalt (hawaiite), tp.: tephriphonolite, tp. C: Group C tephriphonolite, ben.: K-benmoreite, tra.: trachyte, ph. A: Group A phonolite, ph. B: Group B phonolite, ph. C: Group C phonolite, ph. D: Group C phonolite.

Non-peralkaline phonolites are usually porphyritic and present a fluidal texture. Amphibole (almost always destabilised) and K-feldspar are their most abundant phenocrysts. They are accompanied by minor amounts of clinopyroxene, titanite, plagioclase and titanomagnetite. Groundmass minerals are mainly K-feldspar, plagioclase and titanomagnetite. In addition, idiomorphic nepheline and sometimes rare aegyrin augite occur in their groundmass.

Peralkaline phonolites (with $(Na+K)/Al > 1$) are always porphyritic and belong to three petrographic types. The first one contains abundant K-feldspar phenocrysts together with some destabilized amphibole, very scarce clinopyroxene and titanite phenocrysts. Groundmass minerals are K-feldspar, aegyrin augite, idiomorphic nepheline and sodalite. The second type contains only K-feldspar phenocrysts, together with clusters of aegyrin augite and titanomagnetite microphenocrysts, and K-feldspar, nepheline, sodalite, aegyrin augite and rare titanomagnetite as groundmass minerals. The third type is almost identical to the second but for the occurrence of numerous idiomorphic nepheline microphenocrysts, clusters of aegyrin augite and sodalite microphenocrysts, and lack of titanomagnetite. Aegyrin augite crystals generally underline the fluidality planes and tend to mould the phenocrysts.

Mineralogical features

Olivines

Olivine phenocrysts from olivine tholeiite and basanites display relatively large compositional variations from Fo₈₈ to Fo₆₈ for the former and from Fo₈₈ to Fo₇₂ for the latter. Olivine phenocrysts are commonly rimmed by iddingsite. Sometimes, iddingsite is in turn rimmed by fresh olivine, a feature which indicates the magmatic character of the oxidation (High Temperature Iddingsite; Goff, 1996; Caroff *et al.*, 1997).

Clinopyroxenes

Fig. 4 and Table 3 show that clinopyroxene phenocrysts are augitic in olivine tholeiite and either fassaïtic or diopsidic in basanites, tephrites and tephriphonolites. They display chemical zoning

with increasing Ti from their cores to their rims. Fassaïtes (Table 4) are typical of highly silica-undersaturated, generally potassic, alkaline lavas (Vicat & Pouclet, 1995). Clinopyroxene phenocrysts are diopsidic in K-benmoreites and trachytes. Fassaïte, diopside, hedenbergite and aegyrinic augite occur in non-peralkaline phonolites and hedenbergite and aegyrinic augite in peralkaline phonolites. Hedenbergite generally occurs in evolved lavas (characterised by low Mg numbers) and has not been found together with aegyrinic augite.

Feldspars and feldspathoids

Plagioclase phenocrysts occur in all kinds of lavas with the exception of tholeiite, basanites (where they represent only groundmass minerals) and peralkaline phonolites. They are usually unzoned and their composition is largely variable (An 70-35) within the basanites (Table 3 and Fig. 5), tephriphonolites and K-benmoreites. They are more sodic in non-peralkaline phonolites (An40-28) and trachytes (An15) with respect to the former types. In some intermediate lavas, plagioclase phenocrysts are partly resorbed and show petrographic evidence for disequilibrium with their host rock. In some non-peralkaline phonolites, cores of plagioclase (An30) are rimmed by anorthoclase. Groundmass anorthoclase is observed within tephriphonolites and K-benmoreites and anorthoclase phenocrysts occur in both types of phonolites and trachytes (Fig. 5). Anorthoclase and soda sanidine are the prominent phenocrysts of peralkaline phonolites.

Groundmass nepheline occurs in all kinds of lavas with the exception of K-benmoreites and trachytes. Idiomorphic nepheline microphenocrysts are present in both types of phonolites and can be very abundant in some peralkaline ones together with microphenocrysts of sodalite (Table 4).

Fe-Ti oxides

The studied lavas contain exclusively titanomagnetite with the exception of one basanite where both titanomagnetite and hemoilmenite occur in the groundmass. The olivine tholeiite sample UP33 contain exclusively hemoilmenite microcrysts (ilm88-86). Titanomagnetite phenocrysts often display exsolution features. Their ferric iron contents increase progressively from basanites and tephrites (usp70-45), towards phonolites (usp45-32) where they are uncommon, through K-benmoreites and trachytes (usp62-48) and tephriphonolites (usp55-35). Groundmass titanomagnetites are richer in ferric iron than the corresponding phenocrysts.

The coexistence in basanite UP19 of groundmass titanomagnetite and hemoilmenite apparently devoid of post-magmatic re-equilibration features might allow the evaluation of temperatures and oxygen fugacities according to Spencer & Lindsley's (1981) version of the iron-titanium oxide geothermometer. Hemoilmenite (ilm98-94) and titanomagnetite (usp55-45) compositions were combined using the procedure described by D'Arco *et al.* (1981). The corresponding results range from T=550 to 820 °C and log f_{O_2} = -25 to -15. Groundmass equilibration oxygen fugacities fall below the fayalite-magnetite-quartz (FMQ) buffer but temperatures are obviously too low for magmatic conditions.

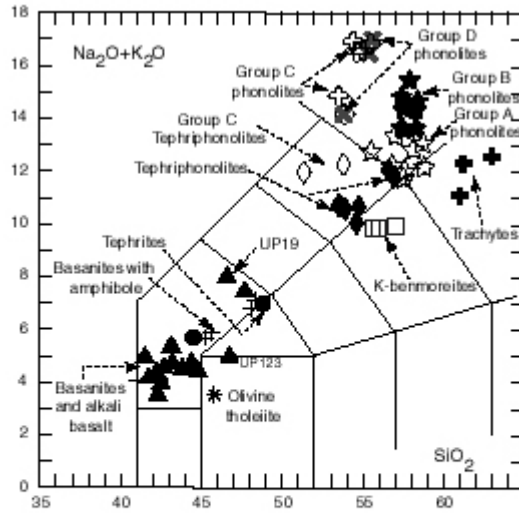


Fig. V.3.: Total-Alkali-Silica (TAS) discrimination diagram for Ua Pou lavas. The fields are from Le Bas *et al.* (1986).

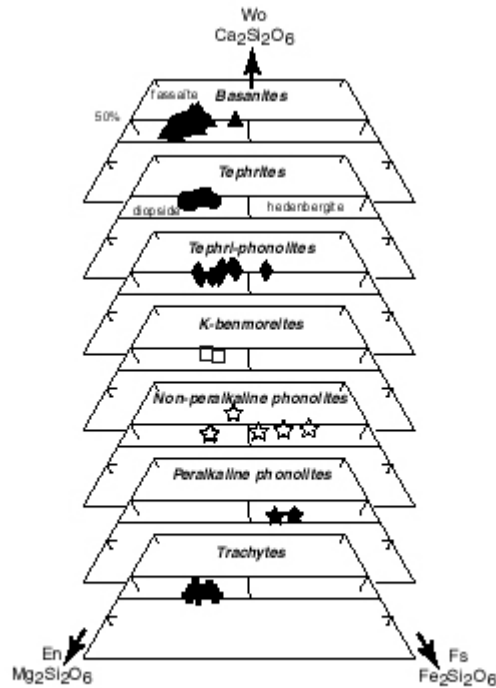


Fig. V.4.: Plot of Ua Pou clinopyroxenes in a Ca-Mg-Fe²⁺+Mn diagram (from Morimoto *et al.*, 1988).

Table 3: Summary of petrologic data

	olivine tholeiite	basanite	tephrite	tephri- phonolite	non- peralkaline phonolite	peralkaline phonolite	K-benmoreite	trachyte
olivine	+++Fo 88-68+++ ---n.d.----- +++augite+++	+++Fo 88-72+++ ---n.d.----- +++fasp., diop.++	++++n.d.+++++ ---n.d.----- +++fasp., diop.++	+++fasp., diop.++ ---diop.-----	fasp., diop., hed. ---diop., hed.---	+++++hed.+++++	+++diop.+++ ---diop.---	+++diop.++++ ---diop.-----
Ca pyroxene	---	---	---	---	---	---	---	---
Na pyroxene	---	---	---	---	---	---	---	---
amphibole	---	+++horn., kaer.++	+++kaer.+++	+++kaer.+++	---n.d.----- +++++n.d.+++++	---aug. aeg.----- +++++n.d.+++++	+++kaer.+++	+++kaer.+++
ilmenite	---	---	---	---	---	---	---	---
magnetite	---	---ilm 98-94-- +++usp 70-45+++ ---usp 55-45---	+++usp 65-45+++ ---n.d.-----	+++usp 55-35+++ ---usp 38-----	+++usp 45+++ ---n.d.----- +++neph.+++++	+++usp 32+++ +++neph.+++++	+++usp 62-48+++ ---usp 48-----	+++usp 55+++ ---usp 55-----
feldspathoide	---	---	---	---	---	---	---	---
plagioclase	---	---neph.----- +++An 70-35+++ ---An 70-45---	---neph.----- +++An 70-35+++ ---n.d.-----	---neph.----- +++An 70-35+++ ---n.d.-----	---neph.----- +++An 40-28+++ ---n.d.-----	---neph., sod.--- +++An 60-49+++ ---n.d.-----	+++An 60-49+++ ---n.d.-----	+++An 15+++ ---n.d.----- +++anor+++ ---anor-----
K-feldspar	---	---	+++apatite+++	---anor.----- +++apatite+++	---anor.----- +++apatite+++	+++anor, san+++ ---anor, san---	+++apatite+++	---anor----- ---inclusion- --
accessory	---	---	---	---	---	---	---	---
titanite	---	---	+++apatite+++	+++apatite+++	+++apatite+++	+++apatite+++	---	---

Table 3: Summary of petrographic data from Ua Pou lavas.

Ph.: phenocrysts and microphenocrysts; Gr.: groundmass minerals; n.d.: no data; fasp.: fassaïte; diop.: diopside; hed.: hedenbergite; aug. aeg.: aegyrinic augite ; horn.: edenitic hornblende; kaer.: kaersutite; ilm: ilmenite; usp: ulvöspinel; neph.: nepheline; sod.: sodalite; An: anorthite; anor: anorthoclase; aenig: aenigmatite; san: sanidine

Amphiboles

The occurrence of amphibole as phenocrysts and microphenocrysts in Ua Pou lavas is systematic (with the exception of a few basanites). They are scarce and show partly resorbed rims in basanites and tephrites, but are very abundant in tephriphonolites, where they systematically contain apatite inclusions and are partially or entirely replaced by titanomagnetite. In phonolites, amphibole is entirely converted to titanomagnetite aggregates preserving its initial shape.

Amphiboles are kaersutitic in basanites, tephrites, tephriphonolites, K-benmoreites and trachytes. Edenitic hornblende occurs also in some basanites (Table 4). Their evolution is consistent with the substitution $\text{Ca}+\text{Al}^{\text{IV}} \Leftrightarrow \text{K}+\text{Na}+\text{Si}$ proposed by Giret *et al.* (1980), which is typical of amphiboles from silica-undersaturated lavas.

Table 4 : Selected mineral analyses from Ua Pou samples

rock type sample position analysis # nature	bas. UP9 C #9.69 fassaïte	ph. c UP14 C #14.62 hedenbergite	ph. b UP76 G #76.99 aug. aeg.	bas. UP19 C #19.123 horn. ede.	tp. UP80 C #80.9 kaersutite	ph. b UP59 G #59.14 sodalite	tp. UP51 G #51.28 apatite	ph. c UP31 G #31.10 aenigmatite	tp. c UP56 C #56.10 carbonate
SiO ₂	42.80	46.65	48.39	44.34	38.09	38.38	0.48	39.79	0.00
TiO ₂	5.25	2.09	0.49	4.27	6.23	0.00	0.12	4.38	0.00
Al ₂ O ₃	9.48	2.48	0.87	8.02	12.90	30.96	0.04	0.83	0.00
Fe ₂ O ₃	2.29	6.14	6.69	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	5.58	14.51	15.93	8.94	13.54	0.81	0.76	39.46	1.09
MnO	0.02	1.50	3.08	0.16	0.22	0.00	0.05	3.06	2.29
MgO	10.63	4.09	2.75	15.73	10.27	0.00	0.06	0.22	0.48
CaO	22.36	21.47	18.08	11.27	12.14	0.05	54.07	0.20	56.87
Na ₂ O	0.58	1.47	2.42	3.43	2.35	25.30	0.09	7.42	0.03
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	1.33	1.78	0.07	0.08	0.04	0.00
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	43.67	0.02	0.05
total	98.99	100.40	98.70	97.49	97.52	95.57	99.42	95.46	60.81
Ce ₂ O ₃	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	1935
La ₂ O ₃	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	3514

Table 4: Selected mineral analyses from Ua Pou samples.

Ce₂O₃ and La₂O₃ in ppm, other oxydes in weight %. C: core of phenocryst or microphenocryst; G: groundmass mineral, aug. aeg.: aegyrinic augite, horn. ede.: edenitic hornblende

GEOCHEMICAL RESULTS

Major elements

Most of the samples analysed (Table 2) are relatively fresh, as shown by loss on ignition (LOI) values ranging usually from 0.7 to 3 %. However, some samples display evidence of post-magmatic alteration as indicated by the occurrence of secondary calcite, zeolites and iddingsite. Their LOI range from 3 to 5 %. Samples with LOI > 5% are not considered in this study.

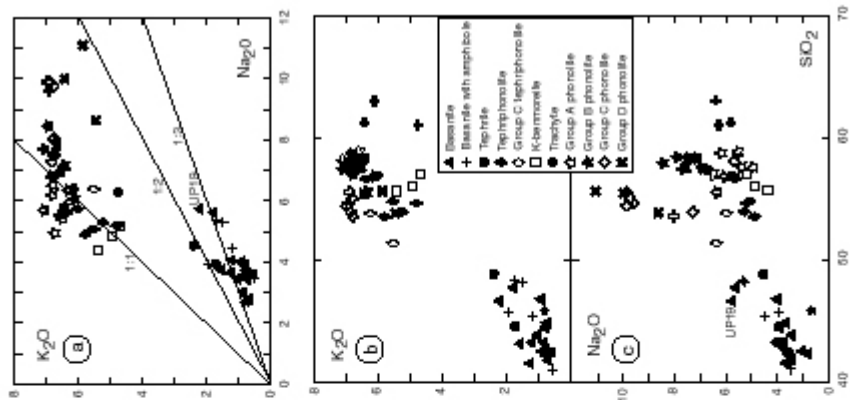


Fig. V.6.: a: K_2O vs Na_2O diagram; b and c: Alkalies-Silica plots of Ua Pou lavas.

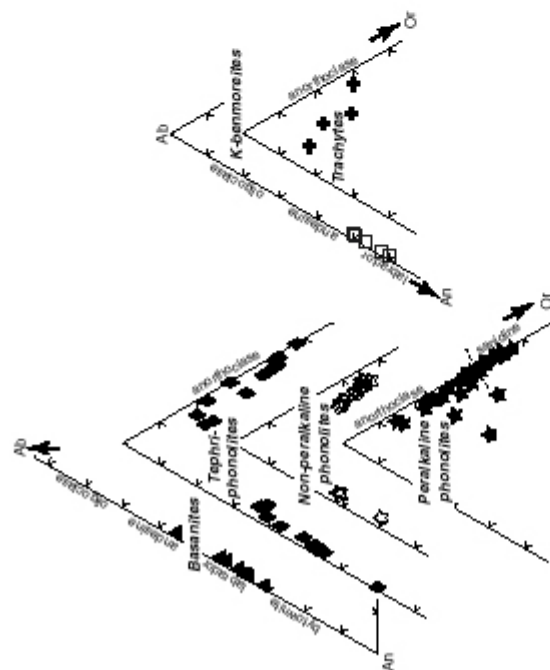


Fig. V.5.: Plot of Ua Pou feldspars in An-Ab-Or diagram.

In most major element diagrams, e.g. the TAS (Fig. 3) and the K_2O-SiO_2 and K_2O-Na_2O plots (Fig. 6a and 6b), our data set shows an obvious gap between the mafic and intermediate/evolved lava groups, which is evidenced by the lack of phonotephrites and basaltic trachyandesites (mugearites). It corresponds to a SiO_2 gap of 2.5 % and to a rather remarkable shift in K_2O from 2.4% to 4.7%. In addition, the two groups present very contrasted K_2O/Na_2O ratios (Fig 6a), significantly lower than 1:2 (commonly 1:3 to 1:4) for mafic lavas and higher than 1:2 (usually close to unity) for intermediate/evolved lavas. Our data are generally consistent with those of Bishop & Woolley (1973), although these authors described Ua Pou volcanic association as a continuous alkali basalt-trachyte-phonolite series.

The Harker diagrams for major elements (not shown) display, besides the Daly gap discussed above, rather continuous decreases of TiO_2 , total iron, MgO , CaO and P_2O_5 for increasing SiO_2 contents. Al_2O_3 decreases within the phonolitic group, which displays a wide range of Na_2O contents from ca. 5% to more than 11% (Fig. 6c). Some phonolites analyses display sums of alkalis higher than 16% (Table 2 and Fig. 3), values unmatched in the South Pacific as already pointed out by Bishop & Woolley (1973).

Trace elements

Compatible trace element contents of most Mg-rich basanites ($MgO > 8\%$) fit the range predicted for basaltic magmas in equilibrium with a lherzolitic source, e.g. $Co = 50$ to 70 ppm and $Ni = 200$ to 500 ppm (Allègre *et al.*, 1977; Villemant *et al.*, 1981). They rapidly decrease within the mafic lava group with increasing SiO_2 contents.

Incompatible multielement patterns normalised to the Primitive Mantle of Sun & McDonough (1989) are shown in Fig. 7 for selected lavas. The tholeiitic sample UP 33 differs from all others by its relatively flat pattern, which is similar to those of previously analysed samples from the same unit (Duncan *et al.*, 1986; Dupuy *et al.*, 1987; Fig. 7a). Basanites display patterns with fractionated rare earth element (REE) spectras and strong negative anomalies in Pb and K (Fig. 7b). Tephrites show quite similar patterns, with less pronounced negative K anomalies. MREE are more fractionated in tephriphonolites than in the former types. Tephriphonolites also display higher contents of the most incompatible trace element without noticeable negative anomalies in K and Pb, together with clear negative P and Ti anomalies and heavy REE (HREE) and Y contents lower than those of basanites and tephrites (Fig. 7b). Patterns of K-benmoreites and trachytes shown in Fig. 7c are rather similar patterns, with the exception of Ba, Sr, P and Ti which display strong negative anomalies in trachytes. Selected patterns of phonolites are shown in Fig. 7d and 7e. They present very spiky shapes with variable but pronounced negative anomalies in Ba, K, Sr, P and Ti. Their REE are heavily depleted relative to Zr and Hf.

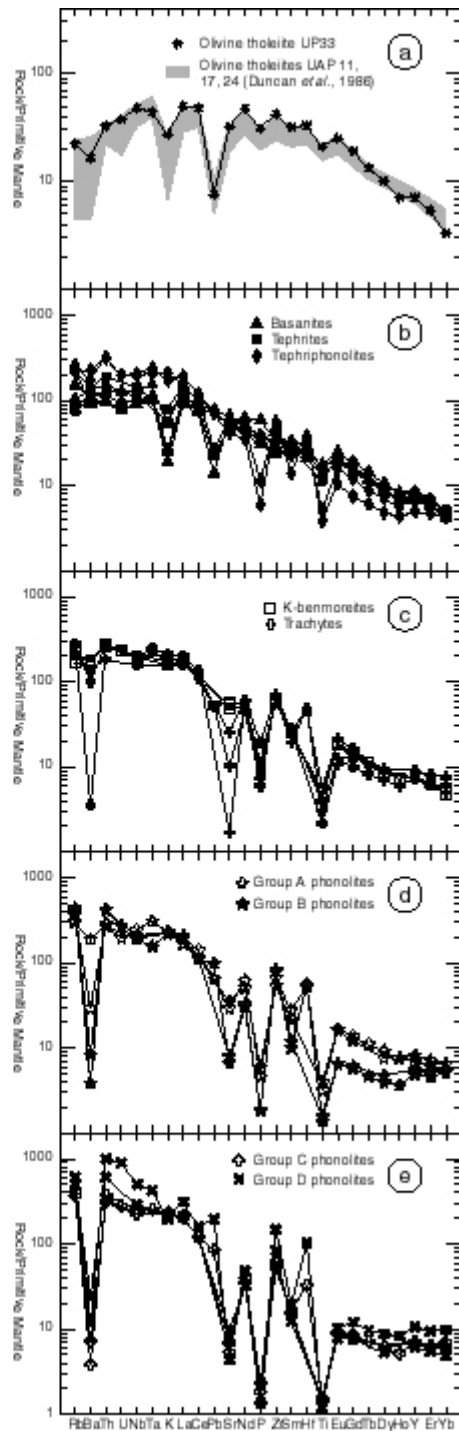


Fig. V.7.: Primitive mantle-normalised trace element patterns of selected Ua Pou samples. Normalisation values from Sun & McDonough (1989).
 a: tholeiite UP33 shown together with previously published tholeiites UAP 11, 17 and 24 (Duncan *et al.*, 1986; Dupuy *et al.*, 1987);
 b: selected basanites, tephrites and tephriphonolites;
 c: K-benmoreites and trachytes;
 d: Group A phonolites (UP8 and UP85) and Group B phonolites (UP76 and UP119);
 e: Group C phonolites (UP12, UP95 and UP108) and Group D phonolites (UP26 and 31).

Plots of selected incompatible trace elements against Th contents and MgO/(MgO+FeO*) ratio are shown in Fig. 8. Th increases quite regularly in the Ua Pou series without important gap (except within the most evolved phonolitic magmas). However, the patterns of trace elements against Th do not traduce the successions of petrographic types defined using the TAS classification (e.g., the Th contents of some tephriphonolites or phonolites are equivalent to those of some basanites). The ratio MgO/(MgO+FeO*) seems to be a better indicator of differentiation as it reflects the petrographic succession with the exception of the most evolved phonolites, very poor in MgO. These plots show features usually considered as consistent with fractionation-related processes. For instance, Nb and La show rough positive correlations with Th and negative correlations with MgO/(MgO+FeO*) whereas Sr, Ba and Eu increase then decrease like in most series where feldspar fractionation plays an important role. Plots of Th and Zr against MgO/(MgO+FeO*) show generally negative correlations but some samples plot well below the mean trend.

Sr Nd Pb isotopes

Sr, Nd and Pb isotopic data are given in Table 5, together with standard values, and plotted in Fig. 9. Ua Pou lavas display a large isotopic heterogeneity. They plot within or near the previously determined Ua Pou field in the $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diagrams (Fig. 9). Olivine tholeiite UP33 is the least radiogenic in $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.702871), the most radiogenic in $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (20.142) and plots close to the HIMU end-member as already described for similar samples (Dupuy *et al.*, 1987). The alkaline lavas are rather homogeneous in $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ whereas their $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ compositions vary between DMM and EM II end-members. The Sr-Nd-Pb compositions of most of the intermediate and evolved lavas (e.g. phonolite UP8; Fig. 9) are nearly identical to that of the mafic lavas. However, the isotopic compositions of other intermediate/evolve lavas deviate significantly from the field of the mafic lavas. For instance, trachyte UP94, tephriphonolite UP56 and phonolite UP95 are less radiogenic in $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ than the basalts and are displaced towards the HIMU end-member. Other phonolites are enriched (UP76) or depleted (UP31) in radiogenic $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and deviate from the mafic lava field towards the EM II and DMM end-members respectively.

Intermediate and evolved lava types

Four groups of intermediate and evolved silica-undersaturated lavas have been recognised according to their Sr-Nd-Pb isotope signatures and major and trace element features.

The first group (Group A) corresponds to tephriphonolites and non-peralkaline phonolites. It corresponds to the lavas plotting within the upper trend in the Zr *versus* Th diagram (Fig 8), which are characterised by regular variations of major and trace elements together with isotopic signatures identical to those of the basanites (Fig. 9).

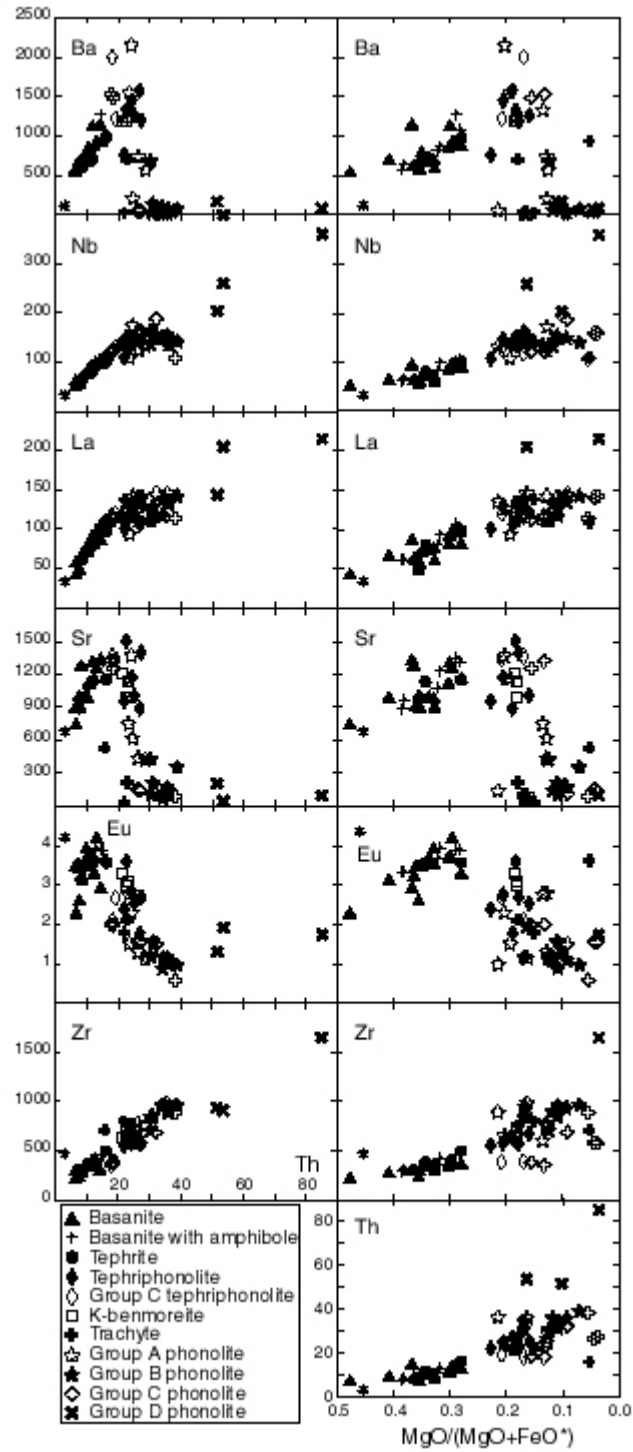


Fig. V.8.: Variation of some trace elements (ppm) plotted against Th and MgO/(MgO+FeO*).

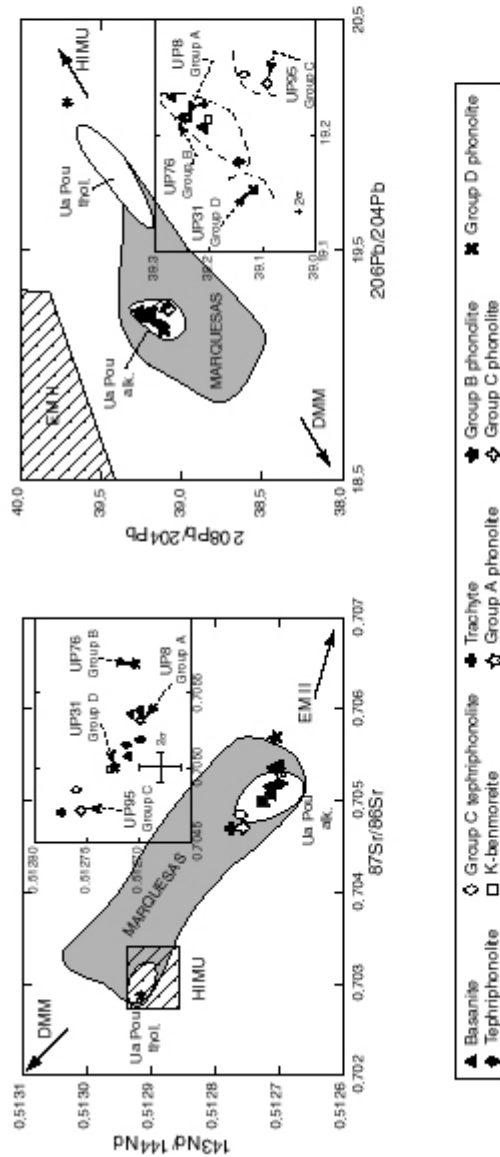


Fig. V.9. : $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ isotope diagram showing Ua Pou data (see Table 5) compared with previously published data for Ua Pou (Vidal *et al.*, 1984; Duncan *et al.*, 1986; Dupuy *et al.*, 1987; Vidal *et al.*, 1987; Kogiso *et al.*, 1997) and the Marquesas (Vidal *et al.*, 1984; Duncan *et al.*, 1986; Dupuy *et al.*, 1987; Vidal *et al.*, 1987; Woodhead, 1992; Desonis *et al.*, 1993; Coffen *et al.*, 1995; Caroff *et al.*, 1995; 1999; Le Dez *et al.*, 1996; Kogiso *et al.*, 1997). The position of the DMM, EM II and HIMU end-members are from Hart (1984) and Hart & Zindler (1989). Inset: relative positions of Ua Pou samples (except the little UP33). Analysed Groups A, B, C and D phonolites are detailed.

Table 5: Isotopic data from Ua Pou samples

Ech.	type	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mes.	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ cor.	$2\sigma_M$ (*10 ⁻⁶)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$2\sigma_M$ (*10 ⁻⁶)	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$2\sigma_M$ (*10 ⁻⁴)	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$2\sigma_M$ (*10 ⁻⁴)	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$2\sigma_M$ (*10 ⁻⁴)
UP33	th.ol	0.702871	0.702868	± 7	0.512916	± 10	20.142	± 49	15.554	± 49	39.717	± 49
UP9	bas.	0.705359	0.705353	± 9	0.512708	± 8	19.216	± 16	15.617	± 24	39.240	± 30
UP54	bas.	0.705075	0.705069	± 10	0.512711	± 13	19.208	± 26	15.619	± 32	39.209	± 36
UP54d	bas.	0.705070	0.705064	± 9	0.512714	± 11	19.212	± 33	15.603	± 44	39.188	± 48
UP82	bas.	0.705386	0.705376	± 8	0.512699	± 7	19.234	± 20	15.627	± 22	39.270	± 27
UP66	ben.	0.704988	0.704975	± 10	0.512727	± 3	19.215	± 32	15.608	± 37	39.201	± 37
UP56	tp.	0.704849	0.704838	± 11	0.512760	± 13	19.254	± 28	15.597	± 36	39.135	± 43
UP17	tp.	0.705188	0.705175	± 10	0.512699	± 3	19.178	± 27	15.600	± 34	39.144	± 44
UP80	tp.	0.705152	0.705106	± 10	0.512713	± 3	19.208	± 21	15.612	± 26	39.212	± 27
UP8	ph.	0.705363	0.705318	± 13	0.512699	± 3	19.216	± 41	15.616	± 43	39.242	± 44
UP76	ph.	0.705909	0.705693	± 12	0.512705	± 4	19.216	± 22	15.618	± 28	39.248	± 30
UP95	ph.	0.704893	0.704710	± 11	0.512756	± 13	19.246	± 32	15.593	± 44	39.092	± 53
UP31	ph.	0.705448	0.704996	± 11	0.512724	± 7	19.153	± 44	16.603	± 67	39.117	± 84
UP31d	ph.	0.705425	0.704973	± 11	0.512730	± 3	19.144	± 33	15.593	± 36	39.083	± 40
UP94	tra.	0.704774	0.704697	± 15	0.512773	± 3	19.228	± 32	15.596	± 36	39.209	± 42

Table 5: Isotopic data for Ua pou samples.

For NBS 987 standard, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710257 \pm 11$ (number of analyses = 6); for La Jolla Nd standard, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511999 \pm 6$ (number of analyses = 5). Lead data were normalised using the thallium technique (White *et al.*, 2000) and normalised to NBS 981 values of $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.9373$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.4925$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.7054$. Two duplicates for samples UP54 and UP31 are indicated. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mes.: measured; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ cor.: corrected

The second group (Group B) is exclusively phonolitic, with both non-peralkaline and peralkaline phonolites. Their trace element features are similar to those of Group A, but with lower MREE contents (Fig. 7d). They are also rich in Na₂O, especially the peralkaline phonolites (6.5 < Na₂O < 8 %; Fig. 6c). They plot within the upper trend in the Zr *versus* Th diagram (Fig. 8). The only lava analysed from this group displays the highest $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ of our set together with a $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratio equivalent to that of non-peralkaline phonolites of Group A (Fig. 9).

Group C is composed of tephriphonolites, non-peralkaline and peralkaline phonolites which plot within the alkali-rich and SiO₂-poor trend in the TAS diagram (e.g. SiO₂ = 54-55.5 %, total alkali = 14-16.8 % for phonolites; Fig. 3). They are enriched in Al₂O₃ and in Na₂O (5 < Na₂O < 10 %) and this enrichment increases with differentiation (Fig. 6c). They belong to the trend depleted in Th and Zr (Fig. 8). Their Th/Zr ratios (0.04-0.05; Fig. 10) as well as other ratios of incompatible elements *versus* MgO/(MgO+FeO*) are remarkably constant, with the exception of sample UP69 which might have experienced larger amphibole fractionation (Fig. 11). Tephriphonolite UP56 and phonolite UP95 from this group are the most radiogenic samples of our set in $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and the least radiogenic ones in $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Fig. 9).

Group D corresponds to the three most evolved peralkaline phonolites (Th: 51 to 85 ppm; Fig. 8) which are highly enriched in Na₂O (>8.5 %), Th and Zr, and display the highest Th/Zr (0.05-0.06) ratio of our set (Fig. 10). Sample UP31 from this group is the least radiogenic sample of our set both in $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and in $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Fig. 9).

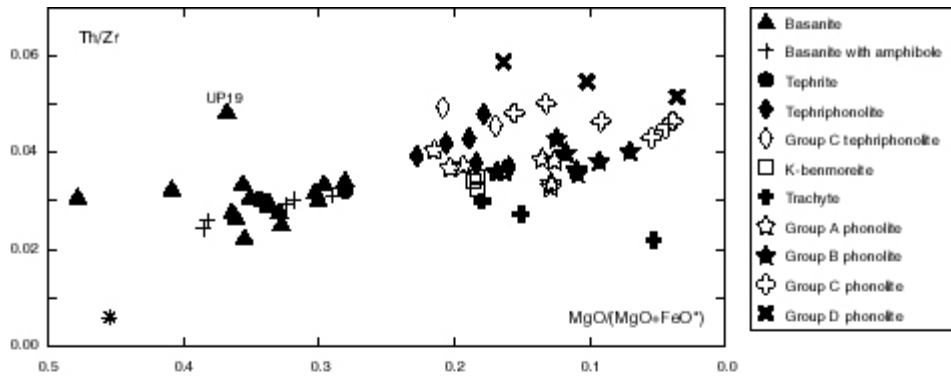


Fig. V.10.: Th/Zr vs. MgO/(MgO+FeO*) diagram.

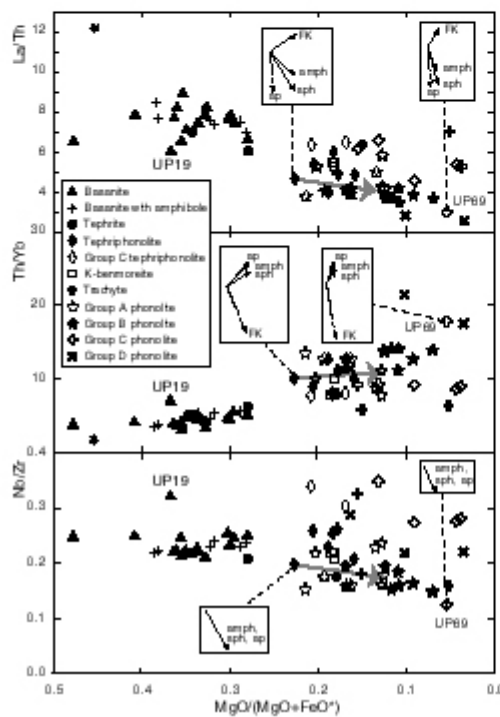


Fig. V.11.: Ratios of incompatible trace elements plotted against MgO/(MgO+FeO*). Grey arrow corresponds to C-SFC modelling applied to the derivation of Group A phonolite UP112 from tephriphonolite UP71. Arrows denote the effects of the fractionation of minerals in equilibrium with the parental liquid.

DISCUSSION

General

As discussed in the introduction, the petrogenetic mechanisms controlling the evolution of basanite-phonolite series (or their mildly silica-undersaturated equivalents, alkali basalt-trachyte series) are widely debated, especially in connection with the still problematic origin(s) of the Daly gap. Most researchers would agree that phonolites can derive from the fractional crystallisation of basanitic magmas. In a somewhat extreme case, both types can occur in single hand samples having experienced vapor-differentiation (Caroff *et al.*, 1999). However, fractional crystallisation models do not explain easily bimodal series, nor associations dominated by evolved lavas.

In the framework of this debate, the Ua Pou series display several specific features which might constrain its petrogenesis:

(1) Given the short geological history of the emerged part of the island and the overlap between the ages of the various units, one can consider that mafic and intermediate/evolved magmas erupted synchronously over a time span of ca. 0.6 m.y. Interestingly, intermediate lava flows (tephriphonolites and K-benmoreites) which are geochemically close to phonolites and trachytes are not associated with them in the field. Indeed, they are interbedded with mafic lavas either within the laharic breccia pile or the mafic/intermediate flow sequence.

(2) The intermediate/evolved lavas are clearly much more abundant (especially the phonolites, which make up 65% of the emerged part of the edifice) than the associated mafic lavas, a very uncommon feature in intra-oceanic islands.

(3) A majority of mafic and evolved lavas share a common isotopic Sr, Nd and Pb signature, which suggests that they derive (directly or not) from a similar enriched mantle source.

(4) The series displays a typical Daly gap (lack of phonotephrites). Some major (K_2O) and trace (Pb) elements exhibit abrupt shifts from mafic to evolved lavas, which seem inconsistent with usual fractionation processes. On the other hand, most major and trace element patterns of Ua Pou lavas recall those of basanite-phonolite series thought to result from fractional crystallisation, as already pointed out by other authors (Bishop & Woolley, 1973; Brousse, 1978).

(5) Finally, the fact that some samples (especially phonolitic) display specific isotopic and trace element signatures suggests that complex open system processes might have controlled their genesis.

Sources of primitive basalts

Major and trace element data allow us to identify two kinds of primitive or near-primitive mafic magmas in Ua Pou. Both are rich in MgO (6-10.25 %), Co (40-60 ppm) and Ni (100-425 ppm). They are olivine tholeiites (sample UP33) and basanites. Two sub-types can be distinguished in the latter group, according to the presence or not of amphibole phenocrysts. We have applied the

empirical relationship proposed by Albarède (1992) to estimate the pressure at which magmas segregate from their source peridotite:

$$\ln P(\text{kbar}) = 5.04 \text{MgO}/(\text{SiO}_2 + \text{MgO}) - 0.12 \text{SiO}_2 + 7.46888 \quad (1)$$

The results range from 1.0-2.5 GPa (30-75 km) for olivine tholeiites (UP33, this study and UAP11 and UAP17, Duncan *et al.*, 1986) to 2.0-3.0 GPa (60-90 km) for basanites. They suggest that the tholeiite source would be shallower (at the limit between spinel lherzolite and garnet lherzolite) than the source of basanites which is likely within the garnet stability field.

The Marquesas OIB are isotopically heterogeneous (Vidal *et al.*, 1984) and the variations of their Sr, Nd and Pb signatures are adequately explained by multicomponent mixing processes involving HIMU, EM II and DMM end-members (Duncan *et al.*, 1986; Dupuy *et al.*, 1987; Vidal *et al.*, 1987). The above workers studied tholeiites and alkali basalts from Ua Pou, the emplacement of which was separated by a 1.25 Ma hiatus according to their data. They showed that the younger alkali basalts derive from a mantle source enriched in the EM II end-member compared with the source of tholeiites. Similar evolutions are found in Hiva Oa and Nuku Hiva where the shield phase is characterized by an important contribution of the DMM end-member and the post-shield phase is characterized by a more important involvement of the EM II end-member (Le Dez *et al.*, 1996). In the island of Ua Pou, no shield or post-shield phases can be observed and the tholeiites (4.00 Ma, sample UP33) display a rather typical HIMU signature characterized by elevated $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (>20.5) and $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ usually thought to result from high $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ (μ) over a period of time greater than 1.5 Ga (Zindler & Hart, 1986; Chauvel *et al.*, 1992).

Parameters $\Delta 7/4\text{Pb}$ and $\Delta 8/4\text{Pb}$ allow to compare Ua Pou tholeiites with other HIMU-type lavas. These parameters denote the percentage vertical deviation in $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ from a line drawn on a $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (or $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) *versus* $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ graph of gradient 0.1084 and intercept 13.491, this line was defined by Hart (1984) as the Northern Hemisphere Reference Line (NHRL) and fits with the Pacific MORB data fields. For olivine tholeiite UP33, the deviations from the NHRL $\Delta 7/4\text{Pb}$ (-12) and $\Delta 8/4\text{Pb}$ (-26) are significantly larger than those obtained by Thirlwall (1997) on similar tholeiites sampled by Duncan *et al.* (1986) but remain respectively lower and higher than typical HIMU lavas (e.g. Tubuai: $\Delta 7/4\text{Pb}$ +1 to -3 and $\Delta 8/4\text{Pb}$ -60 to -90; Rurutu: $\Delta 7/4\text{Pb}$ +3 to -4 and $\Delta 8/4\text{Pb}$ -45 to -90; Thirlwall, 1997). The ratio Nb/U=43 of tholeiite UP33 corresponds to those of HIMU lavas (e.g. Rurutu $20 < \text{Nb}/\text{U} < 50$; Chauvel *et al.*, 1992) whereas the ratio Ce/Pb=60 is higher than those of HIMU lavas (e.g. Rurutu $35 < \text{Ce}/\text{Pb} < 50$; Chauvel *et al.*, 1992; Ce/Pb=39 in St Helena seamount glass; Devey & Hémond, in preparation). OIB samples with such characteristics, i.e. high $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ with negative $\Delta 7/4\text{Pb}$ and $\Delta 8/4\text{Pb}$ and high Ce/Pb, are known to occur especially in Hawaii (Mauna Kea; Lassiter *et al.*, 1996) and the Azores (Terceira; Dupré *et al.*, 1982; Davies *et al.*, 1989). They correspond to a mantle end-member called young HIMU (Thirlwall, 1997). Vidal (1992) and Chauvel

et al. (1992) shown that HIMU sources younger than ca. 1.8 Ga display negative values for parameters $\Delta 7/4\text{Pb}$ and $\Delta 8/4\text{Pb}$.

A two-stage model can be used to estimate the age of closing of the tholeiite source assuming that the source μ must be lower than the magmatic μ ($^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}=37.26$ for UP33), as U is enriched relative to Pb by the mantle melting (Chauvel *et al.*, 1992). Best fit results correspond to ages of the source closing of 1.5 Ga and 1 Ga and to source μ of 20.14 and 23.7, respectively. These results are consistent with theoretical results obtained by Thirlwall (1997) who postulated a source μ of ca. 18-22, the partial melting of which leads to magmatic μ values of ca. 35. The same two-stage model can be applied to Ua Pou alkali basalts. Corresponding ages of closing of the source are significantly older (1 to 2 Ga) and μ values lower ($^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ of 27.2 to 34.8 and source μ of 12.5 for 2 Ga and of 17 for 1 Ga).

Thus, olivine tholeiites of Ua Pou likely derive from a source different that which produced the alkali basalts of the island. The young HIMU signature of the tholeiites indicates the presence of a subducted oceanic crust component recycled into the Marquesan hot spot. Ua Pou is the only island of Marquesas where the HIMU signature is such clearly expressed. It has been also recognised, although more diluted, in the Eiao lavas (Caroff *et al.*, 1995). Olivine tholeiites of Ua Pou could be considered as an end-member of the Marquesas magmas, the mixing of which with DMM and EM II end-members contributes to the large geochemical heterogeneity of the Marquesas archipelago.

Closed system fractional crystallisation

Fractionation within the mafic magma group

The old basanites (intercalated within the breccias) and the recent ones (within the basanitic to intermediate lava flow pile) do not display significant mineralogical or geochemical differences and their Sr-Nd-Pb isotopic ratios are rather homogeneous. Major and trace element evolutions are regular from primary to evolved basanites for the two basanitic types (with or without amphibole), but some incompatible trace elements, particularly MREE, are less enriched in amphibole-bearing basanites. As MREE have relatively high partition coefficients in amphibole (Wörner *et al.*, 1983; Caroff *et al.*, 1993), such a feature is consistent with fractionation of amphibole within this group.

A simple model of closed-system fractional crystallisation (CSFC) following Rayleigh's law has been tested to account for the derivation of evolved basanites from primitive basanites:

$$C_L^i = C_0^i \cdot F^{D^i-1} \quad (2)$$

where C_L^i : concentration of trace element i in the liquid; C_0^i : concentration of trace element i in the parental magma; F : weight proportion of residual liquid; D^i : bulk distribution coefficient for element i .

Compositions of the most primitive basanites (amphibole-free and amphibole-bearing) were taken as parental liquids, the most evolved basanites were taken as daughter liquids and microprobe analyses of their phenocrysts were used for least square mass balance calculations based on major elements following the method of Bryan *et al.* (1969) and Wright & Doherty (1970). The results are shown in Table 6. Sums of square residues are lower than unity for the two models. In the case of amphibole-free basanites, the cumulate contains olivine, clinopyroxene and magnetite and for amphibole-bearing basanites it contains the same minerals plus plagioclase, apatite and significant percentages of amphibole (20%). Bulk distribution coefficients (D) can be estimated by combining the proportions of minerals within the cumulates with mineral/liquid distribution coefficients from the literature. Parameters F and D have been introduced in equation (2) to calculate the trace element concentrations of the liquids issued from the parental liquids. The results are shown in Fig. 12a and 12b as incompatible multielement patterns. The good agreement between observed and calculated trace element patterns for the two models suggests that the genesis of evolved basanites from primitive basanites is consistent with a closed system fractional crystallisation process involving variable amounts of amphibole.

Lack of evidence for the derivation of intermediate/evolved lavas from CSFC of mafic magmas

Most major and trace element data available on Ua Pou lavas might seem consistent with an evolution from basanite to phonolites controlled by CSFC, an hypothesis formerly proposed by Bishop and Woolley (1973). Basanites, the majority of intermediate lavas and trachytes share a common isotopic Sr, Nd and Pb signature which suggests that they come from similar enriched mantle sources and that none of them have suffered contamination. However, CSFC (or open system fractional crystallisation as well) would usually lead to the emplacement of small volumes of evolved lavas whereas Ua Pou displays more than 70% of intermediate/evolved lavas as discussed before. The fact that K_2O and Pb exhibit abrupt shifts from mafic to evolved lavas is also difficult to explain by CSFC. For instance, when plotted in $\text{Log}(K_2O)$ *versus* $\text{Log}(\text{Th})$ and $\text{Log}(\text{Pb})$ *versus* $\text{Log}(\text{Th})$ diagrams, basaltic lavas and tephriphonolites display regression lines with slopes clearly higher than unity (1.75 and 1.21, respectively). In the framework of CSFC, this would indicate that K_2O and Pb have a more incompatible behaviour than Th, which is unusual. An alternative explanation might be that K_2O and Pb concentrations have been increased by an additional process. Nevertheless, we have tested numerous CSFC models to account for the transition from basanites or tephrites to tephriphonolites. All these tests gave sums of squares residues ranging from 4.55 to 15.1, and can thus be considered inconsistent with any CSFC model.

Major elements show regular variations from K-benmoreites to trachytes and Sr-Nd-Pb isotopes display similar signatures (Fig. 9). These features are consistent with genesis of trachytes through CSFC of K-benmoreites. For instance, Ba and Sr display strong negative anomalies in trachytes (Fig. 7), suggesting an important fractionation of plagioclase and K-feldspar. However, the trace element patterns of K-benmoreites and trachytes are roughly similar and some incompatible

elements such as Th, Nb and Zr are lower in trachytes compared to K-benmoreites. These features are difficult to reconcile with an origin of trachytes through fractional crystallisation of K-benmoreites but they suggest nevertheless that both types have a similar origin because of their closely related trace element patterns.

Fractionation within the intermediate/evolved magmas: origin of Group A phonolites

Group A phonolites have major and trace element variations similar to those of tephriphonolites. These tephriphonolites and phonolites correspond to the upper trend in the Zr *versus* Th diagram (Fig. 8). Their Sr-Nd-Pb isotopic ratios are similar (Fig. 9). All these features are consistent with the derivation of Group A non-peralkaline phonolites from tephriphonolites by closed system fractionation-related processes.

Patterns of Group A tephriphonolites and phonolites are shown in Fig. 7b and 7d. Phonolites are depleted in MREE (from Nd to Er) and in LREE with respect to tephriphonolites. These features are consistent with fractionation of minerals that could massively incorporate MREE and LREE, i.e. amphibole and/or apatite. Group A phonolites are also characterised by rather low Nb concentrations, suggesting fractionation of amphibole and/or titanomagnetite, and by a negative Eu anomaly possibly linked to K-feldspar fractionation.

Equation (2) allows to test the genesis of these non-peralkaline phonolites by CSFC of tephriphonolites. The less evolved tephriphonolite UP71 and the most evolved non-peralkaline phonolite UP112 have been selected as parent and daughter liquids respectively. Least square calculations based on major elements are shown in Table 6. Sum of square residues are lower than unity ($\Sigma r^2 = 0.345$) and minerals extracted from the parental liquid to obtain the derived liquid are amphibole, anorthoclase, plagioclase, clinopyroxene, magnetite and apatite. Distribution coefficients taken from the literature have been introduced into equation (2) to calculate the trace element concentrations of the daughter liquid derived from the parental liquid. The results are shown in Fig. 12c as incompatible multielement patterns. The composition of the calculated liquid is almost identical to that of non-peralkaline phonolite UP112 except for P and Ba. Those discrepancies might be due to underestimation (1) of the proportion of apatite in the cumulate and (2) of the Ba distribution coefficients used.

This model is consistent with the genesis of Group A non-peralkaline phonolites from tephriphonolites by CSFC mainly governed by fractionation of amphibole and feldspar. However, a scatter of the considered evolved lavas is observed in plots of trace element ratios *versus* MgO/MgO+FeO* (Fig. 11). This scatter could be explained by variations of mineral proportions in the cumulate involved in the CSFC process. The arrows in Fig. 11 show the effects of fractionation of the main minerals (amphibole, apatite, sphene, K-feldspar) on La/Th, Th/Yb and Nb/Zr ratios. These arrows suggest that the fractional crystallisation model tested (from tephriphonolite UP71 to non-peralkaline phonolite UP112) corresponds to the maximal proportion (ca. 40%) of amphibole within

the cumulate and that the scatter observed for the other phonolites is mainly associated with a less important fractionation of this mineral.

Table 6 : Closed system fractional crystallisation

stage	basanites (amphibole- free)	amphibole- bearing basanites	Group A intermediate/ evolved lavas
parent liquid	UP20	UP42	UP71
daughter liquid	UP49	UP81	UP112
F	0.570	0.496	0.661
olivine	38.82	19.08	
clinopyroxene	58.10	38.20	5.61
magnetite	3.12	8.64	3.64
plagioclase		12.50	17.12
K-feldspar			31.71
apatite		1.67	2.30
amphibole		19.88	39.63
Σr^2	0.904	0.520	0.345

Table 6: Least square mass balance calculations based on major elements for basanites (with and without amphibole) and for Group A intermediate/evolved lavas. The numbers are the amounts (weight %) of minerals subtracted from the parent magma to obtain the daughter magma. Σr^2 : sums of the squared residuals, F : weight fraction of daughter liquid. For basanites, mineral/liquid distribution coefficients are from Henderson (1984) for olivine, clinopyroxene, plagioclase and apatite and Caroff *et al.* (1993) for magnetite and amphibole. For Group A intermediate/evolved lavas, mineral/liquid distribution coefficients are from Worner *et al.* (1983) for plagioclase and amphibole, Henderson (1984) for K-feldspar and clinopyroxene, Caroff *et al.* (1993) for magnetite and Chazot *et al.* (1996) for apatite.

Partial melting: origin of intermediate lavas and trachytes

The genesis of intermediate lavas and trachytes by the melting at depth of plume-derived basaltic materials could be consistent with several characteristics discussed above (i.e. shifts in K_2O and Pb, common isotopic Sr, Nd and Pb signatures). Numerous authors have demonstrated, on the basis of experimental data (Hay & Wendlandt, 1995; Hay *et al.*, 1995; Kaszuba & Wendlandt, 2000) or the study of natural field associations (Spulber & Rutherford, 1983; Lowenstern & Mahood, 1991; Bohron & Reid, 1997), that abundant evolved silica- and alkali-rich magmas can be generated by partial melting at shallow depths of mafic materials trapped in a deep intrusive network of dykes and equivalent in composition of mafic lavas erupted in surface. In Ua Pou, intermediate lavas could be generated by the partial melting of gabbroic/doleritic batches, similar in composition to the basanites erupted in the aerial part of the volcano, and trapped in the upper part of the oceanic crust or within the volcano itself. The adequacy of such a model can be quantitatively evaluated by mass balance calculations and trace element modelling (Hay *et al.*, 1995).

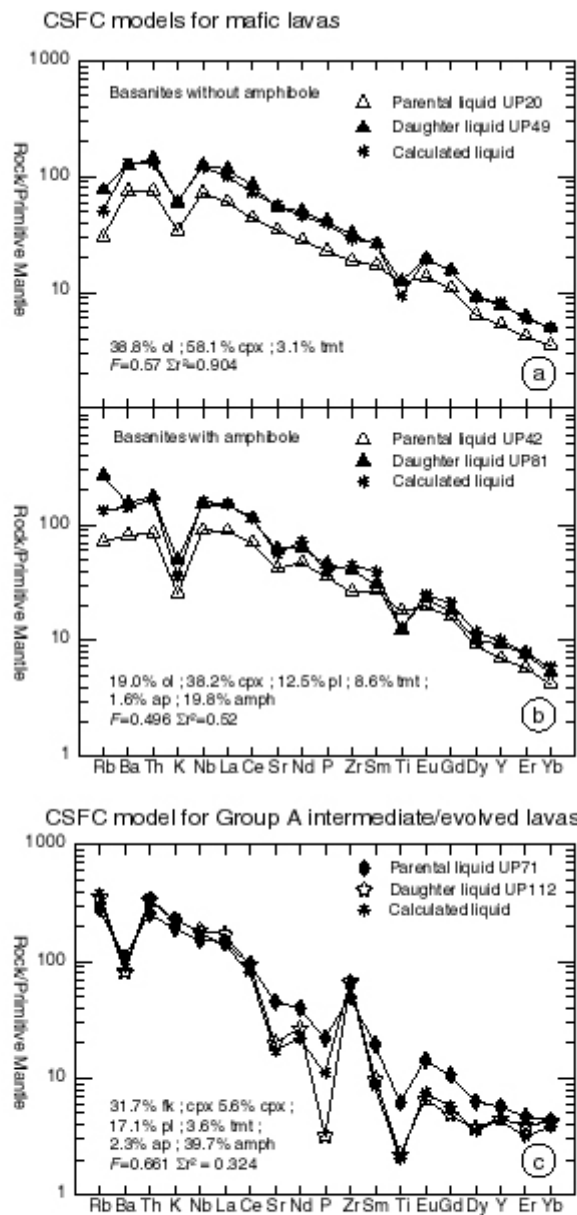


Fig. V.12.: a and b: Tests of CSFC applied to the derivation of evolved basanites from primitive basanites. For each basanite type (with or without amphibole), primitive mantle-normalised (Sun & McDonough, 1989) trace element patterns of calculated daughter liquids together with analysed parental and daughter liquids are shown. c: Test of CSFC applied to the derivation of Group A phonolites from tephriphonolites. Primitive mantle-normalised (Sun & McDonough, 1989) trace element patterns of calculated daughter liquid together with analysed parental (UP71) and daughter (UP112) liquids are shown. For each test, amounts of minerals within the cumulate, sum of square residues (Σ^2) and fractionating rates (F) are also indicated.

Partial melting: Major element models

The derivation of intermediate lavas by partial melting of mafic basaltic material can be evaluated using the computer-program MONA (Mode Near Analysis; Metzner & Grimmeisen, 1990) to reconstruct the initial modal proportions of mafic solids by combining the composition of mineral phases together with that of selected intermediate lavas. The mineral phases are assumed to have the compositions of residual minerals in the source which were in equilibrium with one intermediate melt. As two types of intermediate lavas (K-benmoreites and tephriphonolites) occur in Ua Pou, two different modellings are tested. The mafic solid considered has the composition of a representative primitive basanite UP54. The two intermediate lavas correspond to the less evolved K-benmoreite (UP66) and the less K₂O-enriched tephriphonolite (UP48). The compositions of residual minerals (olivine, clinopyroxene, plagioclase, magnetite, amphibole) are taken from microprobe analyses of the considered basanite, except for plagioclase and olivine, the compositions of which were obtained by introducing their respective mineral end-members anorthite/albite and forsterite/fayalite in the computer program. The composition obtained for olivine is relatively magnesian (Fo 73%) whereas that of the plagioclase is sodic (andesine). The basaltic plagioclase is Ca-rich but the compositions of the residual plagioclase in equilibrium with the intermediate melt is more sodic, in agreement with albite-anorthite phase relationships.

For each of the two models, sums of square residues are lower than unity (Table 7) and the obtained proportions of intermediate liquid correspond to rather low melting rates (ca. 9% for tephriphonolites and 11.5% for K-benmoreites). The most important error is obtained for P₂O₅ because the postulated residue does not contain apatite (P₂O₅, which behaves like an incompatible element, is supposed to be extracted early during the melting process). Removing P₂O₅ from the previous calculations leads to lower the sums of squares residues without changing significantly the residue composition and the melting rates. It is noteworthy that the partial melting model accounts for the abrupt shift in K₂O (from 2.4 to 4.7%).

Thus, our calculations indicate that tephriphonolites and K-benmoreites (respectively silica-undersaturated and silica-saturated) can be derived by partial melting of 9 and 11.5% respectively of a mafic material the composition of which is similar to that of basanite UP54. In comparison with the residue corresponding to K-benmoreites, that for tephriphonolites contains more amphibole and less olivine (Table 7). The tephriphonolite residue is more amphibole-rich than the K-benmoreite one and the partial melting rate is lower for the former.

Dehydration melting experiments carried out by Hay & Wendlandt (1995) and Kaszuba & Wendlandt (2000) were performed from 0.5 to 1.0 GPa with H₂O and/or CO₂ added. The latter authors observed that, for the same basaltic melting source, the presence of H₂O+CO₂ leads to silica-undersaturated evolved lavas whereas the presence of only H₂O leads to silica-saturated evolved lavas. Interestingly, high-temperatures carbonates have been found within tephriphonolites (Table 4), which indicates the presence of high amounts of magmatic CO₂. According to these results, quite

similar rates of melting of the single mafic solid might generate both tephriphonolites and K-benmoreites depending the presence of CO₂+H₂O for the former and nearly pure H₂O for the latter. The ca. 10% melting rates are consistent with those generally obtained in such modelling (e.g. 10 to 30%, Bohrsen & Reid, 1997).

Table 7: Partial melting of basanites

	basanite	tp	K-ben	mineral phases					
	UP54	UP48	UP66	tmt	plagio	amph	cpx	ol	
SiO ₂	46.39	58.20	58.26	0.11	59.10	39.58	47.31	37.66	
TiO ₂	3.00	1.15	1.30	22.00	0.00	5.55	2.36	0.05	
Al ₂ O ₃	14.50	20.36	19.87	1.60	25.92	13.82	7.00	0.00	
FeOt	11.81	4.56	4.89	72.06	0.00	12.91	7.58	24.84	
MnO	0.20	0.19	0.19	0.73	0.00	0.12	0.09	0.23	
MgO	8.16	1.18	1.11	3.50	0.00	11.49	13.62	37.19	
CaO	10.72	3.43	3.90	0.00	7.64	12.17	21.56	0.03	
Na ₂ O	3.78	5.54	5.07	0.00	7.34	2.74	0.48	0.00	
K ₂ O	0.77	5.14	5.15	0.00	0.00	1.62	0.00	0.00	
P ₂ O ₅	0.68	0.23	0.26	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Total	100.01	99.98	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	
liquid	Σr ²	partial melting rate (%)		phase percents					
				tmt	plagio	amph	cpx	ol	sum
tp	0.62	8.78		8.47	35.25	10.94	29.73	6.83	91.22
K-ben	0.46	11.49		8.35	35.82	8.11	28.22	8.01	88.51

Table 7: Input data and results of major element modelling calculations to derive intermediate lavas (tephriphonolites and K-benmoreites) from basanite UP54 composition.

tmt: titanomagnetite, plagio: plagioclase, amph: amphibole, cpx: clinopyroxene, ol: olivine. All compositions are normalized to 100 wt %. Σr²: sum of the squared residuals. Tp: tephriphonolite, K-ben: K-benmoreite.

Partial melting: Trace element models

Trace element modelling calculations were performed to assess the strength of the major element model. We used the model of batch melting proposed by Schilling & Winchester (1967):

$$C_L = C_O / [F + D(1-F)] \quad (3)$$

where C_L : element concentration in the liquid, C_O : element concentration in the solid, D : bulk residue-liquid distribution coefficient, F : melting rate.

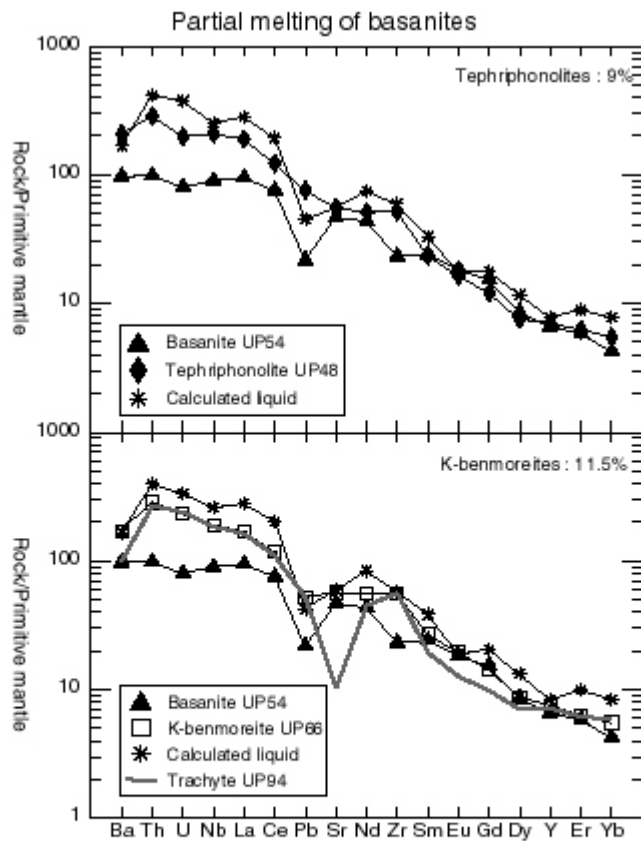


Fig. V.13.: Test of Schilling & Winchester's (1967) batch melting model applied to the derivation of intermediate (tephriphonolites and K-benmoreites) lavas from basanite UP54. Composition of trachyte UP94 is shown for comparison. Normalisation values from Sun & McDonough (1989). Partial melting rates are indicated. Mineral/liquid distribution coefficients are from Henderson (1984) for olvine, clinopyroxene, plagioclase and amphibole, from Caroff *et al.* (1993) for magnetite, those for Pb and U are from Blundy *et al.* (1998) and White (1997).

Bulk distribution coefficients (D) can be estimated by combining the proportions of minerals within the residue (obtained by the major element models and recalculated to 100%) with mineral/liquid distribution coefficients from the literature. Parameters F and D have been introduced into equation (3) to calculate the theoretical trace element concentrations of the liquids generated by partial melting of the considered mafic material. Results are shown in Fig. 13 as trace element patterns. Patterns of calculated liquids are very similar to those of tephriphonolites and K-benmoreites. Calculated trace element contents are a little higher than the observed ones but the shapes of the patterns are nearly identical. K-benmoreites and trachytes have very similar patterns, except for Ba, Sr, Eu and Gd (Fig. 13). This suggests that the trachytes might have originate from lower partial melting rates of mafic materials compared to K-benmoreites, combined with subsequent fractionation of plagioclase and/or K-feldspar.

The negative Pb anomaly of basanites is preserved in the calculated intermediate lavas whereas it does not exist in the natural lavas. Thus, even if the partial melting model accounts for the genesis of intermediate lavas, it does not account for Pb contents of tephriphonolites and K-benmoreites. Additional processes have to be envisaged to explain the Pb enrichment within the intermediate lavas. Pb is significantly soluble in high-temperature hydrous fluids (Kogiso *et al.*, 1997). These features might traduce interaction of the studied intermediate/evolved magmas with water.

Wall rock assimilation

Lavas from Group C are clearly isotopically different from Group A lavas. They display distinctive elemental behaviours (e.g. Th, Zr, Na₂O, Th/Zr) and isotopic signatures. These features are not consistent with closed system fractionation and suggest that their genesis was controlled by open system fractionation processes.

AFC or FCA ?

Contamination models usually assume a relationship between the amounts of materials assimilated and crystallized (AFC, combined assimilation and fractional crystallisation; Taylor, 1980; DePaolo, 1981), fractional crystallisation providing the energy necessary to assimilate wall rocks. In other cases, assimilation and crystallisation can be decoupled in periodically replenished magma chambers (O'Hara & Matthews, 1981; Grove *et al.*, 1988; Nielsen, 1989). The term FCA has been proposed by Cribb & Barton (1996) to denote decoupled fractional crystallisation and assimilation. This model presupposes sufficient energy to heat wall rocks to a melting temperature. For example, the cooling of hot primitive magma which ponds beneath evolved magma in the magmatic chamber may provide the heat necessary to melt wall rocks, the anatectic melt being assimilated by later batches of magma (Cribb & Barton, 1996).

In the FCA model, element concentrations of the contaminated lava are given by equation (Cribb & Barton, 1996):

$$C_{FCA} = [CaMa + Cf(1-Mc)] / Mn \quad (4)$$

Where C_{FCA} : element concentration in contaminated liquid, Cf : element concentration in the liquid resulting from previous fractional crystallisation, Ca : element concentration in the contaminant, $Mn = (1-Mc) + Ma$ (5): new amount of liquid formed after FCA, Mc : amount of solid removed, Ma : amount of material assimilated.

FCA modelling is based on amounts of crystallisation and assimilation. As Ma and Mc , related via $R = Ma/Mc$ (Cribb & Barton, 1996), vary independently of each other using equation (5), FCA modelling may be treated in two ways: (1) R is constant and Ma and Mc vary, a case rather similar to the AFC model and (2) Ma is supposed constant and Mc and R vary, i.e. the amount of assimilation is supposed invariant and fractional crystallisation only allows compositional variations in the different contaminated liquids. Cribb & Barton (1996) have developed the first way to compare FCA and AFC processes. They conclude that the behaviour of incompatible elements is identical for the two processes and that FCA produces liquids richer in compatible elements than AFC. We choose to develop the second way in the first step and then to compare the results given by FCA and AFC models, respectively.

Equations (4) and (5) can be rearranged to calculate the composition of the contaminant by FCA modelling:

$$Ca = [C_{FCA}(1-Mc + Ma) - Cf(1-Mc)] / RMc \quad (6)$$

We assume that Ma is constant during the assimilation period but, as Ma is unknown, we postulate that it falls within a "reasonable" range of values from 0.1 to 0.4 (i.e. between 10 and 40 % of the initial volume of the magmatic chamber). As FCA supposes that CSFC occurs before assimilation, our modelling is based on the sketch depicted in Fig. 14a (method A). We use the previous CSFC model in which the parental liquid (UP71) evolves towards the daughter liquid (UP112) the composition of which allows the parameter Cf in equation (6) to be defined. Then, this daughter liquid undergoes contamination. Since this last process is supposed not to modify MgO and FeO concentrations, the liquid derived from CSFC (UP112) and the contaminated liquid (UP13) are assumed to have the same MgO/(MgO+FeO*) ratio. In this case (method A), the composition of the parental liquid is known and parameter F (amount of liquid remaining after fractional crystallisation) allows to compare AFC and FCA processes.

De Paolo's (1981) equation (6a) can be rearranged to calculate the composition of the contaminant by AFC modelling:

$$Ca = [(r-1)z(Cm - C^0mF^2)] / [r(1-F^2)] \quad (7)$$

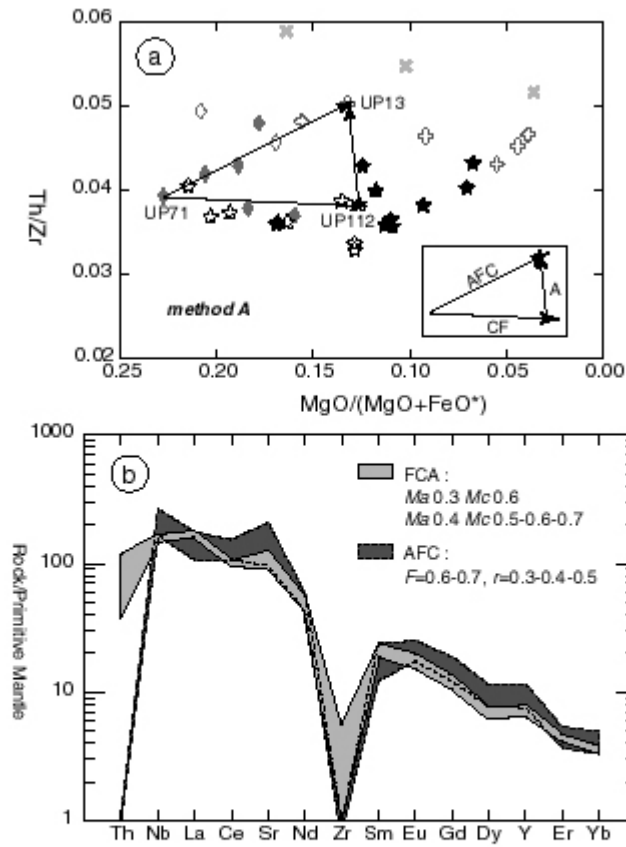


Fig. V.14.: a: Plot of Th/Zr vs. $MgO/(MgO+FeO^*)$ illustrating the method used for FCA modellings. Method A: the parental liquid tephriphonolite UP71 is known, phonolite UP112 (C) derives from UP71 by CSFC and UP13 (CFCA) is the contaminated liquid. b: Comparison between the contaminants calculated by AFC and FCA, respectively applied to the derivation of Group C phonolite UP13 from tephriphonolite UP71.

where F : fraction of remaining magma, r : ratio (rate of assimilation of crust)/(rate of fractional crystallisation), $z=(r+D-1)/(r-1)$, C_a : element concentration in the wall rock melt, C_m : element concentration in the contaminated liquid, C^0_m : element concentration in the original magma, D : bulk distribution coefficient. By introducing the parameter r (we postulate that it varies between 0.2 and 0.5) into equation (7), it is possible to calculate the trace element composition of the contaminant (C_a) for a range of F values. Parameter F is constrained by the previous CSFC ($F = 0.6-0.7$). Bulk distribution coefficients can be estimated by combining the proportions of minerals within the cumulates with mineral/liquid distribution coefficients (the same as those used for CSFC modelling).

Results of FCA (which are more detailed in the following section) and AFC modellings are shown in Fig. 14b as incompatible multielement patterns. In some cases, no positive values are obtained for Zr for both modellings. The values obtained by AFC modelling are negative, whereas FCA modelling yields to positive (although low) Th contents. The composition of the contaminant given by AFC for $r = 0.3-0.4-0.5$ is quite similar to that obtained by FCA for $Ma = 0.3-0.4$ and $Mc = 0.5-0.6-0.7$ (Fig. 14b). In addition, these r values are consistent with those obtained for Ma and Mc in FCA, a feature which indicates $R=Ma/Mc$ values comprised between 0.4 and 0.8.

One interesting feature of the FCA modelling, which decouples assimilation from fractional crystallisation, is that we can postulate that Group A phonolites are the precursors of Group C ones before assimilation. The transition from tephriphonolites to Group C lavas can thus be described in two steps: (1) CSFC of tephriphonolites leading to Group A tephriphonolites and non-peralkaline phonolites, as discussed above, and (2) assimilation of an unknown contaminant by Group A lavas leading to Group C lavas.

Composition of the contaminant.

As previously discussed, the composition of the contaminant can be modelled by using FCA equation (6). Method A is used when the composition of the parental liquid undergoing CSFC is known. When the composition of the parental liquid is not known, i.e. the $MgO/(MgO+FeO^*)$ of the contaminated liquid is different from that of sample UP112 (method B in Fig. 15a), modelling FCA is still possible because the composition of the parental liquid is not directly involved in equation (6). In this case, we use the composition (C^0) of lavas generated by CSFC (as previously discussed) with similar $MgO/(MgO+FeO^*)$ ratio as the contaminated lava and consider that parameter Mc can "reasonably" vary between 0.3 and 0.7 (i.e. that parameter F of CSFC varies between 0.7 and 0.3).

Methods A and B have been applied to 4 pairs of lavas (Fig. 15b, c, d, e). For method A we use non-peralkaline phonolites UP112 (C^0) and UP13 (C_{FCA} ; Fig. 15d). For method B we use tephriphonolites UP48 and 51 (C^0) and UP56 and 55 (C_{FCA}), respectively (Fig. 15b and 15c) and non-peralkaline phonolites UP64 (C^0) and UP14 (C_{FCA} ; Fig. 15e). Compositions of lavas derived from CSFC (C^0) and compositions of contaminated lavas (C_{FCA}) are introduced in equation (6) to obtain the

composition of the contaminant for various values of Ma and Mc parameters. Results are shown in Fig. 15 as incompatible multielement patterns. For some values of Ma (especially 0.1 and 0.2), several calculated trace elements contents of the contaminant are negative and not shown. For some couples, especially UP112-13 and UP64-14, near-zero values are obtained for Zr. Patterns obtained for the 4 pairs of lavas tested are rather identical and have a relatively strong slope with LREE enrichment and negative anomalies in Th and Zr. The scatter of the trace element contents observed for each test is connected to the variation of Ma and Mc parameters. The scatter of the calculated contaminant compositions increases with the chemical contrast between the CSFC-derived liquid and the contaminated liquid.

For UP112-13 pair (method A), the composition of the parental liquid undergoing CSFC is known and parameter F (amount of liquid remaining after fractional crystallisation) allows to constrain the theoretical Mc parameter by using the relation $F=1-Mc$. Indeed, non-peralkaline phonolite UP112 derives from tephriphonolite UP71 by CSFC with a fractionating rate of $F=0.661$ (Table 6), which means that the corresponding value of the theoretical Mc parameter could be around 0.3 or 0.4. Such Mc values do not generate positive Zr contents in the contaminant and moreover they produce the most pronounced negative Th anomalies. In addition, such low Th and Zr contents do not seem consistent with the corresponding values obtained for the contaminant by using other tephriphonolites pairs. If $Mc=0.5$, a value close from theoretical values (0.3-0.4), the fit with the whole composition of the contaminant is better. Such differences could be related to different fractionating rates between the CSFC process considered and the CSFC process that really occurred before the contamination stage. Even though it is uneasy to determine precisely the Th and Zr composition of the contaminant, all our tests are consistent with a single type of contaminant (with low Th and Zr contents) and with Ma and Mc varying between 0.3-0.4 and 0.5-0.7, respectively. In other words, the amount of material assimilated is relatively important, ca. 30-40 % of the initial volume of the magmatic chamber, and that of the liquid derived from the previous fractionation (CSFC) stage is ca. 50-70%.

This kind of contamination is also likely to have occurred during the genesis of Group C peralkaline phonolites which display the same trace element and isotopic signature that the contaminated tephriphonolites and non-peralkaline phonolites of the same group. As Group A phonolites with similar $MgO/(MgO+FeO^*)$ as Group C peralkaline phonolites do not exist in our samples set, FCA modelling for the latter seems to be impossible.

Contamination within the basanites?

Compared to other basanitic lavas, basanite UP19 is Na_2O -enriched (6 wt%; Fig. 6c) and slightly enriched in Th (Fig. 8). It plots within the lower trend in the Zr *versus* Th diagram (Fig. 8). Its Th/Zr ratio (Th/Zr=0.05; Fig. 10) and other ratios of incompatible elements *versus* $MgO/(MgO+FeO^*)$ are remarkably identical with those of Group C tephriphonolites and phonolites (Fig. 11). These features suggest that this sample could also have been contaminated.

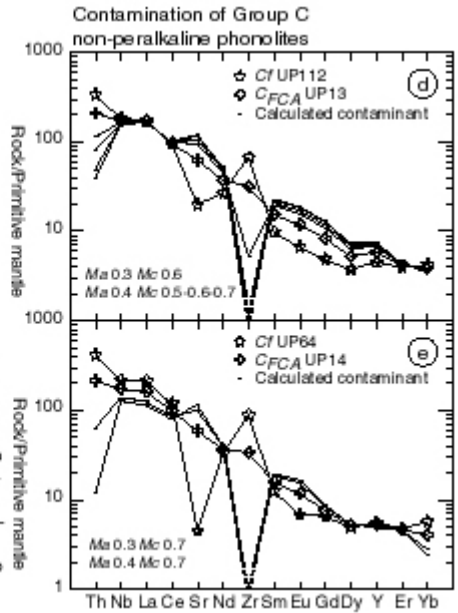
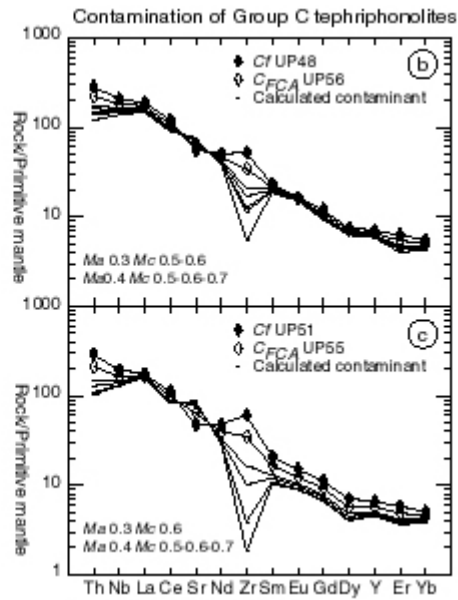
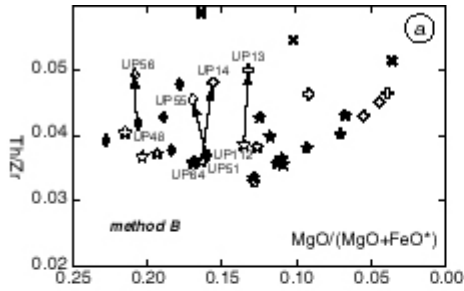


Fig. V.15. : a: Plot of Th/Zr vs. MgO/(MgO+FeO*) illustrating the method used for FCA modellings. Method B: the parental liquid is unknown but FCA modelling is still possible by using C_{FCA} and Group A C_f with similar MgO/(MgO+FeO*). b, c, d, e: Test of Cribb & Barton's (1996) FCA model applied to the derivation of Group C tephriphonolites from tephriphonolites and of Group C non-peralkaline phonolites from Group A non-peralkaline phonolites. The composition of the contaminant is calculated for two pairs (C_f - C_{FCA}) of tephriphonolites b: UP48-UP56 and c: UP51-UP55 and non-peralkaline phonolites d: UP112-UP13 and e: UP64-UP14. Only results with positive values for Th are indicated (sometimes with near-zero values for Zr) together with corresponding values of Ma and Mc parameters.

We use FCA modelling to calculate the composition of the corresponding contaminant by method B (Fig. 15a). Basanite UP29, the $\text{MgO}/(\text{MgO}+\text{FeO}^*)$ ratio of which is similar to that of basanite UP19 is taken as the C_f composition derived from CSFC. We postulate parameters Ma and Mc varying between 0.2-0.4 for the former and 0.3-0.7 for the latter. Results obtained for $Ma=0.3$ and $Mc=0.3$ are shown in Fig. 16. These values correspond to a quite low rate of contamination together with a high fractionation rate ($F=1-Mc$) as usually observed for CSFC of basaltic lavas. The pattern of this calculated contaminant is relatively enriched with a smooth slope. It is very similar to the previous contaminant calculated for Group C lavas except for its lack of Th and Zr negative anomalies.

Possible nature of the contaminant.

The trace element compositions of the calculated contaminants are shown as primitive mantle normalised element patterns in Fig. 16. The three calculated curves (for basanite UP19 and Group C tephriphonolites and non-peralkaline phonolites) are strongly fractionated with respect to HREE. Tephriphonolite and non-peralkaline phonolite contaminants are similar and display negative Th and Zr anomalies whereas the basanite contaminant differs from the former by its slightly positive Th and Zr anomalies. Others REE have similar concentrations in both contaminants. Those contaminants may correspond to evolved rocks from the oceanic crust such as plagiogranites, which are likely more easily melted than the associated mafic rocks during wall rock assimilation processes. The sodic character of such rocks is also consistent with the Na_2O enrichment observed in contaminated lavas. Th and Zr present very uncommon features shown by negative anomalies. An hypothesis which would reconcile such features would be that Th and Zr negative anomalies, together with the low HREE concentrations of some calculated contaminants, may indicate that they experienced separation of zircon. Indeed, this mineral is known to behave as a very refractory phase during partial melting. If the lava contamination process operated through wall rock melting and subsequent melt assimilation, one may expect that zircon behaved as a residual phase and thus that the operative liquid contaminant was depleted in Zr, Th and possibly HREE.

Calculated contaminants for the neighbouring island of Eiao are shown in Fig. 16 for comparison. The contaminant of Dominique drill hole lavas corresponds to an evolved rock from the underlying oceanic crust containing apatite-rich veins and hydrothermal sulfides (Caroff *et al.*, 1995) and that of Sophie and Naore drill holes lavas to an evolved rock from the oceanic crust such as granophyre, plagiogranite or albitite (Caroff *et al.*, 1999). These contaminants are also characterised by high LREE/HREE and display a positive Th anomaly. They correspond to evolved rocks derived from tholeiitic materials. Compared to Eiao contaminant patterns, those of Ua Pou are more enriched as evidenced by their steeper patterns in Fig. 16, a feature consistent with their derivation from enriched magmas rather than from MORB. Both Ua Pou and Eiao contaminants shift contaminated lavas towards the HIMU end-member.

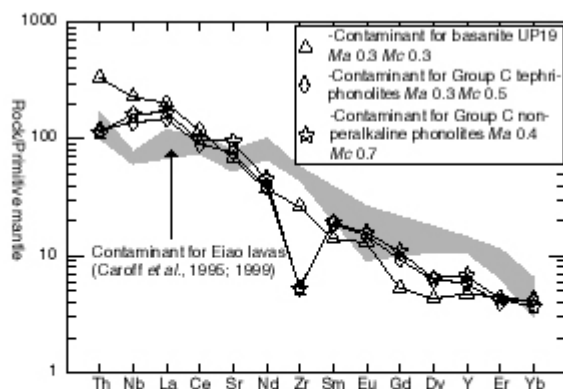


Fig. V.16.: Composition of the calculated contaminant for basanite UP19. Calculated contaminants for Group C tephriphonolites and non-peralkaline phonolites together with contaminant for Eiao Lavas (Caroff *et al.*, 1995; 1999) are shown for comparison.

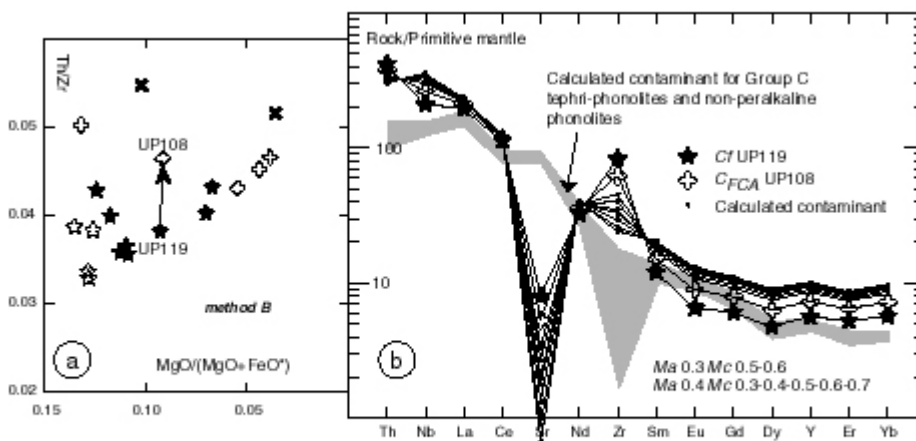


Fig. V.17.: a: Plot of Th/Zr vs. $MgO/(MgO+FeO^*)$ illustrating method B used for FCA modelling. b: Test of Cribb & Barton's (1996) FCA model applied to the derivation of Group C peralkaline phonolite UP108 from Group B phonolite UP119. The composition of the contaminant calculated for Group C tephriphonolites and non-peralkaline phonolites is reported in grey for comparison.

Other specific cases of contamination

Role of seawater assimilation

At equivalent SiO_2 contents, Group B non-peralkaline and peralkaline phonolites are clearly enriched in Na_2O with respect to Group A phonolites (Fig. 6c). They are devoid of any petrographic features suggesting alteration processes which could affect Na_2O contents (e.g. Bohron & Reid, 1997). In addition, they do not display petrographic evidence for alkali feldspar accumulation. Phonolites from Group B are clearly depleted in MREE compared to those of Group A (Fig. 7d), suggesting massive separation of amphibole, and they display Eu negative anomaly suggesting K-feldspar fractionation. Non-peralkaline phonolite UP76, the only Group B lava analysed for isotopes, is more radiogenic in $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ than samples of Group A despite its almost equivalent $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratio (Fig. 9).

This isotopic signature could reflect seawater incorporation within Group B phonolites. As our samples were heavily leached before chemical separation, it is not likely to result from sample alteration. We suggest that seawater was incorporated within the magmatic plumbing system, an hypothesis consistent with the Na_2O enrichment of Group B lavas. Such incorporation of water would trigger an important fractionation of amphibole, a feature suggested by the MREE depletion of Group B phonolites.

Group C peralkaline phonolites

Crustal contamination by plagiogranite-type material (as previously discussed) is likely to have occurred during the genesis of Group C peralkaline phonolites. However, we have not found any Group A peralkaline phonolite exclusively derived from CSFC allowing to model FCA. The only peralkaline phonolites displaying $\text{MgO}/(\text{MgO}+\text{FeO}^*)$ ratios similar to those of Group C peralkaline phonolites are Group B peralkaline phonolites contaminated by seawater and which have experienced high amounts of amphibole fractionation. Method B (Fig. 17a) allows to calculate the composition of the contaminant by FCA modelling, taking the composition of Group B peralkaline phonolite UP119 as C_f (even if this liquid do not directly derive from CSFC) and the composition of peralkaline phonolite UP108 as that of the contaminated liquid (C_{FCA}). Results are shown in Fig. 17b. The contaminant is characterised by a slight negative anomaly in Th, strong negative anomalies in Sr and Zr and a nearly flat HREE pattern. In comparison with the previously calculated contaminant (Fig. 15b, c, d, e and 16), this second one is globally more enriched in Th, Nb and HREE. We may thus consider that the second contaminant is more enriched than the first one and that it is selectively depleted in MREE. However, this MREE depletion could be an artefact because the considered composition of C_f is that of a Group B phonolite having experienced strong fractionation of amphibole. In that eventuality the C_f considered is inadequate and contaminated Group C peralkaline phonolites are genetically unrelated to Group B peralkaline phonolites contaminated by seawater. Alternatively, the MREE depletion of the calculated contaminant could indicate that the Group C contaminated peralkaline phonolites have

experienced amphibole fractionation after the contamination stage. Anyway, the two calculated contaminants have nearly the same patterns and could be considered as corresponding to a single type of material.

Strongly evolved Group D phonolites

Group D is composed of the three most evolved peralkaline phonolites UP26, UP31 and UP61 ($\text{Na}+\text{K}/\text{Al}=1-1.2$). They are clearly enriched in Na_2O (Fig. 6c) and Al_2O_3 and their contents in the most incompatible elements are very high (Th=51-84 ppm, Zr: 940-1650 ppm, U=20 ppm). Their Th/Zr ratio is the highest of our set (Th/Zr=0.05-0.06; Fig. 10) even if they plot within the lower trend in the Zr *versus* Th diagram (Fig. 8). $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ isotopic signature of sample UP31 is shifted towards the DMM end-member (Fig. 9). Their major and trace element features are very similar to those of Group C phonolites but their isotopic signatures are completely different.

Several lines of evidence suggest genetic links between Group C and D peralkaline phonolites. Despite their contrasted Pb isotopic signatures and even if Group D phonolites are far more evolved than their Group C equivalents, their patterns are roughly parallel with the exception of more pronounced Ba and Sr negative anomalies for Group D phonolites (Fig. 7d and 7e). We suggest that Group D peralkaline phonolites would derive from Group C phonolites trapped within the crust or within the volcano itself. There, they could have experienced massive fractionation of feldspar (Ba and Sr negative anomalies). This open system differentiation could have been coupled with assimilation of surrounding wall-rock with DMM isotopic signature (e.g. the Pacific ocean crust underlying Ua Pou island).

CONCLUSIONS

We consider that the exceptional abundance of evolved lavas (especially phonolites) in Ua Pou reflects their derivation from basanites through partial melting rather than fractional crystallisation. Fractional crystallisation is, however, the most likely process explaining the derivation of basanites and tephrites from primitive basanitic magmas, as well as the evolution from tephriphonolites towards Group A non-peralkaline phonolites.

Most of the Ua Pou phonolites originated from open system fractional crystallisation (OSFC) of tephriphonolitic magmas, associated with wall-rock assimilation of evolved plagiogranite-type materials from the underlying oceanic crust.

The combination of petrogenetic processes responsible for the genesis of Ua Pou lavas is schematically depicted in Fig. 18.

Stage 1. At ca. 4 Ma, the partial melting of a mantle plume displaying a young HIMU signature produces the Ua Pou olivine tholeiites.

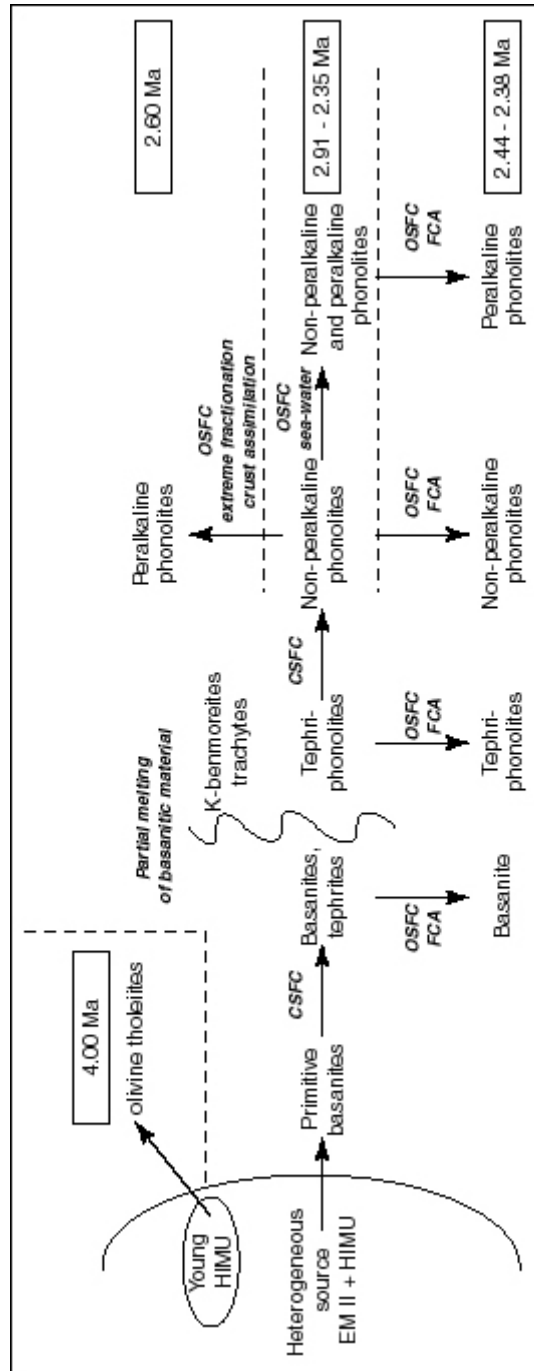


Fig. V.18.: Sketch showing petrogenetic processes responsible for the genesis of Ua Pou lavas.

Stage 2. Magmatic activity resumes at ca. 2.9 Ma when melting of a heterogeneous mantle with a prominent EM II + HIMU signature source produces primitive basaltic melts. Those melts are either emplaced at depth or at the surface, or evolves by CSFC towards basanites and tephrites. Minor contamination linked to OSFC leads to basanite sample UP19.

During the same stage, re-melting at depth of these basanites produces tephriphonolitic magmas, leaving an amphibole-rich residuum. These magmas evolve by CSFC towards Group A non-peralkaline phonolites and then towards Group B non-peralkaline and peralkaline phonolites by OSFC involving minor contamination by seawater.

Stage 3. The genesis and emplacement of Group A and B phonolites is still operating, but additional OSFC processes are involved between ca. 2.6 and 2.4 Ma. They lead either to contaminated Group C tephriphonolites and phonolites by assimilation of plagiogranite-type materials, or to Group D peralkaline phonolites by extreme fractionation coupled with assimilation of oceanic crust materials.

Acknowledgements

This study is part of the Ph.D. thesis of the senior author at the Université de Bretagne Occidentale in Brest. Sampling and mapping were done in 2001, 2002 and 2003 with the financial and logistic help of BRGM, CEA/DASE, UMR 6538 Domaines océaniques and Géosciences Rennes. We thank M. Bohn (Brest) for his contribution to microprobe analyses. The reviews of XXX and YYY are gratefully acknowledged.

References

- Albarède, F. (1992). How deep do common basaltic magmas form and differentiate ? *J. Geophys. Res.* 97, 10997-11009.
- Allègre, C.J., Treuil, M., Minster, J.F., Minster, B. & Albarède, F. (1977). Systematic use of trace element in igneous processes. Part 1: fractional crystallisation processes in volcanic suites. *Contrib. Mineral. Petrol.* 60, 57-75.
- Baker, I. (1968). Intermediate oceanic volcanic rocks and the « Daly gap ». *Earth Planet. Sci. Lett.* 4, 103-106.
- Bailey, D.K. (1987). Mantle metasomatism - perspective and prospect. In: Fitton, J.G. & Upton, B.G.J. (eds) Alkaline igneous rocks. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 30, 1-14.
- Barrat, J.L., Keller, F., Amossé, J., Taylor, R.N., Nesbitt, R.W. & Hirata, T. (1986). Determination of rare earth elements in sixteen silicate reference samples by ICP-MS after Tm addition and ion exchange separation. *Geostandards Newsletter* 20, 133-139.
- Bishop, A.C. & Woolley, A.R. (1973). A basalt-trachyte-phonolite series from Ua Pou. Marquesas islands, Pacific ocean. *Contr. Mineral. Petrol.* 39, 309-326.
- Blundy, J.D., Robinson, J.A.C. & Wood, B.J. (1998). Heavy REE are compatible in clinopyroxene on the spinel lherzolite solidus. *Earth Planet. Sci. Lett.* 160, 493-504.
- 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, 1137-1166.
- Bonnefoi, C.C., Provost, A. & Albarède, F. (1995). The « Daly gap » as a magmatic catastrophe. *Nature* 378, 270-272.
- Brousse, R. (1978). Eléments d'analyses de quelques îles des Marquises: Fatu Hiva, Tahuata, Motane, Ua Pou. *Cahiers du Pacifique, Volume Spécial "Marquises"*, Fondation Singer-Polignac, 107-144.
- Brousse, R. & Maury, R.C. (1978). Minéralogie d'une phonolite à grenat de l'île de Ua Pou (Marquises, Pacifique central). *Bull. Miner.* 101, 3-10.
- Brousse, R., Barszczus, H.G., Bellon, H., Cantagrel, J.M., Diraison, C., Guillou, H. & Leotot, C. (1990). Les Marquises (Polynésie française): volcanologie, géochronologie, discussion d'un modèle de point chaud. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 6, 933-949.
- Bryan, W.B., Finger, L.A. & Chayes, F. (1969). Estimating proportions in petrologic mixing equations by least square approximation. *Science* 163, 926-927.
- 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, 600-603.
- Caroff, M., Maury, R.C., Leterrier, J., Joron, J.L., Cotten, J. & Guille, G. (1993). Trace element behaviour in the alkali basalt-comenditic trachyte series from Mururoa atoll, French Polynesia. *Lithos* 30, 1-22.

- Caroff, M., Maury, R.C., Vidal, Ph., Guille, G., Dupuy, C., Cotten, J., Guillou, H. & Gillot, P.Y. (1995). Short temporal changes in oceanic island basalt series: evidence from a 800m-deep drill hole in Eiao shield (Marquesas). *J. Petrol.* 36-4, 1333-1365.
- Caroff, M., Maury, R.C., Guille, G. & Cotten, J. (1997). Partial melting below Tubuai (Austral islands, French Polynesia). *Contr. Miner. Petrol.* 127, 369-382.
- 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, 235-258.
- Cassignol, C. & Gillot, P.Y. (1982). Range and effectiveness of unspiked potassium-argon dating: experimental groundwork and applications. In: G.S. Odin (Ed.), *Numerical dating in stratigraphy*, John Wiley & Sons, Chichester, 159-179.
- Charbit, S., Guillou, H. & Turpin, L. (1998). Cross calibration of K-Ar standard minerals using an unspiked Ar measurement technique. *Chem. Geol.* 150, 147-159.
- Chauvel, C., Hofmann, A. W. & Vidal Ph. (1992). HIMU-EM: the French Polynesian connection. *Earth Planet. Sci. Lett.* 110, 99-119.
- Chauvel, C., McDonough, W., Guille, G., Maury, R. C. & Duncan, R. (1997). Contrasting old and young volcanism in Rurutu Island, Austral chain. *Chem. Geol.* 139, 125-143.
- Chayes, F. (1963). Relative abundance of intermediate members of the oceanic basalt-trachyte association. *J. Geophys. Res.* 68, 1519-1534.
- Chayes, F. (1977). The oceanic basalt-trachyte relation in general and in the Canary Islands. *Amer. Min.* 62, 666-671.
- Chazot, G., Menzies, M.A. & Harte, B. (1996). Determination of partition coefficients between apatite, clinopyroxene, amphibole and melt in natural spinel lherzolite from Yemen: implications for wet melting of the lithospheric mantle. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 60-3, 423-437.
- Chubb, L.J. (1930). The geology of the Marquesas islands. *Bernice P. Bishop Mus.* 68, 1-71.
- Cotten, J., Le Dez, A., Bau, M., Caroff, M., Maury, R. C., Dulski, P., Fourcade, S., Bohn, M. & 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.
- Cribb, J.W. & Barton, M. (1996). Geochemical effects of decoupled fractional crystallization and crustal assimilation. *Lithos* 37, 293-307.
- Daly, R.A. (1910). Origin of alkaline rocks. *Bull. geol. Soc. Am.* 21, 87-118.
- Daly, R.A. (1925). The geology of Ascension Island. *Proc. Am. Acad. Arts. Sci.* 60, 3-80.
- D'Arco, Ph., Maury, R.C. & Westercamp, D. (1981). Mineralogy of a cummingtonite-bearing dacite from Martinique (Lesser Antilles). *Contrib. Mineral. Petrol.* 77, 177-184.
- Davies, G.R., Norry, M.J., Gerlach, D.C. & Cliff, R.A. (1989). A combined chemical and Pb-Sr-Nd isotope study of the Azores and Cape Verde hotspots: geodynamic implications. In: A.D. Saunders and M.J. Norry (Eds), *Magmatism in the ocean basins*. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 42, 231-255.

- Defant, M.J., Richerson, M., de Boer, J.Z., Stewart, R.H., Maury, R.C., Bellon, H., Drummond, M.S., Feigenson, M.D. & Jackson, T.E. (1991). Dacite genesis via both slab melting and differentiation: petrogenesis of La Yeguada volcanic complex, Panama. *J. Petrol.* 32, 1101-1142.
- DePaolo, D.J. (1981). Trace element and isotopic effects of combined wall rock assimilation and fractional crystallization. *Earth Planet. Sci. Lett.* 53, 189-202.
- 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, B10, 17649-17665.
- Devey, C.W., Lackschewitz, K.S., Mertz, D.F., Bourdon, B., Cheminee, J.L., Dubois, J., Guivel, C., Hekinian, R. & Stoffers, P. (2001). Evidence for preferential melting of the enriched components in polynesian plumes. *Eos. Trans. AGU*, 82 (47), Fall Meet., Suppl., Abstract V51C-1025.
- Diraison, C. (1991). Le volcanisme aérien des archipels polynésiens de la Société, des Marquises et des Australes-Cook. Téphrostratigraphie, 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., McCulloch, M.T., Barszczus, H.G. & Nelson, D.R. (1986). Plume versus lithospheric melts at Ua Pou, Marquesas Islands. *Nature* 322, 534-538.
- Dupré, B., Lambret, B. & Allègre, C.J. (1982). Isotopic variations within a single oceanic island: the Terceira case. *Nature* 299, 620-622.
- Dupuy, C., Vidal, Ph., Barszczus, 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.* 117, 89-100.
- Dupuy, C., Barszczus, H.G., Dostal, J., Vidal, P. & Liotard, J.M. (1989). Subducted and recycled lithosphere as the mantle source of ocean island basalts from southern Polynesia, central Pacific. *Chem. Geol.* 77, 1-18.
- Dupuy, C., Vidal, P., Maury, R.C. & 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.
- 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, 19565-19577.
- 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, 385-406.
- Fuhrmann, U., Lippolt, H. & Hess, J.C., (1987). HD-B1 Biotite reference material for K-Ar chronometry. *Chem. Geol.* 66, 41-51.
- Gillot, P.Y. & Cornette, Y. (1986). The Cassinot technique for potassium argon dating, precision and accuracy: examples from the late pleistocene to recent volcanics from southern Italy. *Chem. Geol.* 59, 205-222.

- Giret, A., Bonin, B. & Léger, J.M. (1980). Amphibole compositional trends in oversaturated and undersaturated alkaline ring complexes. *Canad. Miner.* 18, 481-495.
- Goff, F. (1996). Vesicle cylinders in vapor-differentiated basalt flows. *J. Volcanol. Res.* 71, 167-185.
- Govindaraju, K. & Roelandts, I. (1993). Second report (1993) on the first three GIT-IWG rock reference samples: anorthosite from Greenland, An-G; basalte d'Essey-la-Côte, BE-N; granite de Beauvoir, MA-N. *Geostandards Newsletter*, 17 (2), 227-294.
- Grove, T.L., Kinzler, R.J., Baker, N.B., Donnelly-Nolan, J.M. & Leshner, C.E. (1988). Assimilation of granite by basaltic magma at Burnt Lava Flow, Medicine lake volcano, Northern California: decoupling of heat and mass transfer. *Contrib. Mineral. Petrol.* 99, 320-343.
- Guille, G., Guillou, H., Chauvel, C., Maury, R.C., Blais, S. & Brousse, R. (1998). L'île de Rurutu (Archipel des Australes, Polynésie française): une édification complexe liée au fonctionnement de deux points chauds. *Géologie de la France* 3, 65-85.
- Guille, G., Legendre, C., Maury, R. C., 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, 5-36.
- 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, 335-341.
- Gutscher, M.A., Legendre, C., Maury, R.C. & Savanier, D. (2003). Thermal subsidence and sea-level changes in the Marquesas islands: implications for models of intraplate volcanism. *Submitted to Geophysical Journal International*.
- Hanan, B.B. & Graham, D.W. (1996). Lead and helium isotope evidence from oceanic basalts for a common deep source of mantle plumes. *Science* 272, 991-995.
- Hart, S.R. (1984). A large scale isotope anomaly in the southern hemisphere mantle. *Nature* 309, 753-757.
- Hart, S.R. & Zindler, A. (1989). Constraints on the nature and development of chemical heterogeneities in the mantle. In: Peltier W.R. (ed.) *Mantle Convection*. New York: Gordon and Breach, 261-387.
- Hart, S.R., Hauri, E.H., Oschmann, L.A. & Whitehead, J.A. (1992). Mantle plumes and entrainment: isotopic evidence. *Science* 256, 517-520.
- 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, 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, B1, 411-422.
- Henderson, P. (1984). General geochemical properties and abundances of the rare earth elements. In: Henderson P. (ed) *Rare earth element geochemistry*, development in geochemistry 2. Elsevier, 1-32.

- 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): variation du taux de fusion partielle et hétérogénéité de la source mantellique. *C.R. Acad. Sci. Paris* 326, 413-420.
- 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, 363-386.
- Kogiso, T., Tatsumi, Y., Shimoda, G. & Barszczus, H.G. (1997). High μ (HIMU) ocean island basalts in southern Polynesia: new evidence for whole mantle scale recycling of subducted oceanic crust. *J. Geophys. Res.* 102, B4, 8085-8103.
- Lacroix, A. (1927). La constitution lithologique des îles volcaniques de la Polynésie Australe. *Mem. Acad. Sci. Paris* 5, 1-80.
- Lacroix, A. (1928). Nouvelles observations sur les laves des îles Marquises et de l'île Tubuai (Polynésie australe). *C. R. Acad. Sci. Paris* 187, p. 397.
- Lacroix, A. (1931). Les phonolites néphéliniques et leucitiques de l'île Ua Pou (Archipel des Marquises). *C. R. Acad. Sci. Paris* 20, 1161-1166.
- Lassiter, J.C., DePaolo, D.J. & Tatsumoto M. (1996). Isotopic evolution of Mauna Kea volcano: results from the initial phase of the Hawaii scientific project. *J. Geophys. Res.* 111, 11769-11780.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. & Zanettin, B. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total-alkali-silica diagram. *J. Petrol.* 27, 745-750.
- Le Dez, A., Maury, R.C., Vidal, Ph., 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. Fr.* 167, 197-209.
- Le Roex, A.P., Cliff, R.A. & Adair, B.J.I. (1990). Tristan da Cunha, South Atlantic, geochemistry and petrogenesis of a basanite-phonolite lava series. *J. Petrol.* 31, 779-812.
- Lowenstern, J.B. & Mahood, G.A. (1991). New data on magmatic H₂O contents of pantellerites with implications for petrogenesis and eruptive dynamics at Pantelleria. *Bull. Volcanology* 54, 78-83.
- Manhès, G., Allègre, C.J. & Provost, A. (1984). U-Th-Pb systematics of the eucrite « juvenas »: precise age determination and evidence for exotic lead. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 48, 2247-2264.
- Maury, R. C., Guille, G., Guillou, H., Blais, S., Chauvel, C. & Brousse, R. (2000). Notice explicative de la feuille Rurutu et Tubuai à 1/25 000 (Polynésie française, archipel des Australes). *Editions du BRGM, Orléans, France*, 81 p.
- McNutt, M., Fischer, K., Kruse, S. & Natland, J. (1989). The origin of the Marquesas fracture zone ridge and its implications for the nature of hot spots. *Earth Planet. Sci. Lett.* 91, 381-393.
- McNutt, M.K. & Bonneville, A. (2000). A shallow, chemical origin for the Marquesas swell. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 28, 11, 2253-2256.
- Metzner, C. & Grimmeisen, W. (1990). MONA: a user-friendly computer program for calculating the modal mineralogy of rocks from chemical analyses. *Eu. J. Mineral.* 2, 735-738.
- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A.K., Ginzburg, I.V., Malcom, R., Seiffert, F.A. & Zussman, J. (1988). Nomenclature of pyroxenes. *Mineral. Mag.* 52, 535-550.

- Mungall, J.E. & Martin, R.F. (1995). Petrogenesis of basalt-comendite and basalt-pantellerite suites, Terceira, Azores, and some implications for the origin of ocean-island rhyolites. *Contrib. Mineral. Petrol.* 119, 43-55.
- Neumann, E.R. & Wulff-Pedersen, E. (1997). The origin of highly silicic glass in mantle xenoliths from the Canary islands. *J. Petrol.* 38, 1513-1539.
- Nielsen, R.L. (1989). Phase equilibria constraints on liquid lines of descent generated by paired assimilation and fractional crystallization: trace element and Sr and Nd isotopes. *J. Geophys. Res.* 94, 787-794.
- Odin, G.S. and 35 collaborators (1982). Interlaboratory standards for dating purposes. In: Odin G.S. (ed.), *Numerical dating in stratigraphy*, Wiley, Chichester, p. 123-149.
- O'Hara, M.J. & Matthews, R.E. (1981). Geochemical evolution in an advancing periodically replenished, periodically tapped, continuously fractionated magma chamber. *J. Geol. Soc. London* 138, 237-277.
- Plessis, Y., Brousse, R. & Mouton, J.A. (1978). Découverte de fossiles dans les cendres volcaniques de l'île de Ua Pou (groupe des îles Marquises). *Cah. Pac., Volume spécial « Marquises »*, 237-241.
- Samson, S.D. & Alexander, E.C. Jr, (1987). Calibration of the intralaboratory $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating standard MMhb-1. *Chem. Geol.* 6, 27-34.
- Schiano, P., Clocchiatti, R., Shimizu, N., Weis, D. & Mattielli, N. (1994). Cogenetic silica-rich and carbonate-rich melts trapped in mantle minerals in Kerguelen ultramafic xenoliths: implications for metasomatism in the oceanic upper mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.* 23, 167-178.
- Schilling, J.G. & Winchester, J.W. (1967). Rare-earth fractionation and magmatic processes. In: S.K. Runcorn (ed.), *Mantles of Earth and terrestrial planets*, New York: Interscience, 267-283.
- Spencer, K.J. & Lindsley, D.H. (1981). A solution model for coexisting iron-titanium oxides. *Amer. Mineral.* 66, 1189-1201.
- Spulber, S.D. & Rutherford, M.J. (1983). The origin of rhyolite and plagiogranite in oceanic crust: an experimental study. *J. Petrol.* 24, 1-25.
- Steiger, R. H. & Jäger, E. (1977). Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.* 36, 359-362.
- Sun, S.S. & McDonough, W.F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and process. In: A. D. Saunders and M. J. Norry (eds), *Magmatism in the Ocean Basins. Geol. Soc. London Spec. Publ.* 42, 313-345.
- Taylor, H.P. (1980). The effects of assimilation of country rocks by magmas on $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ systematics in igneous rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.* 47, 243-254.
- Thirlwall, M.F. (1997). Pb isotopic and elemental evidence for OIB derivation from young HIMU mantle. *Chem. Geol.* 139, 51-74.
- Vicat, J. & Pouclet, A. (1995). Nature du volcanisme lié à une extension pré-panafricaine: les dolérites des bassins de Comba et de Sembe-Ouessou (Congo). *Bull. Soc. Géol. Fr* 166, 355-364.
- Vidal, Ph. (1992). Mantle: more HIMU in the future ? *Geochim. Cosmochim. Acta.* 56, 4295-4299.

- Vidal, Ph., Chauvel, C. & Brousse, R. (1984). Large mantle heterogeneity beneath French Polynesia. *Nature* 307, 536-538.
- Vidal, Ph., Dupuy, C., Barszczus, H.G. & Chauvel, C. (1987). Hétérogénéités du manteau et origine des basaltes des Marquises (Polynésie). *Bull. Soc. Géol. Fr.* 4, 633-642.
- Villemant, B., Jaffrezic, H. & Treuil, M. (1981). Distribution coefficients of major and trace elements; fractional crystallisation in alkali basalt series of Chaîne des Puys (Massif Central, France). II. Géochimie. *Bull. Soc. Fr. Min. Crist.* 103, 267-286.
- Weaver, B. L. (1990). Geochemical of the highly-undersaturated ocean island basalt suites from the South Atlantic Ocean Fernando de Noronha and Tridade. *Contribution to Geology and Petrology* 105, 502-515.
- White, W. M. (1997). *Geochemistry*, on-line textbook, Johns Hopkins Univ. Press., Baltimore, Md.
- White, W.M., Albarède, F. & Télouk, P. (2000). High-precision analysis of Pb isotope ratios by multi-collector ICP-MS. *Chem. Geol.* 167, 257-270.
- Wolfe, C.J., McNutt, M. & 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, 13591-13608.
- 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.
- Woodhead, J.D. & McCulloch, M.T. (1989). Ancient seafloor signals in Pitcairn island lavas and evidence for large amplitude, small-scale mantle heterogeneities. *Earth Planet. Sci. Lett.* 94, 257-273.
- Worner, G., Beusen, J.M., Duchateau, N., Gijbels, R. & Schmincke, H.U. (1983). Trace element abundances and mineral melt distribution coefficients in phonolites from the Laacher see volcano (Germany). *Contrib. Mineral. Petrol.* 84, 152-173.
- Wright, T.L. & Doherty, P.C. (1970). A linear programming and least squares computer method for solving mixing problems. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 81, 1995-2008.
- Wulff-Pedersen, E., Neumann, E.R., Vannucci, R., Bottazzi, P. & Ottolini L. (1999). Silicic melts produced by relation between peridotite and infiltrating basaltic melts: ion probe data on glasses and minerals in veined xenoliths from La Palma, Canary Islands. *Contrib. Mineral. Petrol.* 137, 59-82.
- Wyllie, P.J. (1963). Effects of the changes in slope occurring on liquidus and solidus paths in the system diopside-anorthite-albite. *Min. Soc. Amer. Spec. Pub.* 1, 204-212.
- Zindler, A. & Hart, S. (1986). Chemical geodynamics. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences* 14, 493-571.

VI- NUKU HIVA



Des reliefs fauves, comme des pattes griffues bien accrochées dans la mer. Une végétation rase, de celles sans cesse malmenées par les vents océaniques. Voilà Terre Déserte [...]. La queue presque encore au-dessus des vagues, l'ATR touche en bout de piste, une piste courte que seul ce type d'appareil peut pratiquer. Sauf à étêter les montagnes - chantier herculéen et budget à l'avenant -, il n'existe, ni sur cette île, ni sur les autres, pas de terrain assez plat pour construire plus grand. La chaleur est d'étuve dans la pimpante aérogare tout en verre à demi dissimulée sous les flamboyants de feu et les jaunes grappes d'acacias.

[...] La route qui mène vers Taiohae s'élève rapidement sur une piste de latérite, étroite blessure sanguinolente à flanc de montagne. [...] Avec l'altitude, le paysage devient franchement grandiose. Des pans de montagnes tourmentées, aux arêtes vives, se croisent, dessinant des vallées étroites, profondes, dont le soleil, même au zénith, ne parvient sans doute jamais à atteindre le fond. De loin en loin, plantées dans la paroi de roc suintante, de hautes tiges d'orchidées mauves semblent monter la garde. [...] surchauffée d'odeurs de fougère humide, de lichen, de terre et d'embruns. Odeurs acides, crues [...]

Taiohae n'est qu'un vaste jardin aux maisons disséminées sous les fleurs et les arbres fruitiers au bord de quelque deux kilomètres de rivage en demi-lune au fond de la baie. [...] L'agglomération n'a ni centre ni place, mais une unique longue route en ruban ombragée d'arbres immenses et doublée de pelouses, suivant la courbe du rivage.

[...] cette route, qui traverse la vallée de Taipivai, longe la rivière et s'élève dans les cocoteraies où des hordes de petits cochons noirs et à demi sauvages décortiquent ce qui reste de chair dans les fragments de noix de coco brisées après la récolte du coprah, mène vers des panoramas inouïs. L'aube du monde. Les entrailles de la terre jaillies en plein ciel, explosion figée du volcan affaissé, envahi d'écume, loin en contrebas. Une végétation sombre, charnelle, cannibale, s'agrippe à mi-pente des colonnes de basalte noir qu'elle a prises d'assaut.

[...] Dans les cocoteraies où sinue le fameux chemin, partout se dressent les titanesques plates-formes de grosses pierres empilées sans mortier caractéristiques des villages marquisiens des siècles passés. Les banians signalent les *meae*, lieux de culte de l'ancienne religion [...].

Anaho, la baie du matin calme. La plage de Robinson, dorée autour d'un miroir d'eau verte à l'échelle des Titans. Sous la cocoteraie, à perte de vue, une prairie d'hyménocales étoilées à hautes tiges, d'où émerge de loin en loin la silhouette allongée d'un séchoir à coprah aux planches mal équarries. L'aigreur douceâtre, écoeurante, des relents de noix de coco rances dans l'air bouillant saturé d'humidité imprègne le fort parfum des bulbeuses. Une poignée de bungalows, une église minuscule sous un *aito*, arbre de fer, et quelques maisons en pinex à flanc de colline, avec arbres à pain et vue imprenable.

*Eve Sivadjan, « Les îles Marquises : archipel de mémoire »
éditions Autrement, collection monde HS n°116*

Origine et abondance de laves intermédiaires et évoluées dans les îles océaniques : l'exemple de Nuku Hiva (Marquises, Polynésie française)

Christelle Legendre, René C. Maury, Dominique Savanier, Joseph Cotten, Gérard Guille, Sylvain Blais, Philippe Rossi, Catherine Chauvel, Christophe Hémond, Claire Bollinger

Résumé :

L'île de Nuku Hiva (Marquises, Polynésie française) est composée d'un volcan bouclier tholéiitique dont la moitié a disparu en mer suite à un effondrement, dont la caldeira résultante est comblée par le volcan de Taiohae plus récent. Ce dernier édifice est caractérisé par une association magmatique complexe comprenant des laves mafiques peu abondantes (tholéiites à olivine, basaltes alcalins et basanites), des laves intermédiaires prédominantes (hawaïites et quelques mugéarites, l'ensemble occupant 47% de la surface du volcan) et d'abondantes laves évoluées (trachytes sodiques et potassiques et benmoréites couvrant 25% de l'édifice). La plupart des laves intermédiaires et évoluées du volcan de Taiohae sont riches en amphibole et ont cristallisé sous des conditions de fortes fugacités d'oxygène. Les laves mafiques du volcan de Taiohae dérivent d'une source mantellique plus enrichie que les tholéiites du volcan bouclier, avec des taux de fusion partielle diminuant avec le temps pour former des tholéiites à olivine, des basaltes alcalins et des basanites. Nous montrons que la cristallisation fractionnée en système fermé de ces trois types de magmas basaltiques, avec un fort fractionnement d'amphibole et/ou d'apatite, rend compte de l'origine des hawaïites et des mugéarites du volcan de Taiohae. De même, les trachytes potassiques et sodiques dérivent des liquides benmoréitiques par un processus de cristallisation fractionnée impliquant de grandes quantités d'amphibole et de mica, respectivement. Par contre, la cristallisation fractionnée ne rend pas compte de la dérivation des benmoréites depuis les mugéarites. Ce processus ne permet pas d'expliquer le saut de composition en K_2O observé entre les mugéarites et les benmoréites. De plus, la signature isotopique des benmoréites et trachytes est clairement distincte (plus enrichie en EM II) que celle des basaltes, hawaïites et mugéarites du volcan de Taiohae. L'hypothèse selon laquelle les magmas benmoréitiques seraient formés par la fusion partielle de roches basaltiques non connues en surface nous semble la plus appropriée.

Origin of abundant intermediate and evolved lavas in ocean islands: an example from Nuku Hiva (Marquesas, French Polynesia)

Christelle Legendre*¹, René C. Maury¹, Dominique Savanier², Joseph Cotten¹, Gérard Guille³,
Sylvain Blais⁴, Philippe Rossi², Catherine Chauvel⁵, Christophe Hémond⁶, Claire Bollinger⁶

¹ UMR 6538, IUEM, Université de Bretagne Occidentale, 6 avenue Le Gorgeu, 29238 Brest Cedex 3, France.

² BRGM, B.P. 6009, 45060 Orléans cedex 2, France.

³ CEA/DASE, B.P. 12, 91680 Bruyères-le-Chatel, France.

⁴ UMR 6518, Géosciences Rennes, Université de Rennes 1, Campus de Beaulieu, 35042 Rennes, France.

⁵ UMR 5025, LGCA, Université Joseph Fourier, 1381 rue de la Piscine, 38041 Grenoble, France.

⁶ UMR 6538, IUEM, Université de Bretagne Occidentale, place N. Copernic, 29280 Plouzané, France.

* corresponding author: clegend@sdt.univ-brest.fr

tel: (33) 2 98 01 73 01

fax: (33) 2 98 01 66 20

KEY WORDS

Hawaiites, Trachytes, Fractional crystallisation, Partial melting, Alkaline series, French Polynesia.

ABSTRACT

Nuku Hiva pliocene island (Marquesas, French Polynesia) is composed of a large half-collapsed tholeiitic shield volcano (the Tekao edifice), the caldera of which is filled up by the younger Taiohae volcano. The latter edifice is characterised by a complex magmatic association including minor mafic lavas (olivine tholeiites, alkali basalts and basanites), predominant intermediate lavas (hawaiites with subsidiary mugearites, both covering 47% of the surface of the volcano) and abundant evolved lavas (K-rich and Na-rich trachytes and minor benmoreites, covering 25% of the edifice). Most intermediate and evolved Taiohae lavas are amphibole-rich and crystallised under high oxygen fugacities. Mafic Taiohae lavas derived from a mantle source more enriched than that of the shield volcano tholeiites, with melting rates decreasing with time to generate olivine tholeiites, alkali basalts and basanites. We show that closed-system fractional crystallisation of these three types of basaltic magmas accounts for the origin of Taiohae hawaiites and mugearites, providing separation of important amounts of amphibole and/or apatite. Similarly, fractionation of benmoreitic magmas involving large amounts of amphibole and mica may account for the genesis of K-rich and Na-rich trachytes, respectively. However, fractional crystallisation cannot account for the derivation of benmoreitic magmas from mugearitic ones: especially, this process fails to explain the abrupt shift in K_2O observed between mugearites and benmoreites. In addition, the isotopic signature of trachytes and benmoreites is clearly distinct (more EM II-rich) from that of Taiohae basalts, hawaiites and mugearites. Our preferred hypothesis is that benmoreitic magmas were generated from the partial melting at depth of basaltic rocks not found at the surface, leaving an amphibole-rich residue.

1. INTRODUCTION

Alkali basaltic and basanitic series from intra-oceanic islands generally include minor amounts of intermediate (hawaiites, phonotephrites) and evolved (trachytic or phonolitic) lavas. The most commonly accepted petrogenetic interpretation of such series is that these intermediate and evolved lavas derive from the associated mafic lavas through fractional crystallisation coupled or not with assimilation. Such a process should generate decreasing magma volumes from mafic towards evolved lavas, as observed in some oceanic islands, e.g. Tristan da Cunha (basanites to phonolites: Le Roex *et al.*, 1990), Fernando de Noronha (basanites to phonolites and trachytes: Weaver, 1990) or Mururoa atoll (alkali basalts to trachytes: Caroff *et al.*, 1993). However, intermediate lavas are often either absent or very uncommon in these series, as pointed out by Daly (1910; 1925). The existence of the «Daly gap» has been the matter of much controversy. Chayes (1963; 1977) has convincingly demonstrated that it occurs in *a majority* of intraoceanic alkaline series, e.g. in the Canary and Polynesian Islands (see Bailey, 1987, for a review). Specific modalities of the fractional crystallisation process, e.g. gently sloping liquidus surfaces (Wyllie, 1963), or magmatic bifurcation in the reservoir (Bonnefoi *et al.*, 1995), might account for the «Daly gap».

Alternatively, evolved magmas have been considered as genetically unrelated to the fractionation of mafic parents. For instance, they might derive from low melting degrees of enriched mantle, as evidenced by felsic interstitial glasses found in mantle xenoliths, some of them are trachytic or phonolitic in composition (Schiano *et al.*, 1994; Neumann & Wulff-Pedersen, 1997; Wulff-Pedersen *et al.*, 1999). Such a process could lead to the emplacement of small volumes of evolved magmas during the early stages of edification of oceanic islands (Devey *et al.*, 2001). Several authors have postulated that abnormally abundant felsic lavas might derive from the melting at depth of plume-derived basaltic materials, e.g. at Pantelleria (Lowenstern & Mahood, 1991), Socorro Island, Mexico (Bohrson & Reid, 1997) and Ua Pou, Marquesas (Legendre *et al.*, submitted). This hypothesis is supported to a certain extent by experimental data and numerical models (Hay & Wendlandt, 1995; Hay *et al.*, 1995; Kaszuba & Wendlandt, 2000).

The aim of the present paper is to discuss the origin of abnormally abundant intermediate and evolved lavas in the alkaline series from the inner volcano (Taiohae volcano) of Nuku Hiva Island (Marquesas archipelago, French Polynesia, South Pacific). This volcano is characterised by an unusual abundance of intermediate lavas and trachytes (Lacroix, 1927; Chubb, 1930; Brousse *et al.*, 1978; Le Dez *et al.*, 1996). According to our new mapping of the Taiohae volcano, basalts outcrop on 12% only of its surface, against 47% for hawaiites and mugearites and 25% for benmoreites and trachytes (Savianier *et al.*, *in prep.*). However, the origin of this association has been ascribed to fractional crystallisation of alkali basaltic magma under high water pressures and oxygen fugacities, involving separation of amphibole and mica (Maury & Brousse, 1978; Maury *et al.*, 1978; Leterrier & Maury, 1978). In addition, Taiohae trachytes are more radiogenic in Sr and less radiogenic in Nd than the other Nuku Hiva lavas (Vidal *et al.*, 1984), a feature hardly consistent with closed system fractionation.

2. GEOLOGICAL SETTING

2.1. *The Marquesas archipelago*

Four Neogene-Quaternary volcanic island chains occur in French Polynesia. They correspond from South to North to the Austral-Cook, Pitcairn-Gambier, Society and Marquesas archipelagoes, respectively. Pitcairn-Gambier and Society are typical Hawaiian-type linear chains trending N110-120°E with active hotspots at their southwest tip. Their age *versus* distance to the hotspot relationships are consistent with the local Pacific plate motion of about 11 cm/year (Duncan & McDougall, 1976). The Austral-Cook chain is more complex and its origin has been attributed to several coeval hotspots (Turner & Jarrard, 1982; Chauvel *et al.*, 1997; Maury *et al.*, 2000; Bonneville *et al.*, 2002).

The Marquesas archipelago (Fig. 1 inset) includes eight main islands (Eiao, Nuku Hiva, Ua Huka, Ua Pou, Hiva Oa, Tahuata, Motane, Fatu Hiva) and a few islets and seamounts formed between 5.5 and 0.4 Ma over a 53-49 Ma old oceanic crust generated at the axis of the Pacific-Farallon ridge. This 350 km-long archipelago displays many atypical features (Brousse *et al.*, 1990; Guille *et al.*, 2002). It is only approximately linear and its unusual N140-150°E trend is not consistent with the present-day Pacific plate motion but rather with the spreading motion of the Pacific-Farallon ridge prior to the onset of accretion at the axis of the East Pacific Rise. This feature suggests that the emplacement of the Plio-Quaternary Marquesas magmas was controlled by the tectonic features and/or the weakness zones of the underlying Pacific plate. Another characteristic feature of the Marquesas is the lack of any presently well-identified active volcanic zone at its southeastern edge, i.e. close to the Marquesas Fracture Zone which is supposed to have trapped the hot spot activity (McNutt *et al.*, 1989). Although the ages of the Marquesas islands tend to decrease towards Southwest (Brousse *et al.*, 1990; Desonie *et al.*, 1993; Guille *et al.*, 2002), the correlation between the ages of these islands and their distance to the presumed hotspot area is less clear than in most Hawaiian-type linear chains. Finally, a 15 to 20 km deep crustal root has been evidenced by seismic studies below the central part of the archipelago (Filmer *et al.*, 1993; Caress *et al.*, 1995) This thickening is interpreted as reflecting either the underplating of a magmatic body beneath the Moho (Caress *et al.*, 1995; McNutt and Bonneville, 2000) or the building of the archipelago over an oceanic plateau 50-45 Ma old (Gutscher *et al.*, 1999 and submitted).

2.2. Geology of Nuku Hiva

Nuku Hiva (140°06' W and 8°52' S) is the largest (380 km²) island of the Marquesas central group. Its shape is roughly quadrangular (Fig. 1). It is characterised by two semi-circular ridges, the northern one culminating at Mt. Tekao (1224 m) and the southern one, surrounding the Taiohae bay, at Mt. Muake (864m). These crests have been interpreted as the walls of two nested calderas (Chubb, 1930). Between them, two deep valleys, Hakau valley in the western and Taipivai valley in the eastern parts of the island, respectively, incise the island and are separated by the small crest of "les Deux Vallées". These major morphological features allow to recognise three structural zones in Nuku Hiva island: 1) the western and northeastern shield volcano also referred to as the Tekao volcano or external volcano, 2) the central Toovii plateau and 3) the Taiohae inner volcano (Le Dez *et al.*, 1996). A geological map of the island (simplified from Savanier *et al.*, *in prep.*) is shown in figure 1 and detailed reports of the geology of Nuku Hiva can be found in Le Dez *et al.* (1996) and Savanier *et al.* (*in prep.*).

The Tekao shield volcano represents the northern half of one of the biggest shield volcanoes of French Polynesia, ca. 20 km in diameter. It is exclusively composed of a *tholeiitic lava flow* pile dipping gently (8°-12°) toward the periphery of the island. These flows are mainly exposed in the sector of Terre Déserte and along the northern and eastern coasts of Nuku Hiva. Their thickness is metric to decametric and, at low altitudes, they are often strongly weathered and masked by ferralitic soils. The peripheral slopes of the Tekao volcano are accidented by several parasitic cones and associated flows genetically related to the Taiohae edifice.

The Toovii plateau is a relatively flat area bounded by the Tekao caldera wall and the inner slopes of the Taiohae volcano, respectively. It is made up of a pile of basaltic, hawaiitic and mugearitic lava flows originating from the Taiohae eruptive vents, overlain by volcanoclastic lacustrine sediments and locally by basaltic flows emitted from parasitic vents.

The inner Taiohae volcano directly overlies the shield volcano. It is mainly composed of mafic and mostly intermediate lava flows, trachytic protrusions and minor pyroclastic breccias. Six main units can be identified.

1) *Thin basaltic lava flows and lava tubes with interbedded ash levels.* They are only found in the Taiohae and Contrôleur Bays. These composite lava flows of metric thickness are mainly basaltic (olivine tholeiites, alkali basalts and basanites) with minor hawaiites.

2) *Pyroclastic breccias and ashes.* This unit is exposed in the western and eastern cliffs surrounding the Taiohae Bay and corresponds to two strombolian cones. Alkali basaltic and hawaiitic lava flows are intercalated within red strombolian pyroclastic breccias and ashes.

3) *Thin hawaiitic lava flows interbedded with ash levels.* They outcrop mostly in the western part of the inner Taiohae volcano and to a lesser extent in its eastern part. This rather homogenous

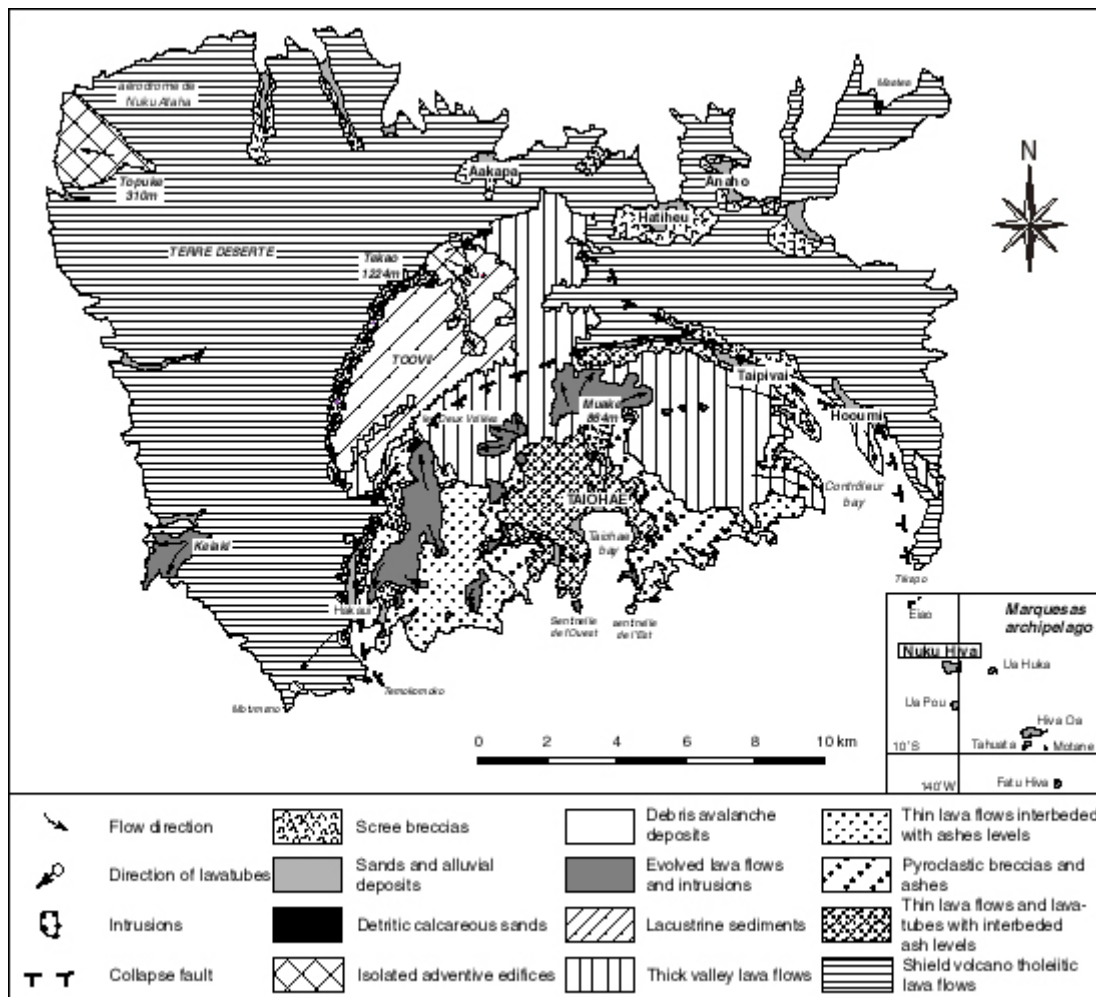


Fig. VI.1.: Geological sketch of Nuku Hiva. Inset: the Marquesas archipelago.

pile of metric-size hawaiitic lava flows with a few intercalated ash levels reaches a thickness up to 400 m near Tehiohio foreland.

4) *Thick hawaiitic and mugearitic lava flows.* Their pile is the most widely distributed unit of the Taiohae volcano. It outcrops along its western, northern and eastern slopes and constitute the basement of the Toovii plateau. This unit is composed of massive, often columnar-jointed hawaiitic and mugearitic lava flows up to 20 m thick. In the western part of the Toovii plateau, these flows are overlain by a *ca.* 50m thick pile of volcanoclastic *lacustrine sediments* mainly derived from the erosion of the Taiohae volcano.

5) *Trachytic and benmoreitic lava flows and protrusions.* They make up very thick lava flows located in the western part of the Taiohae volcano and a spectacular ring of protrusions emplaced around the Taiohae Bay in an hemircircular pattern. The most impressive of them is the 200 m thick Mt. Muake dome and associated flows. During their emplacement, small-scale destabilisation events formed *debris avalanche deposits* which outcrop at the foot of Mt. Muake.

6) *Parasitic edifices* genetically related to the Taiohae volcano were emplaced over the Tekao slopes or the Toovii Plateau. They include: the well preserved trachytic extrusion of Keiaki in the SW of the island, the hawaiitic Topuke cone and flows in the NW of the island, and two basaltic vents and flows in the northern part of Toovii plateau (tholeiitic) and in the SW of the island near Motumano (alkali basaltic).

According to previously published data (Le Dez *et al.*, 1996), the building of Nuku Hiva took mainly place between *ca.* 4.8 Ma (age of the oldest Tekao tholeiites) and 3.6 Ma (age of the youngest Taiohae lavas). New datings conducted on separated groundmass (Savanier *et al.*, *in prep.*) point out to a more rapid edification between 4.07 and 3.62 Ma.

3. ANALYTICAL METHODS

Mineral compositions were determined using a CAMECA SX 50 electron microprobe (Microsonde Ouest, Brest) under the following analytical conditions: acceleration voltage 15 kV, beam diameter 10-12 nA, counting time 6 s and correction by the ZAF method. Detection limits are *ca.* 0.2% for major elements and concentrations of less than 0.3 wt% are considered qualitative. A detailed account of the procedure is presented in Defant *et al.* (1991).

Whole rock major and trace element data were obtained on 68 agate-grinded powders at UMR 6538 Domaines océaniques (Brest) using a Jobin-Yvon Inductive Coupled Plasma – Atomic Emission Spectrometer (ICP-AES). Sample preparation techniques, detection limits and analytical procedures are described in Cotten *et al.* (1995). Additional trace element data were obtained by

Inductive Coupled Plasma – Mass Spectrometry (ICP-MS) at UMR 5025 Grenoble using a Plasma QUAD-Fisons spectrometer. Corresponding analytical conditions are described in Barrat *et al.* (1986).

Sr, Nd and Pb isotopic measurements were performed in Grenoble on rock chips that were strongly leached with 6N HCl and dissolved using HF and HNO₃. Chemical separation of Pb was performed using the anionic resin technique of Manhès *et al.* (1984), while LREE and Sr were isolated using cationic resin. Nd was further separated from Sm using Ln-Spec Eichrom resin and the Sr fraction was cleaned up using Sr-Spec Eichrom resin. Total blanks were lower than 90 picograms for Pb, 45 picograms for Sr and 50 picograms for Nd and were thus negligible relative to the amounts of those elements present in the samples. All samples were loaded and run on a FINNIGAN MAT 261 mass spectrometer (UMR 6538 and IFREMER, Brest) for Sr measurements, on a Triton spectrometer (IUEM, Brest) for Nd analyses and finally on a MC-ICPMS P54 VG (in Lyon) for Pb measurements. Complete duplicate analyses, including dissolution and chemistry, were performed for two samples.

4. PETROLOGIC AND GEOCHEMICAL DATA

4.1. Petrographic types

Major element compositions of Nuku Hiva lavas plotted in the TAS diagram (Le Bas *et al.*, 1986) are shown in Figure 2 and the analyses of selected samples are presented in Table 1. The Tekao shield volcano is exclusively composed of olivine tholeiites. Lavas from the Taiohae inner volcano range in composition from mafic lavas (olivine tholeiites, alkali basalts and basanites) to non-peralkaline trachytes through hawaiites, mugearites and benmoreites. A summary of the petrographic features of Nuku Hiva lavas is given in Table 2. Olivine tholeiites are porphyritic and often show an intergranular texture. The studied tholeiites contain <10% modal phenocrysts, among which olivine usually dominates over clinopyroxene, Fe-Ti oxides and plagioclase. These minerals are also present in the groundmass (Table 2). Ilmenite and titanomagnetite are only present in the groundmass of the Tekao shield volcano tholeiites whereas they occur together both as phenocrysts and as groundmass crystals in the inner volcano tholeiites. Alkali basalts are usually porphyritic and contain phenocrysts of olivine, clinopyroxene, plagioclase and titanomagnetite. Ilmenite and titanomagnetite magnetite microcrysts are present in their groundmass together with olivine, clinopyroxene and plagioclase. In addition, some alkali basalts present resorbed amphibole phenocrysts. Basanites are also porphyritic with phenocrysts of olivine, clinopyroxene, plagioclase, amphibole and titanomagnetite. Anorthoclase laths are present in their groundmass together with olivine, clinopyroxene, plagioclase and Fe-Ti oxides.

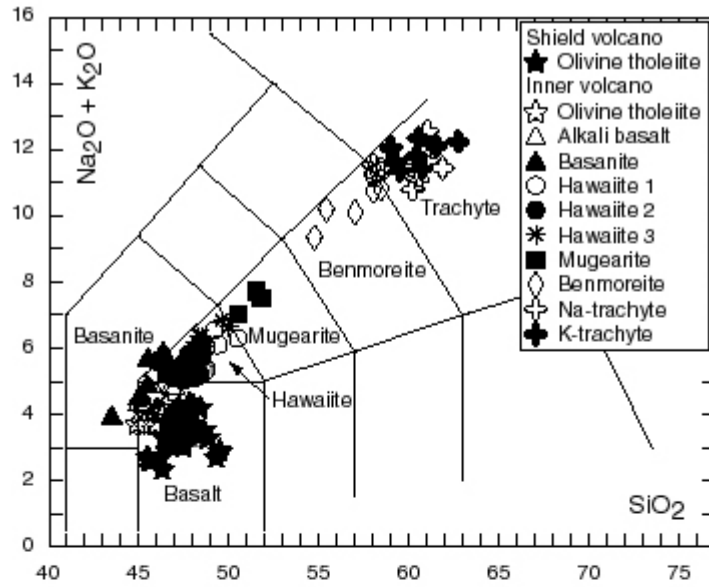


Fig. VI.2.: Total-Alkali-Silica (TAS) discrimination diagram for Nuku Hiva lavas. The fields are from Le Bas *et al.* (1986).

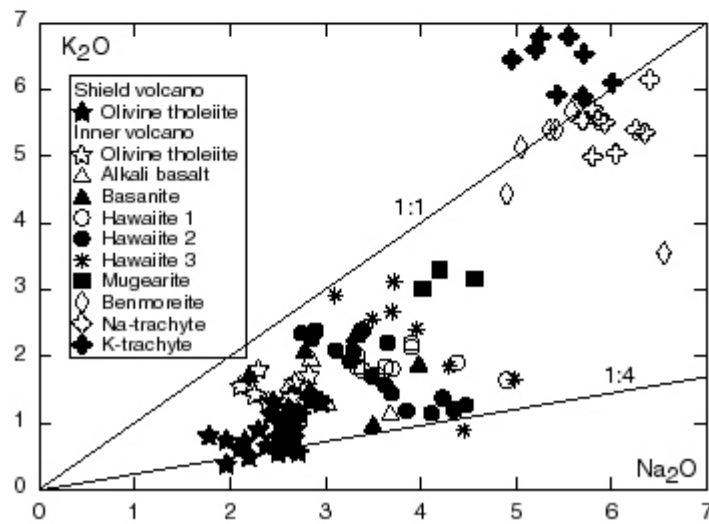


Fig. VI.3.: K_2O vs. Na_2O plot for Nuku Hiva lavas.

Table 1: Selected major and trace element analyses of Nuku Hiva samples

ech	NK39	NK155	NK209	NK24	NK55	NK57b	NK76	NK56	NK64	NK143	NK79	NK94	NK110	NK189	NK156
type	S th	S th	S th	S th	I th	I th	I th	B alc	B alc	B alc	Bas	Bas	Bas	hw l	hw l
SiO2	47.25	48.60	46.70	47.00	46.00	45.30	44.90	45.20	46.00	45.00	46.35	45.50	41.25	48.75	48.40
TiO2	3.14	3.25	3.62	3.87	3.17	3.22	3.59	3.51	3.02	2.89	3.12	3.01	2.73	2.83	3.72
Al2O3	12.84	13.45	14.40	15.00	13.85	12.95	13.45	14.50	13.70	14.47	16.20	15.00	11.88	16.75	15.82
Fe2O3*	12.80	12.40	13.20	12.85	11.80	12.65	13.05	12.60	12.35	11.80	11.78	11.78	13.68	10.80	12.00
MnO	0.17	0.17	0.16	0.20	0.15	0.19	0.16	0.16	0.16	0.17	0.17	0.18	0.19	0.23	0.17
MgO	9.10	6.63	6.50	6.03	7.57	9.05	9.45	5.89	8.60	8.00	5.40	6.96	12.50	3.05	4.50
CaO	9.60	10.90	10.20	9.75	8.05	9.40	8.95	10.35	9.55	8.62	8.40	9.75	11.80	7.20	9.62
Na2O	2.43	2.52	2.50	2.40	2.83	2.11	2.40	2.78	2.62	3.02	3.98	2.78	2.70	3.90	3.34
K2O	1.13	1.00	0.56	0.73	1.72	1.55	1.31	1.51	1.54	1.27	1.86	2.05	0.60	2.14	1.84
P2O5	0.38	0.34	0.39	0.42	0.53	0.43	0.47	0.51	0.42	0.59	0.69	0.63	0.41	0.89	0.72
LOI	0.46	0.40	1.08	1.47	4.19	2.49	2.16	2.79	2.03	3.63	1.63	2.06	2.19	3.20	0.37
total	99.30	99.66	99.31	99.72	99.86	99.34	99.89	99.80	99.99	99.46	99.58	99.70	99.93	99.74	100.50
hy	7.72	12.94	16.09	19.14	2.23	5.00	0.46	12.48	18.30	18.78	13.89	15.25	23.19	6.22	10.55
ol	13.68	1.88	2.28	0.85	16.09	15.17	20.77	2.38	1.48	1.46	5.89	3.84	11.44	0.49	0.49
ne															
Rb	25.0	27.5	4.70	12.5	45.5	36.0	36.0	30.0	44.0	50.0	80.0	52.5	16.0	42.0	47.5
Sr	465	435	424	490	555	520	620	740	540	710	860	760	632	915	720
Ba	221	174	125	320	350	320	312	420	358	521	632	637	1300	915	450
Sc	26.0	30.5	29.0	27.5	19.0	24.0	21.5	20.0	21.5	17.0	14.8	20.5	24.0	9.90	20.5
V	330	340	345	370	262	305	295	300	290	234	237	280	309	191	330
Cr	470	370	235	127	275	320	340	252	335	312	106	260	580	12.0	18.0
Co	56.0	39.0	42.0	51.0	44.0	48.0	53.0	49.0	49.0	42.0	32.5	38.5	62.0	22.5	36.0
Ni	285	103	117	89.0	182	203	224	162	212	187	70.0	108	265	12.0	49.0
Y	32.0	32.0	34.5	174.0	31.0	27.5	28.6	29.0	28.0	28.5	32.2	30.5	260	40.0	38.0
Zr	250	252	255	295	332	255	310	275	250	261	354	304	158	340	412
Nb	27.0	26.0	26.0	34.0	44.0	35.0	40.0	45.0	37.5	49.5	62.0	59.0	46.0	61.0	52.5
La	25.5	24.0	24.0	27.0	41.0	35.0	35.0	38.0	33.0	45.0	57.0	54.0	59.0	64.0	48.0
Ce	57.0	56.0	56.0	151	88.0	75.0	76.0	78.5	68.0	93.0	113	113	65.0	131	104
Nd	35.0	35.0	37.5	735	46.0	39.0	44.0	43.0	35.0	44.5	53.0	49.0	77.0	62.0	56.0
Sm	8.20	8.00	9.00	188	9.20	8.10	8.90	8.20	7.20	8.90	9.60	9.30	17.0	11.7	11.4
Eu	2.51	2.56	2.87	73.0	2.81	2.43	2.81	2.72	2.30	2.63	2.95	2.65	6.57	3.45	3.50
Gd	7.10	8.00	9.10	305	7.80	7.50	8.00	7.60	6.25	7.35	8.60	7.60	31.6	9.90	10.0
Dy	6.25	6.40	6.90	277	6.20	5.75	5.70	5.85	5.40	5.70	6.00	5.70	23.1	7.30	7.65
Er	2.80	2.85	3.40	139	2.60	2.30	2.50	2.50	2.40	2.40	2.80	2.60	13.5	3.40	3.25
Yb	2.33	2.30	2.47	115	2.10	2.04	1.87	1.98	1.86	2.12	2.25	2.34	6.89	2.74	2.71
Th	2.95	2.50	2.20	4.55	6.05	4.35	4.25	5.25	5.25	6.00	7.90	8.05	3.90	8.30	6.45

Table 1: Selected major and trace element analyses of Nuku Hiva samples (continued)

ech type	NK44 hw 2	NK157 hw 2	NK42 hw 3	NK173 hw 3	NK145 hw	NK111 mug	NK114 mug	NK154 mug	NK96 ben	NK202 ben	NK52 Na tra	NK87 Na tra	NK172 K tra	NK178 K tra	NK190 K tra
SiO2	48.00	48.10	50.00	49.60	49.00	51.50	51.80	50.80	55.40	58.45	58.40	61.85	59.20	60.50	62.70
TiO2	2.81	3.13	2.27	2.32	2.92	2.13	2.29	2.88	1.26	1.20	0.94	0.74	0.77	0.70	0.56
Al2O3	16.05	15.58	17.12	16.75	16.75	16.80	18.00	17.25	17.15	17.80	18.10	17.28	18.30	18.20	18.10
Fe2O3*	10.85	11.94	9.54	9.65	11.40	8.48	8.70	10.41	5.50	5.54	5.21	3.94	4.82	3.65	3.14
MnO	0.18	0.30	0.17	0.18	0.18	0.28	0.17	0.14	0.22	0.19	0.22	0.10	0.18	0.16	0.16
MgO	5.56	5.00	4.21	4.70	4.32	2.57	2.21	3.12	2.04	1.46	1.08	0.94	1.13	0.82	0.45
CaO	7.85	7.76	6.70	6.78	8.02	5.60	6.30	6.60	4.80	3.51	2.54	1.84	2.18	2.07	1.55
Na2O	3.62	2.85	4.98	3.72	3.50	4.56	4.20	3.96	5.05	5.42	5.86	5.93	5.70	5.55	5.71
K2O	1.58	2.27	1.66	3.12	1.85	3.17	3.30	3.18	5.14	5.40	5.55	5.50	5.90	6.80	6.53
P2O5	0.75	0.69	0.75	0.52	0.82	0.64	0.82	0.78	0.40	0.41	0.32	0.22	0.26	0.15	0.12
LOI	2.31	2.43	2.55	2.18	1.46	3.84	2.11	0.68	3.18	0.71	1.53	1.17	1.52	1.36	1.05
total	99.56	100.05	99.95	99.52	100.22	99.57	99.90	99.80	100.14	100.09	99.75	99.51	99.96	99.96	100.07
hy	2.56	10.45			6.99		3.02	0.64				4.87			2.28
ol	13.24	7.40	12.62	11.91	8.55	9.23	6.06	9.38	4.61	5.40	5.55		5.39	3.32	1.25
ne			2.46	1.67		0.64			5.22	2.29	3.90		2.73	3.46	
Rb	22.0	61.0	77.0	58.0	25.2	91.0	96.0	96.0	106	157.5	155	166	160	188	213
Sr	780	650	837	690	810	712	930	820	584	580	425	357	470	360	255
Ba	650	580	780	820	860	700	900	980	975	1075	1070	780	1100	1170	630
Sc	15.0	17.5	10.0	13.0	14.0	8.20	7.00	13.0	5.20	3.00	2.00	2.00	1.60	0.90	0.90
V	196	268	165	185	225	148	130	225	70.0	47.0	32.0	38.0	20.0	20.0	150
Cr	129	104	56.0	130	42.0	20.0	36.0	54.0	42.0	6.00	4.00	20.0	12.0	3.00	3.00
Co	28.0	48.0	22.0	28.0	30.0	24.0	18.0	26.0	13.0	6.00	5.00	5.00	5.00	3.00	2.00
Ni	54.0	107	42.0	76.0	35.0	39.0	29.0	38.0	17.0	4.00	2.00	14.0	4.00	2.50	2.00
Y	34.0	36.0	31.5	29.3	63.0	37.5	34.5	121	28.0	34.0	28.5	24.0	30.0	44.0	32.0
Zr	320	385	380	420	366	505	420	433	554	614	705	775	630	708	798
Nb	58.0	57.0	69.0	72.0	67.0	67.0	77.0	69.0	87.0	105	104	96.0	95.0	127	133
La	52.0	56.0	66.0	67.0	86.0	69.0	77.0	190	77.0	91.0	83.0	79.0	85.0	122	102
Ce	112	112	128	126	138	135	148	180	142	169	150	142	152	175	175
Nd	54.0	53.0	56.0	50.0	72.0	62.0	62.0	158	49.0	62.0	50.0	43.0	52.0	59.0	51.0
Sm	10.0	10.0	9.80	8.70	13.4	11.5	11.3	29.0	8.10	10.2	8.20	7.00	7.60	9.10	7.80
Eu	3.05	3.00	2.94	2.50	3.90	3.30	3.12	7.65	2.25	2.63	2.10	1.82	2.04	2.22	1.77
Gd	8.40	8.70	8.00	7.40	12.1	9.50	9.10	28.0	6.00	7.60	5.90	5.10	6.00	6.70	5.45
Dy	6.70	6.80	6.00	5.45	9.50	7.40	6.70	20.0	4.70	6.00	4.90	4.10	4.80	6.15	4.95
Er	2.70	3.00	2.45	2.70	4.50	3.40	3.00	8.90	2.60	3.25	2.75	2.45	2.90	3.65	3.10
Yb	2.40	2.70	2.29	2.40	3.77	2.68	2.53	6.25	2.50	3.16	2.75	2.35	2.80	3.70	3.38
Th	7.20	9.00	10.0	12.6	9.10	12.0	11.6	12.5	16.2	18.2	20.5	21.5	19.1	21.2	27.0

Table 1: Selected major (oxide weight %) and trace (ppm) element analyses of Nuku Hiva samples. Samples were analysed by ICP-AES (Brest). Sample preparation techniques, detection limits and analytical procedures are described in Cotten *et al.* (1995).

S th: Tekao shield volcano olivine tholeiite; I th: Taiohae inner volcano olivine tholeiite; B alc: alkali basalt; Bas: basanite; hw 1: hawaiiite 1; hw 2: hawaiiite 2; hw 3: hawaiiite 3; hw: hawaiiite; mug: mugearite; ben: benmoreite; Na tra: Na-trachyte; K tra: K-trachyte. In italics: REE and Y-enriched samples.

Intermediate lavas include hawaiiites and mugearites. The former are by far the most abundant lava type in the Taiohae inner volcano, whereas the latter are rather scarce (three samples out of our set). Hawaiiites and mugearites are usually porphyritic. Some hawaiiites contain apatite and/or amphibole and/or olivine phenocrysts together with clinopyroxene, plagioclase and Fe-Ti oxides. In mugearites, phenocrysts of olivine are rare while apatite and amphibole phenocrysts are always present. The groundmass of hawaiiites and mugearites contain the same minerals plus occasional soda sanidine.

Evolved lavas include a few benmoreites and abundant non-peralkaline trachytes. Clinopyroxene, plagioclase, K-feldspar and Fe-Ti oxides occur both as phenocrysts and groundmass minerals in benmoreites. Destabilised amphibole is also commonly present as phenocrysts together with apatite and sometimes phlogopite-biotite. Trachytes are always porphyritic and present a fluidal texture. In Na-rich trachytes ($K_2O/Na_2O < 1$; Fig. 3), phenocrysts include clinopyroxene, amphibole, plagioclase, K-feldspar, titanomagnetite, apatite and mica. K-rich trachytes ($K_2O/Na_2O > 1$; Fig. 3) are less porphyritic and their phenocrysts are only represented by plagioclase and K-feldspar. In the two trachytic groups, groundmass minerals are K-feldspar, titanomagnetite and minor zircon.

4.2. Mineralogical data

Detailed accounts of the mineralogy of Nuku Hiva lavas based on a number of microprobe analyses have been already published by Maury & Brousse (1978) and Maury *et al.*, (1978) for the lavas of the inner Taiohae volcano, and by Le Dez *et al.* (1996) for the basalts.

Olivines

Olivine phenocrysts from mafic and intermediate lavas display large compositional variations from Fo85 to Fo60, which appear mostly independent of the petrographic types (Table 2). They are far more abundant within the mafic and hawaiitic lavas than within mugearites. They are commonly rimmed by iddingsite. Sometimes, iddingsite is in turn rimmed by fresh olivine, a feature indicating the magmatic character of the oxidation (High Temperature Iddingsite; Goff, 1996; Caroff *et al.*, 1997).

Clinopyroxenes

Table 2 shows that calcic clinopyroxene phenocrysts are augitic in olivine tholeiites from both the shield and inner volcanoes, and either augitic or diopsidic in alkali basalts and basanites. Their Ca contents increase with the degree of silica-saturation of the host mafic lavas (Le Dez *et al.*, 1996). In alkali basalts and basanites, they display chemical zoning with increasing Ti from core to rim. They are always augitic in hawaiites, mugearites and benmoreites. In hawaiites and mugearites, they often contain apatite inclusions. Scarce phenocrysts of augite and/or green-coloured hedenbergite also occur in Na-rich trachytes. The occurrence of Ca-poor clinopyroxene (pigeonite) in a Tekao shield volcano tholeiite has been described by Le Dez *et al.*, (1996).

Amphiboles

Nuku Hiva inner volcano is noteworthy for the almost systematic occurrence of amphibole phenocrysts, often large and in important amounts, in basanites, hawaiites, mugearites, benmoreites and Na-rich trachytes (Maury *et al.*, 1978). Most of the time, these amphiboles show partly resorbed rims and contain apatite inclusions. In mugearites and benmoreites, they are always entirely resorbed and converted to titanomagnetite aggregates preserving their initial shape. Their compositions range from kaersutite in basanites and hawaiites to edenitic hornblende in Na-trachytes.

Micas

Scarce mica phenocrysts occur in evolved Nuku Hiva lavas. They are Ti-rich phlogopite in benmoreites and biotite in Na-trachytes.

Feldspars

Plagioclase phenocrysts occur in all kinds of lavas. They are usually unzoned and their composition is largely variable within the mafic lavas and hawaiites (An 82-40). They become progressively more sodic in mugearites (An 63-50), benmoreites (An 63-30) and trachytes (An 45-20) with respect to the former types. Plagioclase, anorthoclase and soda sanidine are the prominent phenocrysts in benmoreites and Na-trachytes, and the only ones in K-trachytes. Groundmass K-feldspars occur within basanites and in all the intermediate and evolved lavas, from hawaiites to trachytes.

Fe-Ti oxides

Most of the studied lavas contain both titanomagnetite and hemoilmenite with the exception of basanites, trachytes and some hawaiites where only titanomagnetite occurs. Hemoilmenite compositions range from Ilm 83 to Ilm 99, whereas the ferric iron contents of titanomagnetite increase progressively from mafic lavas (Usp 55-37) to hawaiites and mugearites (Usp 72-44). It is quite lower (Usp 64-46) in benmoreites and trachytes. Corresponding thermobarometric data will be discussed later. Globally, they support the conclusions of previous authors (e.g., Maury *et al.*, 1978)

Summary of petrologic data

	th. ext	th. int	B. alc	basanite	hawaiiite	mugearite	benmoreite	Na trachyte	K trachyte
olivine	Ph. ++Fo 67-85++ Gr. --- n.d. ---	++Fo 61-80++ --- n.d. ---	++Fo 74-80++ --- n.d. ---	++Fo 69-85++ --- n.d. ---	++Fo 65-86++	++Fo 69-85++			
pyroxene	Ph. +++aug++++ Gr. --- aug ---	+++aug++++ --- aug ---	+aug., diop+ --- aug ---	+aug., diop+ --- aug ---	+++aug++++ --- aug ---	+++aug++++ --- aug ---	+++aug++++ --- aug ---	++aug. hed++	
amphibole	Ph. --- ilm 96-87- +usp 54-37+	+++ilm 94+++ - ilm 99-93 -	- ilm 95-88 - +usp 55-45+	+++kaer+++ +usp 78-36+	+++ilm 93+++ - ilm 97-83 -	+++n.d.+++ - ilm 96-86 -	+++n.d.+++ - ilm 96 - -	++edenite++	
ilmenite	Ph. --- ilm 96-87- +usp 54-37+	+++ilm 94+++ - ilm 99-93 -	- ilm 95-88 - +usp 55-45+	+++kaer+++ +usp 78-36+	+++ilm 93+++ - ilm 97-83 -	+++n.d.+++ - ilm 96-86 -	+++n.d.+++ - ilm 96 - -		
magnetite	Ph. --- ilm 96-87- +usp 54-37+	+++ilm 94+++ - ilm 99-93 -	- ilm 95-88 - +usp 55-45+	+++kaer+++ +usp 78-36+	+++ilm 93+++ - ilm 97-83 -	+++n.d.+++ - ilm 96-86 -	+++n.d.+++ - ilm 96 - -		
plagioclase	Ph. ++an 70-58++ Gr. - an 65-55 - -	++an 80-42++ - an 60-40 - -	++an 82-45++ - an 75-60 - -	++an 80-30++ - an 70 - -	++an 82-45++ - an 80-55 - -	++an 63-50++ - an 55-50 - -	++an 63-30++	++an 40-20++	++usp62-42++ - usp 62-56 - ++an 45-25++
K-feldspar	Ph. --- ilm 96-87- +usp 54-37+	+++ilm 94+++ - ilm 99-93 -	- ilm 95-88 - +usp 55-45+	+++kaer+++ +usp 78-36+	+++ilm 93+++ - ilm 97-83 -	+++n.d.+++ - ilm 96-86 -	+++n.d.+++ - ilm 96 - -	++anor, san++	++anor+++
mica	Ph. --- ilm 96-87- +usp 54-37+	+++ilm 94+++ - ilm 99-93 -	- ilm 95-88 - +usp 55-45+	+++kaer+++ +usp 78-36+	+++ilm 93+++ - ilm 97-83 -	+++n.d.+++ - ilm 96-86 -	+++n.d.+++ - ilm 96 - -	--- anor, san - -	--- anor - - -
accessory	Ph. --- ilm 96-87- +usp 54-37+	+++ilm 94+++ - ilm 99-93 -	- ilm 95-88 - +usp 55-45+	+++kaer+++ +usp 78-36+	+++ilm 93+++ - ilm 97-83 -	+++n.d.+++ - ilm 96-86 -	+++n.d.+++ - ilm 96 - -	+phlogopite+	+++biotite+++
Gr.	Gr. --- ilm 96-87- +usp 54-37+	+++ilm 94+++ - ilm 99-93 -	- ilm 95-88 - +usp 55-45+	+++kaer+++ +usp 78-36+	+++ilm 93+++ - ilm 97-83 -	+++n.d.+++ - ilm 96-86 -	+++n.d.+++ - ilm 96 - -	+++ap+++	+++ap+++
								--- Zr - - - -	--- Zr - - - -

Table 2: Summary of petrologic data for Nuku Hiva lavas.

Ph.: phenocrysts; Gr.: groundmass minerals; n.d.: no data; aug: augite; diop: diopside; kaer: kaersutite; ilm: ilmenite; usp: ulvöspinel;
an: anorthite; anor: anorthoclase, san: sanidine, ap: apatite; zr: zircon.

who showed that the Nuku Hiva magmas evolved under rather high oxygen fugacities, consistently above the FMQ buffer.

4.3. Major element variations

Most of the samples analysed (Table 1) are relatively fresh, with loss on ignition (LOI) values ranging usually from slightly negative (-0.3%) to 3%. However, some samples display evidence for post-magmatic alteration as indicated by the occurrence of secondary calcite, zeolites and iddingsite. Their LOI range from 3 to 4.2 %. Samples with LOI >4.2% have not been considered in this study.

Nuku Hiva lavas present a large and almost continuous range of variation from basalts to trachytes (Fig. 2). The basaltic rocks display the usual major element features of the Marquesas basalts (Liotard *et al.*, 1986). Their degree of silica-saturation is variable from olivine-tholeiites (Tekao shield volcano and early units of the Taiohae volcano) to alkali basalts and basanites, which only occur in the Taiohae volcano as well as the intermediate and evolved lavas. Hawaiites are the most prominent rock type of this edifice, in which mugearites and benmoreites are only represented by a few samples in our set. The series of the inner Taiohae volcano displays a small but nevertheless typical Daly gap between those two latter types ($\text{SiO}_2 = 51.80$ to 54.75 and $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 7.73$ to 9.34). In addition, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ratios display spectacular variations (Fig. 3). They range from 1:4 for some mafic and intermediate lavas to ca. 1:1 in benmoreites. A quite abrupt increase in K_2O (from 3.30 to 4.44 wt %) contents is observed from mugearites to benmoreites and trachytes. The $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ratios of trachytes are high but highly variable, a feature which allows us to distinguish two trachytic types (Maury & Brousse, 1978; Maury *et al.*, 1978): Na-trachytes ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} < 1$) and K-trachytes ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 1$), respectively. As shown by these authors, K-trachytes are silica-undersaturated while some Na-trachytes are silica-oversaturated (Table 1).

The Harker diagrams for major elements (not shown) display rather continuous variations with decreasing TiO_2 , total iron, MgO, CaO for increasing SiO_2 while Na_2O and K_2O are positively correlated with silica. Al_2O_3 and P_2O_5 decrease within trachytes and mugearites, respectively.

4.4. Trace element data

Compatible elements

Contrary to alkali basalts and basanites, compatible trace element contents of most Mg-rich tholeiites ($\text{MgO} > 8\%$) fit the range predicted for basaltic magmas in equilibrium with a lherzolitic source, e.g. Co = 50 to 70 ppm and Ni = 200 to 500 ppm (Allègre *et al.*, 1977; Villemant *et al.*, 1981). They rapidly decrease with increasing SiO_2 contents.

Evidence for supergene enrichments in REE and Y

Ce/Y and La/Ce ratios of Nuku Hiva lavas are plotted against Th in Figures 4a and 4b. These ratios are positively correlated with Th for the majority of the samples from both the shield and the inner volcanoes. However, some mafic lavas together with a few hawaiites and mugearites display Ce/Y and La/Ce ratios plotting clearly below and above the general trend, respectively. Most of them are characterised by abnormally high middle rare earth elements (MREE), heavy rare earth elements (HREE) and Y contents (Fig. 4c and 4d) and display negative Ce anomalies (Fig. 4d). These lavas can be considered as fresh according to common petrographic and chemical criteria. Indeed they have low LOI values, are not depleted in alkali and alkali-earth elements and lack or display low amounts of secondary minerals.

Nuku Hiva lavas, as well as those from various other French Polynesian islands (e.g. Tahuata and Hiva Oa, Marquesas; Aukena and Kamaka, Gambier; Tahaa, Society) are already known to display anomalous REE and Y enrichments (Cotten *et al.*, 1995). They are characterised by negative Ce anomalies with respect to neighbouring REE and abnormally high ratios between REE-Y and large ion lithophile elements (LILE) or high field strength elements (HFSE). These abnormal REE and Y distributions are related to post-magmatic weathering in tropical conditions, which leads to deposition in apparently fresh lavas of the supergene Y-REE phosphate rhabdophane (Cotten *et al.*, 1995). According to these authors, the most likely source of these enrichments is the overlying lava pile from which REE and Y were leached by meteoric waters.

Nuku Hiva REE and Y-enriched samples discussed by Cotten *et al.* (1995) display light REE (LREE) concentrations up to 100 times and HREE contents up to 30 times the primitive mantle of Sun and McDonough (1989). The compositions of a majority of the REE and Y-enriched samples from our set are consistent with these values. However, the most enriched ones display LREE contents up to 500 times and HREE contents up to 200 times the primitive mantle of Sun and McDonough (1989). These values represent to our knowledge the highest REE- and Y-enrichments described from tropical or equatorial volcanic islands. These samples were collected from the Tekao shield volcano at "Terre Déserte", an area where the lack of vegetation triggers intense weathering by meteoric waters.

Samples abnormally enriched in REE and Y represent about 20% of our total set (142 samples). They are not considered in the following sections.

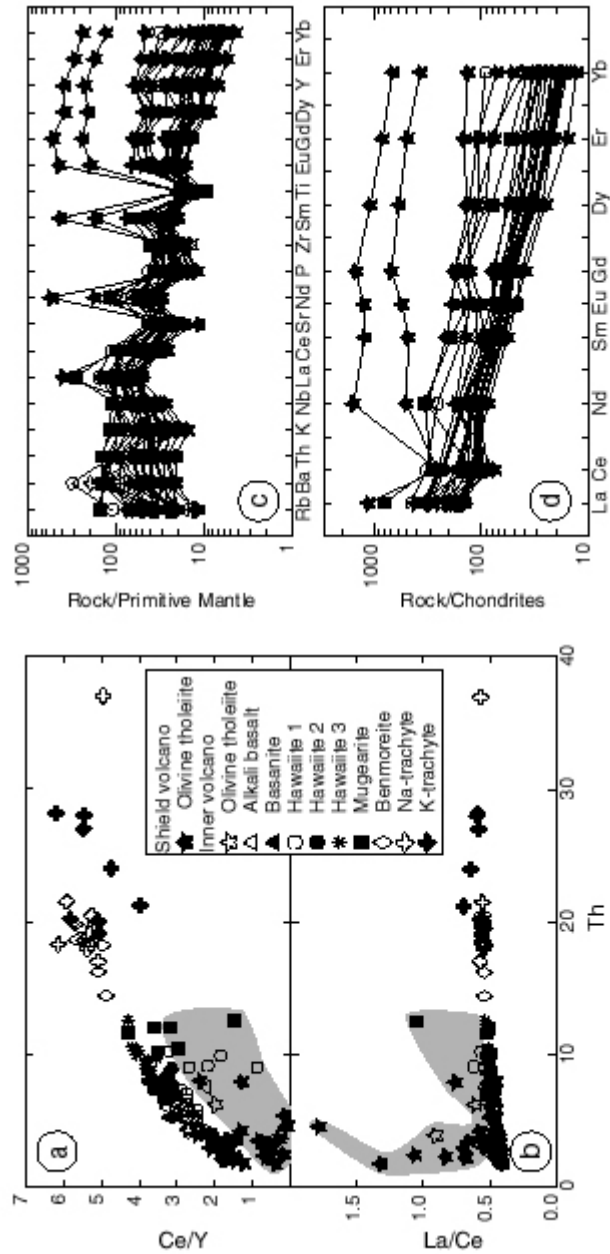


Fig. V1.4.: Selected trace element features of Nuku Hiva lavas. On the left: plots against Th of a) Ce/Y and b) La/Ce. On the right: trace element patterns normalised to c) primitive mantle and d) chondrites (Sun & McDonough, 1989) showing REE and Y-enriched lavas.

Incompatible element features

Incompatible multielement patterns normalised to the primitive mantle of Sun and McDonough (1989) are shown in Figure 5 for selected lavas devoid of post-magmatic alteration. Patterns of olivine tholeiites from both Tekao and Taiohae volcanoes are shown in Figure 5a. From Ba to Nb, Tekao lava patterns display a negative slope whereas those of Taiohae tholeiites are roughly flat. Both types have relatively flat patterns from LREE to MREE and a slight decrease of HREE which is more pronounced for the Taiohae tholeiites. Alkali basalt and basanite patterns shown in Figure 5b are fractionated. Basanites are more enriched in LILE, HFSE, LREE and MREE than alkali basalts while the HREE contents of the two types are similar. Patterns of selected hawaiites are shown in Figure 5c. Some of them (which we will later define as hawaiites 1) display flatter patterns than the other types which will be labelled hawaiites 2 and 3. Mugearite patterns are more fractionated than those of hawaiites and display noticeable negative Sr, P and Ti anomalies. Benmoreite patterns are more enriched than those of mugearites and display more pronounced negative Sr, P and Ti anomalies together with a slight additional one for Ba (Fig. 5d). Patterns of trachytes are shown in Figure 5e. Na-trachytes and K-trachytes do not exhibit significant differences. Both are strongly enriched and display positive Zr anomalies with respect to the neighbouring MREE, together with strong Sr, P and Ti negative anomalies. Na-trachytes tend to display more pronounced Ba negative anomalies than K-trachytes.

4.5. Isotopic data

Sr, Nd and Pb isotopic data are presented in Table 3. Nuku Hiva lavas display a relatively large isotopic heterogeneity. Our new data plot within or near the previously determined Nuku Hiva's field in the $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diagrams (Fig. 6), except for benmoreites and trachytes. These latter types are unusually radiogenic in Sr, which is consistent with the only preexisting $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ data for Nuku Hiva trachytes (sample 76f; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.705134$, Vidal *et al.*, 1984; not plotted in Fig. 6 because no $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ value is available). Tekao olivine tholeiites are more radiogenic in Nd and less radiogenic in ^{207}Pb , respectively, than their equivalents from the Taiohae volcano. Sr-Nd-Pb compositions of the Taiohae mafic and intermediate lavas (tholeiites, alkali basalts, basanites, hawaiites and mugearites) are nearly identical. While the Pb isotope signatures of benmoreites and trachytes are very similar to those of Taiohae mafic and intermediate lavas, their $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios deviate significantly from those of the latter towards the EM II end-member.

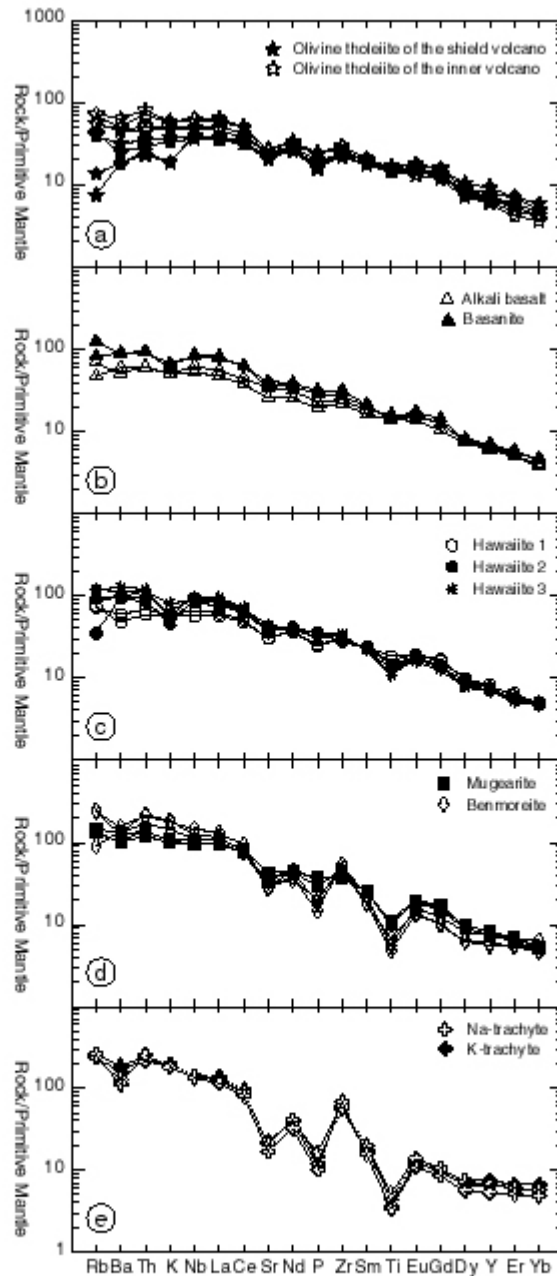


Fig. VI.5.: Trace element patterns of selected Nuku Hiva lavas normalised to the primitive mantle of Sun & McDonough (1989). a) Tekao shield volcano (NK39, 138, 155 and 209) and Taichae inner volcano (NK50, 55, 57b and 162) olivine tholeiites; b) alkali basalts (NK56 and 64) and basanites (NK79 and 94); c) hawaiites 1 (NK54 and 99), hawaiites 2 (NK12 and 44) and hawaiites 3 (NK42, 91 and 109); d) mugearites (NK11, 60 and 114) and benmoreites (NK126, 174 and 202); e) Na-trachytes (NK85 and 87) and K-trachytes (NK130 and 172).

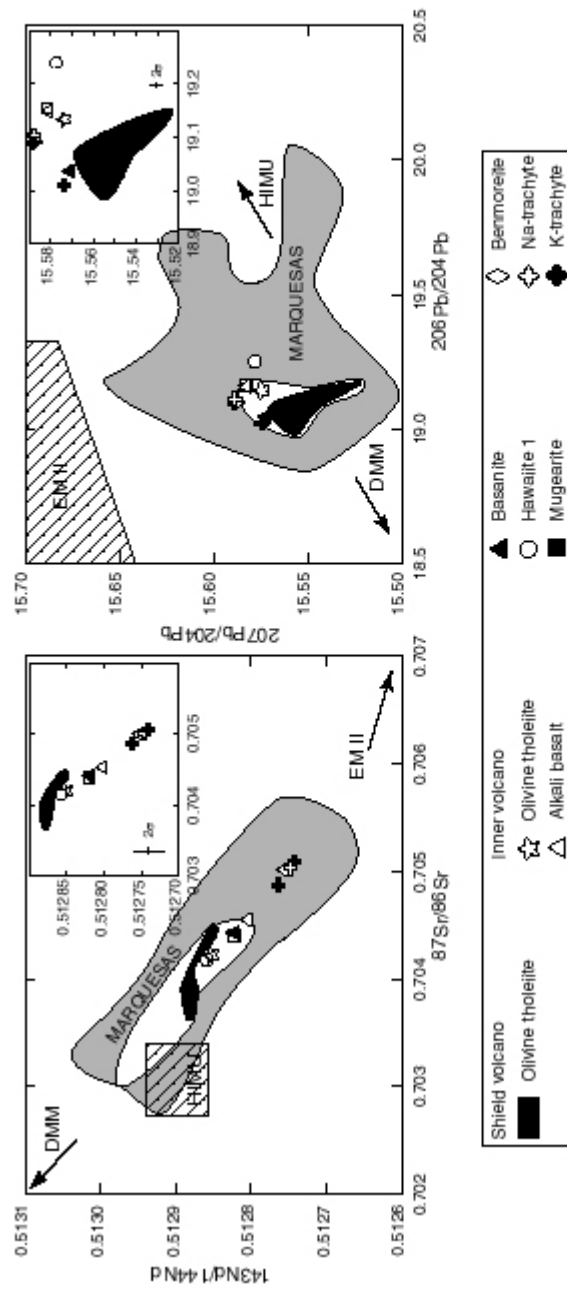


Fig. 6. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ plots showing new data for Nuku Hiva (see Table 3) compared to previously published data for Nuku Hiva (Vidal *et al.*, 1984; 1987; Dupuy *et al.*, 1987; Woodhead, 1992; Cotten *et al.*, 1993; Le Dez *et al.*, 1996) and the Marquesas (Vidal *et al.*, 1984; 1987; Duncan *et al.*, 1988; Dupuy *et al.*, 1987; Woodhead, 1992; Desonie *et al.*, 1993; Cotten *et al.*, 1995; Cardiff *et al.*, 1995; 1999; Le Dez *et al.*, 1996; Kogiso *et al.*, 1997). The position of the DMM, EM II and HIMU end-members are from Hart (1984) and Hart & Zindler (1988). Inset: relative positions of Nuku Hiva samples. New data are presented in Table 3. Data for the shield volcano tholeiites are from Le Dez *et al.* (1996) and are shown in black areas.

Table: Isotopic data from Nuku Hiva samples

Ech.	type	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mes.	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ cor.	$2\sigma_{\text{M}}$ (* 10^{-6})	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$2\sigma_{\text{M}}$ (* 10^{-6})	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$2\sigma_{\text{M}}$ (* 10^{-4})	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$2\sigma_{\text{M}}$ (* 10^{-4})	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$2\sigma_{\text{M}}$ (* 10^{-4})
NK11	mug	0.704386	0.704366	± 13	0.512820	± 3	19.155	± 51	15.582	± 50	39.141	± 51
NK52	N-T	0.705067	0.705013	± 8	0.512746	± 2	19.103	± 34	15.588	± 40	39.196	± 42
NK64	alcB	0.704530	0.704530	± 11	0.512802	± 2	19.149	± 70	15.582	± 67	39.133	± 67
NK76	th	0.704198	0.704198	± 12	0.512852	± 3	19.133	± 88	15.574	± 57	39.010	± 62
NK79	bas	0.704408	0.704408	± 10	0.512820	± 7	19.037	± 59	15.572	± 62	38.944	± 65
NK79	bas	0.704433	0.704433	± 11	0.512811	± 4	19.035	± 42	15.573	± 43	38.950	± 48
NK96	ben	0.705024	0.704995	± 12	0.512752	± 3	19.091	± 24	15.587	± 30	39.186	± 38
NK156	hw	0.704153	0.704153	± 11	0.512858	± 3	19.240	± 21	15.578	± 27	39.169	± 33
NK178	K-T	0.704939	0.704855	± 10	0.512762	± 3	19.011	± 38	15.574	± 42	39.049	± 51
NK178	K-T	0.704930	0.704846	± 8	0.512763	± 3	19.012	± 29	15.577	± 36	39.057	± 44
NK190	K-T	0.705208	0.705068	± 9	0.512740	± 5	19.088	± 31	15.589	± 33	39.179	± 39

Table 3: Isotopic data for Nuku Hiva samples. For NBS 987 standard, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710253 \pm 12$ (number of analyses = 3); for La Jolla Nd standard, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511931 \pm 4$ (number of analyses = 3). Lead data were normalised using the thallium technique (White *et al.*, 2000) and normalised to NBS 981 values of $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=16.9373$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.4925$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=36.7054$. Two duplicate analyses for samples NK79 and NK178 are indicated.

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mes.: measured; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ cor.: corrected. th.: olivine tholeiite; alcB: alkali basalt; bas: basanite; hw: hawaiiite; mug: mugearite; ben: benmoreite; N-T: Na-trachyte; K-T: K-trachyte.

5. DISCUSSION

5.1. Sources of mafic lavas

The Marquesas OIB are isotopically heterogeneous and the variations of their Sr, Nd and Pb signatures are adequately explained by multicomponent mixing processes involving HIMU, EM II and DMM end-members (Duncan *et al.*, 1986; Dupuy *et al.*, 1987; Vidal *et al.*, 1987). The main conclusion of Le Dez *et al.* (1996) is that, the shield-building phase of Nuku Hiva (Tekao volcano) is characterised by an important role of the DMM end-member while the post-shield phase (i.e. the Taiohae volcano) is marked by an increased contribution of the EM II end-member. This is supported by our new isotopic data which demonstrate again that the Taiohae lavas are consistently more radiogenic in Sr and Pb and less radiogenic in Nd than those of the Tekao shield volcano (Fig. 6).

The heterogeneity of the mantle source of Nuku Hiva lavas can be further evidenced using the Th/Nb ratio which is very weakly modified by partial melting and fractional crystallisation processes. On the contrary, any ratio involving trace elements with very different incompatibilities (e.g. Th/Yb) can evidence variations of partial melting rates at a constant Th/Nb ratio. Indeed, the Th/Yb ratios of liquids deriving from partial melting of a homogeneous source will be negatively correlated with the degree of partial melting (Shaw, 1970). A plot of Th/Yb against Th/Nb for Nuku Hiva mafic lavas is shown in Figure 7. Although Th/Nb ratios of the Tekao and Taiohae mafic lavas are relatively scattered and overlap for $0.10 < \text{Th}/\text{Nb} < 0.12$, those of Tekao are generally lower, a feature which

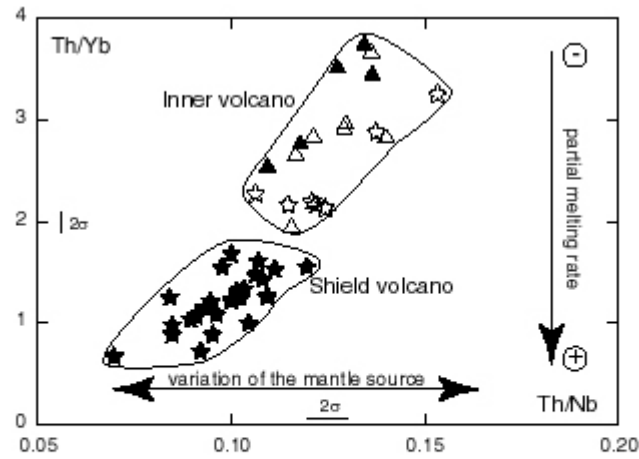


Fig. VI.7.: Th/Yb vs. Th/Nb plot for Nuku Hiva mafic lavas.

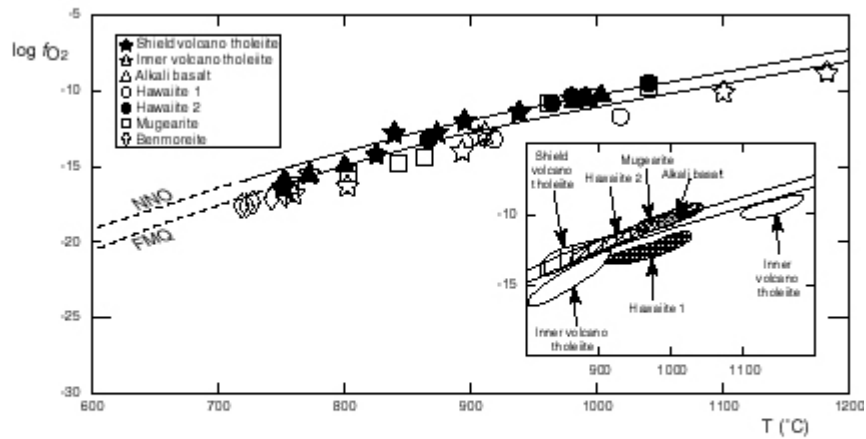


Fig. VI.8.: Pb plot of $\log f_{O_2}$ vs. temperature for coexisting titanomagnetite-hemoilmenite pairs analysed in Nuku Hiva lavas. Temperatures and oxygen fugacities are evaluated according to the formulation by Spencer & Lindsley (1981) of the Fe-Ti oxide geothermobarometer of Buddington & Lindsley (1964). FMQ: fayalite-magnetite-quartz buffer; NNO: Ni-NiO buffer.

suggests that the magmas of these two volcanoes likely derive from distinct sources. Figure 7 shows that the Th/Yb ratios of the Taiohae lavas are consistently higher than those of Tekao ones, a feature which likely traduces a significant decrease of partial melting rates from the shield to the post-shield stages, as usually recorded for Hawaiian-type volcanoes. Th/Nb ratios of Taiohae lavas do not display significative differences between tholeiites, alkali basalts and basanites. At a given Th/Nb value, Th/Yb ratios of Taiohae tholeiites are lower than those of alkali basalts, which are in turn lower than those of basanites. These differences likely reflect decreasing degrees of melting of a rather homogeneous source (for a given Th/Nb value). Likewise, the scatter of Th/Yb observed for a given Th/Nb within the Tekao volcano tholeiites might reflect variable partial melting rates of their mantle source, as previously proposed by Le Dez *et al.* (1996).

5.2. Mineralogical evidence for evolution under high water pressure of the Taiohae magmas

The coexistence in most of Nuku Hiva lavas of titanomagnetite and hemoilmenite apparently devoid of post-magmatic re-equilibration features might allow the evaluation of temperatures and oxygen fugacities according to Spencer and Lindsley's (1981) formulation of the iron-titanium oxide geothermobarometer. Hemoilmenite and titanomagnetite compositions of various types of lavas (with the exception of basanites and hawaiiites 3 which do not contain hemoilmenite) were combined using the procedure described by D'Arco *et al.* (1981). The corresponding results range from $T = 710$ to 1190 °C and $\log f_{O_2} = -18$ to -9 (Fig. 8). For the Tekao shield volcano tholeiites and the Taiohae inner volcano alkali basalts, hawaiiites 2 and mugearites, phenocrysts and groundmass equilibration oxygen fugacities plot above the fayalite-magnetite-quartz (FMQ) buffer. For the Taiohae tholeiites and hawaiiites 1, they plot below the FMQ buffer. The results obtained for benmoreites ($T = 730$ °C and $\log f_{O_2} = -17$) indicate lower than FMQ buffer oxygen fugacities but temperatures are obviously too low for magmatic conditions. Maury *et al.*, (1978) determined oxygen fugacities intermediate between the FMQ and the nickel-nickel oxide (NNO) buffers for a Taiohae potassic trachyte.

These results suggest that Taiohae intermediate lavas were generated under variable f_{O_2} conditions, low for hawaiiites 1 and high for hawaiiites 2, mugearites and trachytes.

The most probable explanation for the documented high oxygen fugacities conditions, rather uncommun among ocean island volcanoes, resides in the existence of high water pressures within Nuku Hiva magmatic chamber(s), as previously suggested by Maury and Brousse (1978) and Maury *et al.*, (1978). The intervention of high water pressures is consistent with the systematic presence of amphibole phenocrysts within mugearites and occasionally within alkali basalts and hawaiiites 2. Basanites and hawaiiites 3 do not contain hemoilmenite, a feature which prevents any estimation of their oxygen fugacities. However, both lava types contain abundant amphibole phenocrysts the occurrence of which is consistent with high water pressures and high oxygen fugacities within the Taiohae magmatic chamber.

5.3. Amphibole-dominated crystal fractionation and the genesis of Taiohae hawaiites and mugearites

The basaltic and hawaiitic lavas of the Taiohae volcano share a common Sr, Nd and Pb isotopic signature (Fig. 6), a feature which is consistent with their derivation from a similar source. As discussed above, the transition from olivine tholeiites to alkali basalts and basanites likely reflects decreasing melting rates of such a source. There are, in addition, significant mineralogical differences between these mafic types, especially regarding the presence or absence of amphibole. Taiohae hawaiites display similar differences and three hawaiitic types can be distinguished, each of them seeming related to a basaltic type. For instance, olivine tholeiites and hawaiites 1 do not contain amphibole, display relatively flat patterns (Fig. 5a and 5c) and evolved under low oxygen fugacities (Fig. 8). Alkali basalts and hawaiites 2 may contain amphibole and their patterns are steeper than those of tholeiites and hawaiites 1 (Fig. 5b and 5c). Mugearites patterns are roughly similar to those of hawaiites 2 but for their more fractionated MREE and negative Sr, P and Ti anomalies (Fig. 5d) which might traduce fractionation of an amphibole- and/or apatite-bearing cumulate. Alkali basalts, hawaiites 2 and mugearites both evolved under high oxygen fugacities (Fig. 8). Finally, basanites and the last type of hawaiites (hawaiites 3) systematically contain amphibole and their patterns are more enriched than alkali basalts and hawaiites 2. Hawaiites 3 display fractionated MREE patterns which could indicate amphibole fractionation (Fig. 5b and 5c).

The element Y, which behaviour is similar to that of MREE, has been plotted against Th in figure 9. Its concentrations increase regularly from tholeiites to hawaiites 1 and from alkali basalts to hawaiites 2, while they decrease from hawaiites 2 to mugearites and even more from basanites to hawaiites 3. As Y and MREE have relatively high partition coefficients in amphibole (e.g. Caroff *et al.*, 1993), a decrease of Y, as well as MREE depletion, could be consistent with amphibole fractionation within hawaiites 3 and some mugearites

A model of closed-system fractional crystallisation following Rayleigh's law has been tested to account for the derivation of (a) hawaiites 1 from olivine tholeiites, (b) hawaiites 2 from alkali basalts, (c) mugearites from hawaiites 2, and finally (d) hawaiites 3 from basanites:

$$C_L = C_0 \cdot F^{D-1} \quad (1)$$

where C_L : concentration of trace element i in the liquid, C_0 : concentration of trace element i in the parental magma, F : weight proportion of residual liquid, D : bulk distribution coefficient for element i .

Compositions used for least square mass balance calculation models based on major elements following the method of Bryan *et al.* (1969) and Wright and Doherty (1970) are: those of near-primitive lavas representative of three mafic types as parental liquids; those of the three most evolved hawaiites 1, 2 and 3 as daughter liquids; and representative microprobe analyses of their phenocrysts. Then, the most evolved hawaiite 2 is used as parental liquid and the most evolved mugearite as daughter liquid. The results are shown in Table 4. Sums of square residues are lower than unity for each model, except for the derivation of mugearites from hawaiites 2 which value ($\Sigma r^2=1.6$) is still acceptable. The four cumulates contain various amounts of olivine, clinopyroxene, plagioclase and Fe-Ti oxides. In the case (b) of the derivation of hawaiites 2 from alkali basalts, the cumulate contains apatite. The derivation of hawaiites 3 from basanites (case d) yields a cumulate containing apatite together with amphibole. The derivation of mugearites from hawaiites 2 (case c) involves an important amount of amphibole in the cumulate (ca. 25%). Such amphibole-rich and apatite-bearing cumulates are known to occur as granular xenoliths in some Taiohae lavas (Maury *et al.*, 1978).

Stage	Olivine tholeiite - hawaiite 1	Alkali basalt - hawaiite 2	Hawaiite 2 - mugearite	Basanite - hawaiite 3
Parental liquid	NK76	NK143	NK157	NK94
Daughter liquid	NK189	NK157	NK114	NK173
F	0.541	0.612	0.741	0.613
Olivine	27.0	21.4	18.0	7.2
Clinopyroxene	35.0	20.7	33.4	37.4
Plagioclase	25.3	44.5	9.4	28.7
Apatite		1.5		2.5
Amphibole			26.3	6.9
Ox Fe-Ti	12.7	11.9	12.9	17.3
Σr^2	0.165	0.67	1.584	0.413

Table 4: Least square mass balance calculations based on major elements for mafic and intermediate Taiohae lavas. The numbers are the amounts (weight %) of minerals subtracted from the parent liquid to obtain the daughter liquid. Σr^2 : sum of the square residues, F : weight fraction of daughter liquid. Mineral/liquid distribution coefficients are from Henderson (1984) for olivine, clinopyroxene, plagioclase and apatite and Caroff *et al.* (1993) for amphibole and ilmenite/magnetite.

Bulk distribution coefficients (D) of incompatible trace elements can be estimated by combining the proportions of minerals within the cumulates with mineral/liquid distribution coefficients from the literature. Parameters F and D have been introduced in equation (1) to calculate the trace

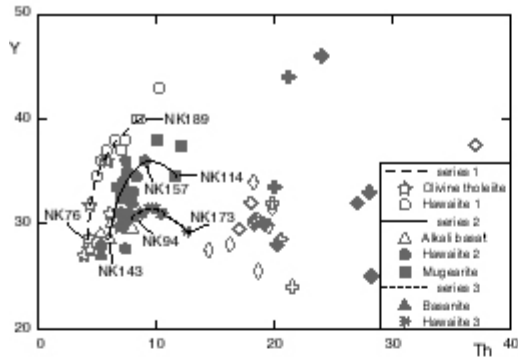


Fig. VI.9.: Plot of Y against Th for mafic and intermediate lavas of Taichae volcano showing three distinct evolution trends.

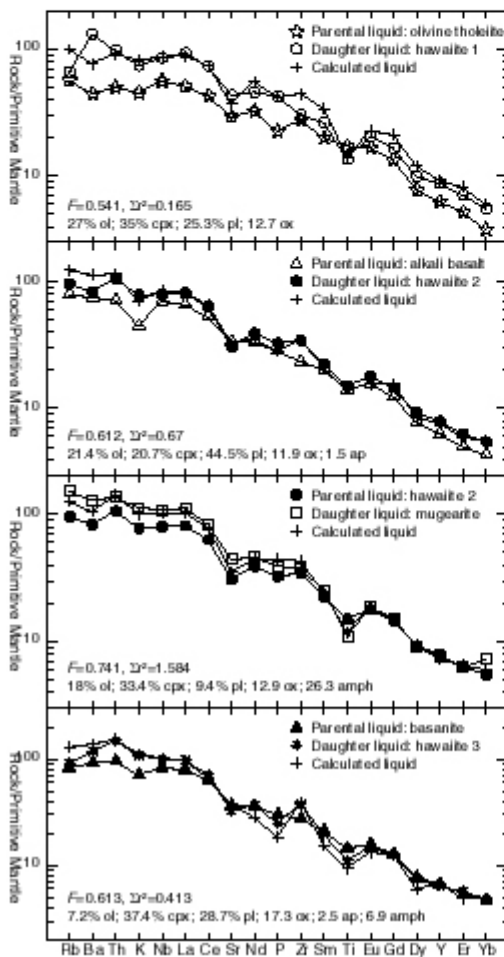


Fig. VI.10.: Test of CSFC applied to the genesis of intermediate Taichae lavas.

a) from tholeiite to hawaiiite 1;
 b) from alkali basalt to hawaiiite 2;
 c) from hawaiiite 2 to mugearite;
 d) from basanite to hawaiiite 3.
 Primitive mantle-normalised (Sun & McDonough, 1989) trace element patterns of calculated daughter liquids together with analysed parental and daughter liquids are shown for each test together with mineral compositions of cumulates, sum of the square residues (Σr^2) and fractionating rates (F).

element concentrations of the daughter liquids. The results are shown in figure 10 as incompatible multielement patterns. In the case (a) of the tholeiite-hawaiite 1 pair, the composition of the calculated liquid is almost identical to that of the analysed liquid, except for Rb, Ba and Zr (Fig. 10a). Those discrepancies can be probably explained by (1) loss of Rb due to weathering (2) overestimation of the Ba distribution coefficients used and (3) incomplete dissolution of zircon during chemical analysis, respectively. For the pairs alkali basalt-hawaiite 2 (b), hawaiite 2-mugearite (c) and basanite-hawaiite 3 (d), the compositions of the calculated liquids are sensibly identical to those of the analysed liquids (Fig. 10b, 10c and 10d). This is even the case for the derivation of mugearite from hawaiite 2 which yields a sum of square residues higher than unity (Fig. 10c). The good agreement between observed and calculated trace element patterns for the four models suggests that the genesis of each intermediate lava type is consistent with a closed system fractional crystallisation process, involving amphibole for the genesis of mugearites and hawaiites 3. Hawaiites 1 derive from tholeiites, hawaiites 2 from alkali basalts, hawaiites 3 from basanites and finally mugearites from hawaiites 2.

5.4. Possible origins of Taiohae evolved lavas

Isotopic constraints

Sr, Nd and Pb isotopic compositions of benmoreites and trachytes are clearly different from those of mafic and intermediate lavas. They are more radiogenic in Sr, less radiogenic in Nd, and shifted towards the EM II end-member with respect to those of the basalts and hawaiites (Fig. 6). These features are not consistent with the derivation of evolved lavas from closed-system fractionation of the intermediate lavas and suggest either that their genesis was controlled by open system fractionation processes or that they derive from another source.

The first hypothesis implies that mugearitic magmas underwent assimilation of oceanic material with a strong EM II signature coupled with fractional crystallisation. Alternatively, mafic-intermediate and evolved lavas could derive from different sources, that of evolved lavas having a more pronounced EM II flavour. These lavas were emplaced in the final stage of edification of the Taiohae volcano, a feature in agreement with the conclusion of Le Dez *et al.* (1996) that the Marquesan islands evolution is characterised by an increase of the EM II contribution over the time.

A second hypothesis could be the partial melting at depth of basaltic material, whose isotopic composition would be similar to that of benmoreites and trachytes, to generate evolved lavas. This process could be consistent with the abrupt shift in K_2O observed between mugearites and benmoreites and with the relatively high abundance of evolved lavas in Taiohae with respect to other oceanic intraplate volcanoes.

Origin of evolved lavas by contamination?

Even if evolved lavas are shifted towards the EM II end member in $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ diagram, their $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ signatures are similar to those of Taiohae mafic-intermediate lavas (Fig. 6), a feature uneasy to reconcile with their derivation from a very different mantle source. A simple and geologically realistic process like contamination of ascending magmas by seawater might explain the shift in radiogenic Sr but is unable to account for that observed in $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Alternatively, the contaminant could correspond to rocks from the oceanic crust as it has been proposed for the neighbouring islands of Eiao (Caroff *et al.*, 1995; 1999) and Ua Pou (Legendre *et al.*, submitted). Open system processes, e.g. assimilation coupled with fractional crystallisation (AFC; De Paolo, 1981) involving strong fractionation of amphibole might explain some chemical features of benmoreites and trachytes, e.g. their MREE-depleted character discussed below. As the spiky incompatible trace element patterns of benmoreites and trachytes (Fig. 5d and 5e) have likely been modified by fractionation effects, the composition of the parental liquid which might have undergone assimilation cannot be defined and thus no quantitative modelling can be developed.

Fractionation models

Benmoreites and trachytes display patterns with highly fractionated MREE which could be consistent with a strong fractionation of amphibole and/or apatite (Fig. 5c and 5e). Ti, P and Sr also display negative anomalies which might result from the fractionation of Fe-Ti oxides, apatite and plagioclase, respectively. These minerals also incorporate Nb (amphibole and/or Fe-Ti oxides) and LREE (apatite). There are no significant differences between the patterns of Na-trachytes and K-trachytes except for Ba negative anomalies which are usually stronger for Na-trachytes. Such a feature might reflect fractionation of mica in the magmatic series leading to the Na-trachytic residual liquids (Maury *et al.*, 1978).

We have tested, using least square mass balance calculation models, various closed-system fractionation models to explain the transitions (a) mugearite to benmoreite, (b) benmoreite to Na-trachyte and finally (c) benmoreite to K-trachyte. Model (a) failed to produce any acceptable results for major elements, yielding accumulation of minerals within the considered parent liquid to produce the daughter liquid. On the contrary, major element models (b) and (c) account satisfactorily for the transition from benmoreite to K-trachyte and Na-trachyte, respectively (Table 5). The most obvious difference between the two calculations is that the important fractionation of amphibole involved in the genesis of the K-trachyte is replaced by that of biotite in the Na-trachyte model.

We have calculated the trace element concentrations of the daughter liquids using equation (1) for cases (b) and (c). The results are shown in Figure 11 as normalised multielement patterns normalised to the primitive mantle. In the two cases, the composition of the calculated liquids are almost identical to the respective analysed liquids, except for Rb. This discrepancy is due to the low Rb content of the chosen parent liquid, which is the only benmoreite showing such a negative Rb

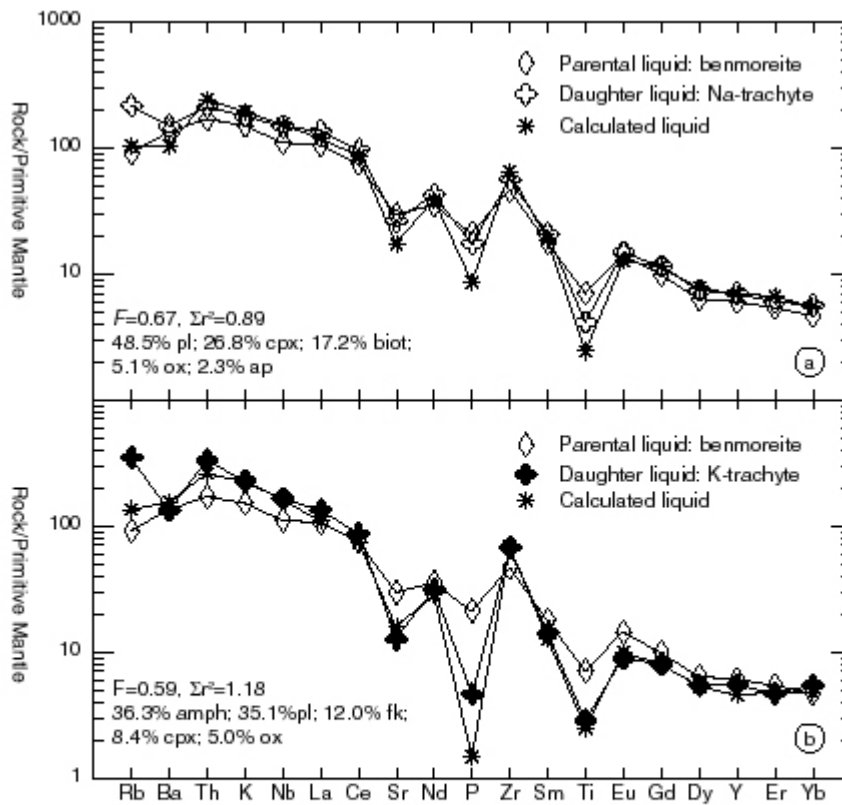


Fig. VI.11.: Test of CSFC applied to the genesis of evolved Taiohae lavas. a) from benmoreite to Na-trachyte; b) from benmoreite to K-trachyte. Primitive mantle-normalised (Sun & McDonough, 1989) trace element patterns of calculated daughter liquids together with analysed parental and daughter liquids are shown for each test together with mineral compositions of cumulates, sum of the square residues (Σr^2) and fractionating rates (F).

anomaly (fig. 5d), loss of Rb is probably due to weathering. The good agreement between observed and calculated trace element patterns for the two models (b) and (c) suggests that both K-trachytes and Na-trachytes derive from benmoreites by fractional crystallisation processes involving fractionation of amphibole for the formers and biotite for the latter.

stage	benmoreite to Na-trachyte	benmoreite to K-trachyte
parent liquid	NK126	NK126
daughter liquid	NK121	NK230
F	0.67	0.59
clinopyroxene	26.83	8.41
Ox Fe-Ti	5.09	4.98
plagioclase	48.54	35.11
K-feldspar		12.03
apatite	2.32	3.16
amphibole		36.31
biotite	17.22	
Σr^2	0.89	1.18

Table 5: Least square mass balance calculations based on major elements for evolved lavas. The numbers are the amounts (weight %) of minerals subtracted from the benmoreitic parent liquid to obtain a) Na-trachyte and b) K-trachyte. Σr^2 : sum of the square residues, F : weight fraction of daughter liquid. Mineral/liquid distribution coefficients are from Chazot *et al.* (1996) for clinopyroxene and apatite, Caroff *et al.* (1993) for plagioclase, Fe-Ti oxides and amphibole, Henderson (1984) for biotite and K-feldspar.

Partial melting model

The genesis of benmoreites and/or trachytes by melting at depth of plume-derived basaltic materials could explain the small but significant Daly gap observed between mugearites and benmoreites, marked by an abrupt shift in K_2O . Experimental data (Hay & Wendlandt, 1995; Hay *et al.*, 1995; Kaszuba & Wendlandt, 2000) and studies of igneous associations (Spulber & Rutherford, 1983; Lowenstern & Mahood, 1991; Bohron & Reid, 1997) suggest that abundant evolved silica- and alkali-rich magmas can be generated by partial melting at shallow depths of mafic materials trapped in a deep intrusive network of dykes and located in the upper part of the oceanic crust or within the volcano itself. The adequacy of such a model can be quantitatively evaluated by mass balance calculations and trace element modelling (Hay *et al.*, 1995).

The derivation of intermediate lavas by partial melting of mafic basaltic material can be evaluated using the computer-program MONA (Mode Near Analysis; Metzner & Grimmeisen, 1990) to reconstruct the initial modal proportions of mafic solids by combining the composition of mineral phases together with that of selected intermediate lavas. The mineral phases are assumed to have the compositions of residual minerals in the source which were in equilibrium with the intermediate melt. P_2O_5 , which behaves like an incompatible element, is supposed to be extracted early during the melting process and is not considered within the calculations. Sum of square residues is lower than

unity (Table 6) and the obtained proportion of benmoreitic liquid corresponds to a melting rate of ca. 26%, leaving an amphibole-rich residue.

	alk B	ben	mineral phases				
	NK64	NK126	ol	cpx	amph	plagio	
SiO ₂	47.80	56.43	34.10	48.68	39.50	57.70	
TiO ₂	3.14	1.54	0.02	2.22	6.98	0.00	
Al ₂ O ₃	14.24	17.83	0.00	4.96	14.08	26.86	
FeOt	11.48	5.77	45.27	8.27	10.54	0.00	
MnO	0.17	0.15	0.15	0.10	0.05	0.00	
MgO	8.94	2.58	20.44	13.98	12.48	0.00	
CaO	9.92	6.08	0.00	21.30	12.45	8.74	
Na ₂ O	2.72	5.05	0.00	0.49	2.02	6.70	
K ₂ O	1.60	4.58	0.00	0.00	1.91	0.00	
Total	100.01	100.01	99.98	100.00	100.01	100.00	
liquid	partial melting		phase percents				
	Σr ²	rate (%)	ol	cpx	amph	plagio	sum
ben	0.27	26.23	11.62	14.10	32.11	15.94	73.77

Table 6: Input data and results of major element modelling calculations to derive benmoreites from alkali basalts. ol: olivine, cpx: clinopyroxene, amph: amphibole, plagio: plagioclase. All compositions are normalised to 100 wt %. Σr²: sum of the squared residuals. alk B: alkali basalt, ben: benmoreite.

Trace element modelling calculations were performed to assess the strength of the major element model. We used the model of batch melting proposed by Schilling & Winchester (1967):

$$C'_L = C'_O / [F + D(1-F)] \quad (2)$$

where C'_L : element concentration in the liquid, C'_O : element concentration in the solid, D : bulk residue-liquid distribution coefficient, F : melting rate. Bulk distribution coefficients (D) can be estimated by combining the proportions of minerals within the residue (obtained by the major element model and recalculated to 100%) with mineral/liquid distribution coefficients from the literature. Parameters F and D have been introduced into equation (2) to calculate the theoretical trace element concentrations of the liquid generated by partial melting of the considered mafic material. Results are shown in Figure 12 as multielement patterns. That of the calculated liquid is very similar to that of benmoreite NK126, except for Ba, which distribution coefficients are probably overestimated.

Thus, partial melting of previously emplaced alkali basaltic material leaving an amphibole-rich residue might account for the genesis of benmoreites. Even if alkali basaltic lavas with such major and trace element features occur in Nuku Hiva island, they do not display the same isotopic signature as benmoreites. It is thus necessary to envisage the partial melting of an alkali basaltic material, emplaced at depth within the oceanic crust or within the volcano, the isotopic signature of which would be similar to that of benmoreites and trachytes. Such rocks have not yet been found at the surface of the island.

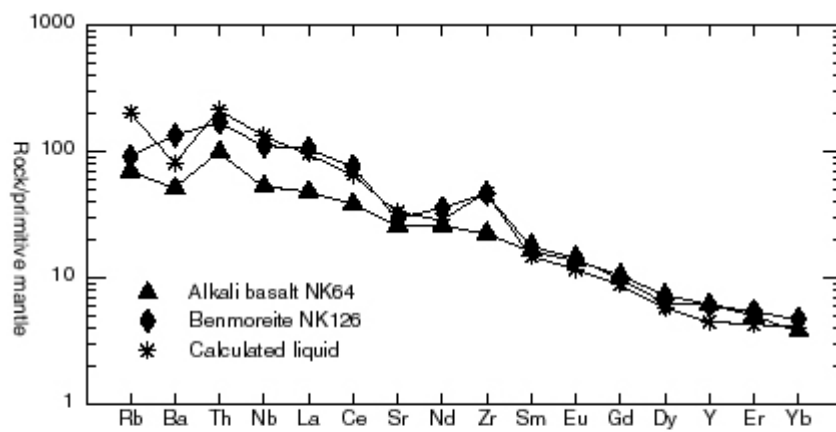


Fig. VI.12.: Test of Schilling & Winchester's (1967) batch melting model applied to the derivation of benmoreites from alkali basalts. Results are shown as primitive mantle-normalised (Sun & McDonough, 1989) trace element patterns of the calculated liquid together with those of the analysed alkali basalt (considered as the source) and benmoreite. Mineral/liquid distribution coefficients are from Henderson (1984).

6. CONCLUSIONS

The magmatic evolution of Nuku Hiva island occurred in two stages. First, melting of a mantle source containing an important DMM component produced the olivine tholeiites of the Tekao shield volcano. Then during the post shield stage, lower (and temporally decreasing) melting rates of another source richer in EM II led to the edification of the Taiohae volcano, the mafic magmas of which include olivine tholeiites, alkali basalts and basanites.

Taiohae volcano presents an unusual association characterised by the predominance of hawaiites and mugearites, which cover 47% of its surface, and the abundance of benmoreites and trachytes (25% of its surface). Its intermediate and evolved lavas are amphibole-rich and evolved under oxygen fugacities higher than the FMQ buffer, probably controlled by high water pressures.

Hawaiites and mugearites likely derive from closed-system fractionation affecting the three basaltic parental magmas. Especially, the derivation of hawaiites and mugearites from alkali basalts and basanites involves the separation of important amounts of amphibole and/or apatite. Amphibole and apatite-rich cumulates occur as xenoliths in some Taiohae lavas.

In contradiction with the results of former studies (e.g. Maury *et al.*, 1978), we conclude that the abundant Taiohae trachytes (together with associated benmoreites) are unlikely to derive from the fractionation of these mafic and intermediate magmas. Indeed, their isotopic signature is consistently different (closer to EM II) than that of the former and an abrupt shift in K_2O is observed between mugearites and benmoreites, which are separated in the Taiohae series by a small but significant Daly gap.

However, closed-system fractionation may account for the derivation of K-trachytes and Na-trachytes from benmoreites, providing that the corresponding cumulates contain high proportions of amphibole and biotite, respectively.

Our preferred hypothesis for the genesis of benmoreitic magmas is the melting at depth of previously emplaced alkali basaltic magmas, leaving an amphibole-rich residue. Although this hypothesis accounts for most of the major and trace element features of the benmoreites, we failed to identify mafic magmas displaying the required EM II-rich signature.

Finally, we consider that the unusual magmatic features of the Taiohae magmatic series are mostly related to the important contribution of amphibole, both as a fractionating phase during differentiation and possibly as a residual mineral during partial melting of mafic rocks in the volcano substratum.

ACKNOWLEDGEMENTS

This study is part of the Ph.D. thesis of the senior author at the Université de Bretagne Occidentale in Brest. Sampling and mapping were done in 2001, 2002 and 2003 with the financial and logistic help of BRGM, CEA/DASE, UMR 6538 Domaines océaniques and Géosciences Rennes. We thank M. Bohn (Brest) for his contribution to microprobe analyses. The reviews of XXX and YYY are gratefully acknowledged.

REFERENCES

- Allègre, C.J., Treuil, M., Minster, J.F., Minster, B., Albarède, F., 1977. Systematic use of trace element in igneous processes. Part 1: fractional crystallisation processes in volcanic suites. *Contrib. Mineral. Petrol.* 60, 57-75.
- Bailey, D.K., 1987. Mantle metasomatism-perspective and prospect. *In: Fitton J.G., Upton B.G.J. (eds) Alkaline igneous rocks. Geol. Soc. Spec. Publ.* 30, 1-14.
- Barrat, J.L., Keller, F., Amossé, J., Taylor, R.N., Nesbitt, R.W., Hirata, T., 1986. Determination of rare earth elements in sixteen silicate reference samples by ICP-MS after Tm addition and ion exchange separation. *Geostandards Newsletter* 20 (1), 133-139.
- 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, 1137-1166.
- Bonnefoi, C.C., Provost, A., Albarède, F., 1995. The « Daly gap » as a magmatic catastrophe. *Nature* 378, 270-272.
- Bonneville, A., Le Suavé, R., Audin, L., Clouard, V., Dosso, L., Gillot, P.Y., Hildenbrand, A., Janney, P., Jordahl, K., Maamaatuaiahutapu, K., 2002. Arago seamount: the missing hotspot found in the Austral islands. *Geology* 30 (11), 1023-1026.
- Brousse, R., Guille, G., Maury, R.C., 1978. Volcanisme et pétrologie de l'île de Nuku Hiva dans les îles Marquises (Pacifique central). A) R. Brousse et G. Guille : Présentation générale ; B) R.C. Maury et R. Brousse : une série basalte alcalin-trachyte quartzifère en environnement océanique. *Cahiers du Pacifique, Volume Spécial "Marquises", Fondation Singer-Polignac*, 145-188.
- Brousse, R., Barszczus, H.G., Bellon, H., Cantagrel, J.M., Diraison, C., Guillou, H., Leotot, C., 1990. Les Marquises (Polynésie française): volcanologie, géochronologie, discussion d'un modèle de point chaud. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 6, 933-949.
- Bryan, W.B., Finger, L.A., Chayes, F., 1969. Estimating proportions in petrologic mixing equations by least square approximation. *Science* 163, 926-927.
- Buddington, A.F, Lindsley, D.H., 1964. The iron-titanium oxides minerals and synthetic equivalents. *J. Petrol.* 5, 310-357.
- Caress, D.W., McNutt, M.K., Detrick, R.S., Mutter, J.C., 1995. Seismic imaging of hotspot related underplating beneath the Marquesas Islands. *Nature G.B.* 373, 600-603.
- Caroff, M., Maury, R.C., Leterrier, J., Joron, J.L., Cotten, J., Guille, G., 1993. Trace element behaviour in the alkali basalt-comenditic trachyte series from Mururoa atoll, French Polynesia. *Lithos* 30, 1-22.
- Caroff, M., Maury, R.C., Vidal, Ph., Guille, G., Dupuy, C., Cotten, J., Guillou, H., Gillot, P.Y., 1995. Short temporal changes in oceanic island basalt series: evidence from a 800m-deep drill hole in Eiao shield (Marquesas). *J. Petrol.* 36-4, 1333-1365.

- Caroff, M., Maury, R.C., Guille, G., Cotten, J., 1997. Partial melting below Tubuai (Austral islands, French Polynesia). *Contr. Miner. Petrol.* 127, 369-382.
- 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, 235-258.
- Chauvel, C., McDonough, W., Guille, G., Maury, R. C., Duncan, R., 1997. Contrasting old and young volcanism in Rurutu Island, Austral chain. *Chem. Geol.* 139, 125-143.
- Chayes, F., 1963. Relative abundance of intermediate members of the oceanic basalt-trachyte association. *J. Geophys. Res.* 68, 1519-1534.
- Chayes, F., 1977. The oceanic basalt-trachyte relation in general and in the Canary Islands. *Amer. Min.* 62, 666-671.
- Chazot G., Menzies M.A., Harte B., (1996). Determination of partition coefficients between apatite, clinopyroxene, amphibole and melt in natural spinel lherzolite from Yemen: implications for wet melting of the lithospheric mantle. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 60-3, 423-437.
- Chubb, L.J., 1930. The geology of the Marquesas islands. *Bernice P. Bishop Mus.* 68, 1-71.
- Cotten, J., Le Dez, A., Bau, M., Caroff, M., Maury, R. C., Dulski, P., Fourcade, S., Bohn, M., 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.
- Daly, R.A., 1910. Origin of alkaline rocks. *Bull. geol. Soc. Am.* 21, 87-118.
- Daly, R.A., 1925. The geology of Ascension Island. *Proc. Am. Acad. Arts. Sci.* 60, 3-80.
- D'Arco, Ph., Maury, R.C., Westercamp, D., 1981. Mineralogy of a cummingtonite-bearing dacite from Martinique (Lesser Antilles). *Contrib. Mineral. Petrol.* 77, 177-184.
- Defant, M.J., Richerson, M., de Boer, J.Z., Stewart, R. H., Maury, R.C., Bellon, H., Drummond, M.S., Feigenson, M.D., Jackson, T.E., 1991. Dacite genesis via both slab melting and differentiation: petrogenesis of La Yeguada volcanic complex, Panama. *J. Petrol.* 32, 1101-1142.
- De Paolo, D.J., 1981. Trace element and isotopic effects of combined wall rock assimilation and fractional crystallization. *Earth Planet. Sci. Lett.* 53, 189-202.
- 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, B10, 17649-17665.
- Devey, C.W., Lackschewitz, K.S., Mertz, D.F., Bourdon, B., Cheminee, J.L., Dubois, J., Guivel, C., Hekinian, R., Stoffers, P., 2001. Evidence for preferential melting of the enriched components in polynesian plumes. *Eos. Trans. AGU*, 82 (47), Fall Meet., Suppl., Abstract V51C-1025.
- Duncan, R.A. & McDougall, I. 1976. Linear volcanism in French Polynesia. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 1, 197-227.
- Duncan, R.A., McCulloch, M.T., Barszczus, H.G., Nelson, D.R., 1986. Plume versus lithospheric melts at Ua Pou, Marquesas Islands. *Nature* 322, 534-538.

- Dupuy, C., Vidal, Ph., Barszczus, 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.* 117, 89-100.
- 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, 19565-19577.
- Goff, F., 1996. Vesicle cylinders in vapor-differentiated basalt flows. *J. Volcanol. Res.* 71, 167-185.
- Guille, G., Legendre, C., Maury, R.C., 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, 5-36.
- 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, 335-341.
- Gutscher, M.A., Legendre, C., Maury, R.C., Savanier, D., 2003. Thermal subsidence and sea-level changes in the Marquesas islands: implications for models of intraplate volcanism. *Submitted to Geophysical Journal International*.
- Hart, S.R., 1984. A large scale isotope anomaly in the southern Hemisphere mantle. *Nature* 309, 753-757.
- Hart, S.R., Zindler, A., 1989. Constraints on the nature and development of chemical heterogeneities in the mantle. In: Peltier W.R. (ed.) *Mantle Convection*. New York: Gordon and Breach, 261-387.
- 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, 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, B1, 411-422.
- Henderson, P., 1984. General geochemical properties and abundances of the rare earth elements. In: Henderson P. (ed) *Rare earth element geochemistry, development in geochemistry 2*. Elsevier, pp 1-32.
- 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, 363-386.
- Kogiso, T., Tatsumi, Y., Shimoda, G., Barszczus, H.G., 1997. High μ (HIMU) ocean island basalts in southern Polynesia: new evidence for whole mantle scale recycling of subducted oceanic crust. *J. Geophys. Res.* 102, B4, 8085-8103.
- Lacroix, A., 1927. La constitution lithologique des îles volcaniques de la Polynésie australe. *Mem. Acad. Sci. Paris* 5, 1-80.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total-alkali-silica diagram. *J. Petrol.* 27, 745-750.

- Le Dez, A., Maury, R.C., Vidal, Ph., 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. Fr.* 167, 197-209.
- 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., 2003. Origin of exceptionally abundant phonolites in Ua Pou island (Marquesas, French Polynesia): partial melting of basanites followed by crustal contamination. *Submitted to Journal of Petrology*.
- Le Roex, A.P., Cliff, R.A., Adair, B.J.I., 1990. Tristan da Cunha, South Atlantic, geochemistry and petrogenesis of a basanite-phonolite lava series. *J. Petrol.* 31, 779-812.
- Leterrier, J. & Maury, R.C., 1978. Représentation graphique de la cristallisation fractionnée des séries volcaniques. Application aux séries alcalines. *Geologische Rundschau* 67, 943-952.
- 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, 260-268.
- Lowenstern, J.B. & Mahood, G.A., 1991. New data on magmatic H₂O contents of pantellerites with implications for petrogenesis and eruptive dynamics at Pantelleria. *Bull. Volcanology* 54, 78-83.
- Manhès, G., Allègre, C.J., Provost, A., 1984. U-Th-Pb systematics of the eucrite « juvinas »: precise age determination and evidence for exotic lead. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 48, 2247-2264.
- Maury, R.C., Andriambololona, R., Dupuy, C., 1978. Evolution comparée de deux séries alcalines du Pacifique central : rôle de la fugacité d'oxygène et de la pression d'eau. *Bull. Volcanol.* 41-2, 97,118.
- 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, 154-188.
- Maury, R. C., Guille, G., Guillou, H., Blais, S., Chauvel, C., Brousse, R., 2000. Notice explicative de la feuille Rurutu et Tubuai à 1/25 000 (Polynésie française, archipel des Australes). *Editions du BRGM, Orléans, France*, 81 p.
- McNutt, M., Fischer, K., Kruse, S., Natland, J., 1989. The origin of the Marquesas fracture zone ridge and its implications for the nature of hot spots. *Earth Planet. Sci. Lett.* 91, 381-393.
- McNutt, M.K., Bonneville, A., 2000. A Shallow, Chemical Origin for the Marquesas Swell. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 1, Paper number 1999GC000028.
- Metzner, C. & Grimmeisen, W. 1990., MONA: a user-friendly computer program for calculating the modal mineralogy of rocks from chemical analyses. *Eu. J. Mineral.* 2, 735-738.
- Neumann, E.R. & Wulff-Pedersen, E., 1997. The origin of highly silicic glass in mantle xenoliths from the Canary islands. *J. Petrol.* 38, 1513-1539.
- Schiano, P., Clocchiatti, R., Shimizu, N., Weis, D., Mattielli, N. 1994., Cogenetic silica-rich and carbonate-rich melts trapped in mantle minerals in Kerguelen ultramafic xenoliths: implications for metasomatism in the oceanic upper mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.* 23, 167-178.

- Schilling, J.G. & Winchester, J.W., 1967. Rare-earth fractionation and magmatic processes. *In: Mantles of Earth and terrestrial planets*, ed. S.K. Runcorn, *New York: Interscience*, 267-283.
- Shaw, D.W., 1970. Trace-element fractionation during anatexis. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 34, 237-243.
- Spencer, K.J., Lindsley, D.H., 1981. A solution model for coexisting iron-titanium oxides. *Amer. Mineral.* 66, 1189-1201.
- Spulber, S.D. & Rutherford, M.J., 1983. The origin of rhyolite and plagiogranite in oceanic crust: an experimental study. *J. Petrol.* 24, 1-25.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and process. In: A. D. Saunders and M. J. Norry (eds), *Magmatism in the Ocean Basins. Geol. Soc. London Spec. Publ.* 42, 313-345.
- Turner, D.L. & Jarrard, R.D., 1982. K/Ar dating of the Cook-Austral island chain: a test of the hot-spot hypothesis. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 12, 187-220.
- Vidal, Ph., Chauvel, C., Brousse, R., 1984. Large mantle heterogeneity beneath French Polynesia. *Nature* 307, 536-538.
- Vidal, Ph., Dupuy, C., Barszczus, H.G., Chauvel, C., 1987. Hétérogénéités du manteau et origine des basaltes des Marquises (Polynésie). *Bull. Soc. Géol Fr.* 4, 633-642.
- Villemant, B., Jaffrezic, H., Treuil, M., 1981. Distribution coefficients of major and trace elements; fractional crystallisation in alkali basalt series of Chaîne des Puys (Massif Central, France). II. Géochimie. *Bull. Soc. Fr. Min. Crist.* 103, 267-286.
- Weaver, B. L., 1990. Geochemical of the highly-undersaturated ocean island basalt suites from the South Atlantic Ocean Fernando de Noronha and Tridade. *Contribution to Geology and Petrology* 105, 502-515.
- White W.M., Albarède F., Télouk P., (2000). High-precision analysis of Pb isotope ratios by multi-collector ICP-MS. *Chem. Geol.* 167, 257-270.
- 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.
- Wright, T.L., Doherty, P.C., 1970. A linear programming and least squares computer method for solving mixing problems. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 81, 1995-2008.
- Wulff-Pedersen, E., Neumann, E.R., Vannucci, R., Bottazzi, P., Ottolini, L., 1999. Silicic melts produced by relation between peridotite and infiltrating basaltic melts: ion probe data on glasses and minerals in veined xenoliths from La Palma, Canary Islands. *Contrib. Mineral. Petrol.* 137, 59-82.
- Wyllie, P.J., 1963. Effects of the changes in slope occurring on liquidus and solidus paths in the system diopside-anorthite-albite. *Min. Soc. Amer. Spec. Pub.* 1, 204-212.

VII- HETEROGENEITE GEOCHIMIQUE DU POINT CHAUD DES MARQUISES



Le Festival des Arts des Iles Marquises

Matavaa o te Henua Enana, l'éveil des îles Marquises, thème du premier festival organisé à Ua Pou en 1986, a donné le nom marquisien du Festival des Arts. Il marquait la volonté d'assumer pleinement l'héritage culturel marquisien à travers les chants, les danses, les légendes et l'hospitalité des fêtes ancestrales. Les marquistes ont réappris à fabriquer et à jouer du tambour, à vivre sans honte une culture longtemps réprimée.

Le Festival, dès 1988 à Nuku Hiva, a été l'occasion de remettre en valeur des lieux archéologiques d'un grand intérêt historique et culturel, laissés à l'abandon depuis la conversion au christianisme dans la deuxième moitié du XIX^{ème} siècle. La maison marquisienne décrite dans la légende (*Haakakai te henua enana*) a été reconstruite chronologiquement, c'est-à-dire de la tombée du jour aux premières lueurs du jour suivant. Cette maison marquisienne ainsi reconstruite, symbolisait d'une part la création du *Henua Enana* et d'autre part l'importance de chaque élément de la construction et donc de chaque île, dans la solidité de l'union marquisienne. Les danses et les chants ont pris de l'importance, les hommes de Tahuata sont venus montrer leurs tatouages anciens.

En 1991, à Hiva Oa, le choix a été porté sur la généalogie ou la recherche des liens entre les générations et entre les îles (dans la mythologie marquisienne, toute partie de l'univers, les dieux, les hommes, les astres, les plantes, etc... a une généalogie qui permet de la situer par rapport au reste de l'univers). Deux sites ont été restaurés, un *tohua* à l'ancienne a été reconstitué au centre d'Atuona.

En 1995, à Ua Pou, le thème de la dispersion est un appel à l'ouverture. Pour l'île de Hiva Oa, la première pirogue de style traditionnel reconstituée avait entrepris la traversée jusqu'à Ua Pou avec beaucoup de difficultés. Un site archéologique a été restauré et des légendes anciennes ont servi de fil directeur à la plupart des spectacles.

Le Festival de l'an 2000 organisé en décembre 1999 à Nuku Hiva a confirmé l'ouverture par la présence de plusieurs délégations de Polynésie Française et du Pacifique (Tuvalu, Rapa nui, Hawaii). L'accueil traditionnel des pirogues de Hiva Oa, Ua Pou et Ua Huka sur la plage de Taiohae a été le premier temps fort. Pour la première fois, toutes les îles marquistes ont présenté des spectacles : le festival a enfin conquis toutes les Marquistes. Le thème posait la question du devenir des marquistes à l'aube du troisième millénaire. Ce festival, inscrit dans le cadre des festivités de l'an 2000, a contribué au rayonnement régional de la culture marquisienne.

En 2003, le Festival de Hiva Oa doit poursuivre la recherche de nouvelles ambitions en mesurant le chemin parcouru. Après avoir recherché les traces du passé et remis en valeur une partie du patrimoine marquisien ancien, il faut aujourd'hui construire le patrimoine marquisien de demain. Ce Festival sera une véritable porte ouverte à la jeunesse, aux générations actuelles, pour s'exprimer artistiquement et culturellement dans ses savoir-faire traditionnels (sculptures, tatouages, dessins, gravures, danses, chants...) pour un attachement encore plus profond à ce qui est l'essence même de sa culture.

Programme du festival - du 16 au 19 décembre 2003

<http://membres.lycos.fr/kaohanui/>

A- RAPPEL DES TRAVAUX PRECEDENTS

1. Données antérieures

La figure VII.1a. présente les données de la littérature en isotopes du Sr, Nd et Pb sur les laves des îles Marquises (Vidal *et al.*, 1984 ; Duncan *et al.*, 1986 ; Dupuy *et al.*, 1987 ; Vidal *et al.*, 1987 ; Woodhead, 1992 ; Desonie *et al.*, 1993 ; Cotten *et al.*, 1995 ; Caroff *et al.*, 1995 ; 1999 ; Le Dez *et al.*, 1996 ; Kogiso *et al.*, 1997). Ces données île par île sont reportées en figure VII.2. en fonction de leur distance par rapport à l'île d'Eiao. Les gammes de variation des isotopes du Sr, Nd et Pb sont indiquées en tableau VII.1. Le champ de compositions isotopiques de l'alignement des Marquises s'étale largement pour les isotopes du Sr (0,702880 à 0,705614) et du Nd (0,512671 à 0,513035) entre les pôles mantelliques définis par Zindler et Hart (1986) et Hart (1988) DMM (depleted mantle MORB), EM II (enriched mantle II) et HIMU (high μ , $\mu=^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$). Ce champ est plus restreint pour les isotopes du plomb, la gamme de variation de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (15,501 à 15,650) étant supérieure à celle de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (18,874 à 19,978). Ces caractéristiques sont relativement proches de celles de l'alignement de la Société (Fig. VII.1b).

île	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
Eiao	0,703252-0,704110	0,512890-0,513035	19,06-19,48	15,50-15,59	38,53-39,06
Hatutu	0,704330-0,704720	0,512806-0,512867	–	–	–
Nuku Hiva	0,703040-0,705134	0,512765-0,512971	18,98-19,15	15,52-15,62	38,86-39,16
Ua Huka	0,704308-0,705614	0,512741-0,512886	18,87-19,15	15,55-15,65	38,77-39,29
Ua Pou	0,702880-0,703180	0,512671-0,512750	19,14-19,36	15,54-15,65	39,01-39,62
	0,704660-0,705310	0,512904-0,512921	19,62-19,98		
Fatu Huku	0,704270-0,705460	0,512781-0,512901	–	–	–
Hiva Oa	0,703443-0,703696	0,512766-0,512986	18,90-19,07	15,54-15,59	38,66-39,21
	0,704726-0,705330		19,40-19,53		
Tahuata	0,703673-0,705506	0,512690-0,512875	19,13-19,33	15,53-15,63	38,88-39,29
Fatu Hiva	0,703473-0,703909	0,512740-0,512907	19,52-19,68	15,59-15,62	39,16-39,33

Tableau VII.1. : Gammes de variation des isotopes du Sr, Nd et Pb pour chaque île de l'archipel des Marquises.

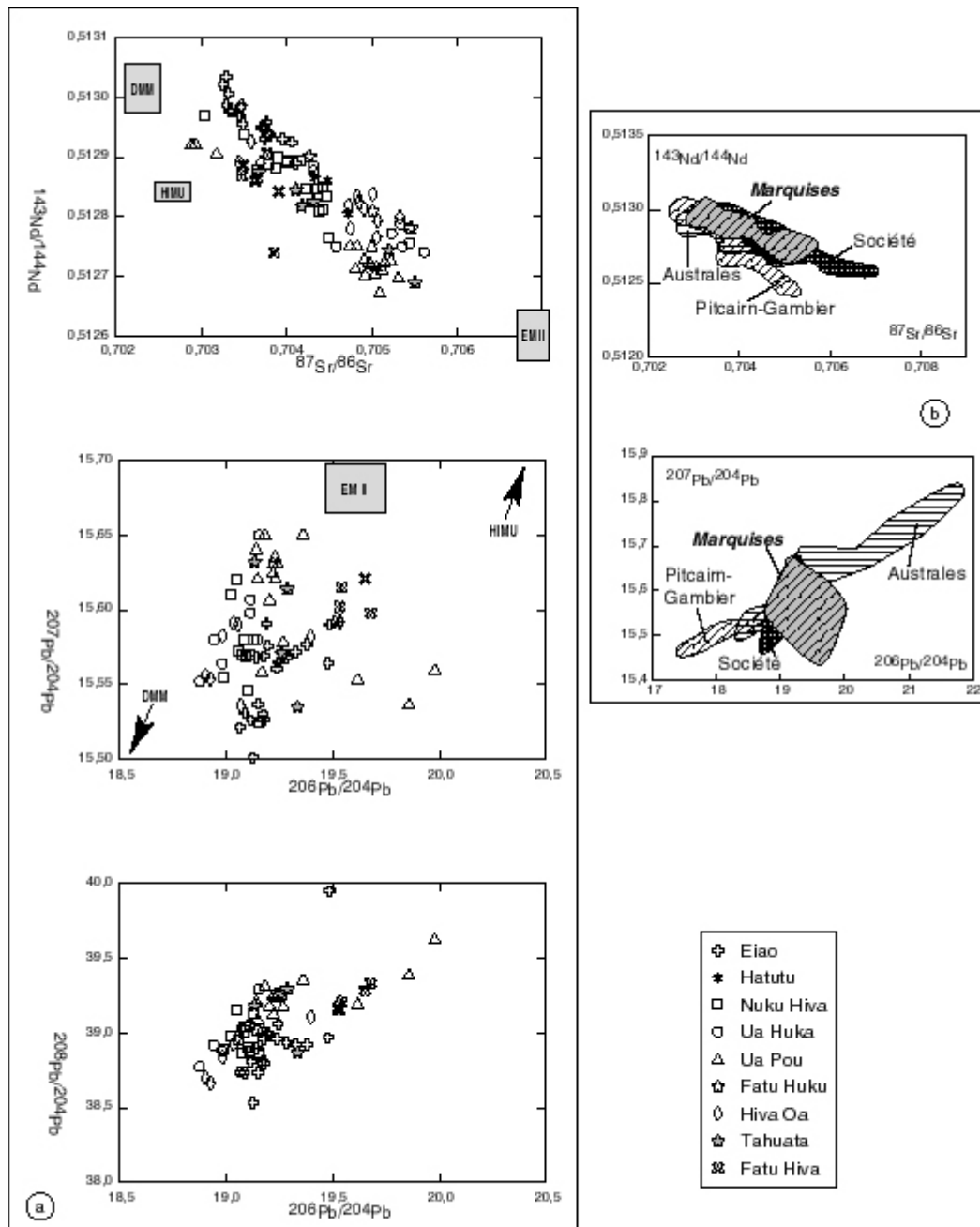


Fig. VII.1. : a) Données de la littérature en isotopes du Sr, Nd et Pb des îles Marquises. b) Champs de compositions isotopiques des archipels de Polynésie française.

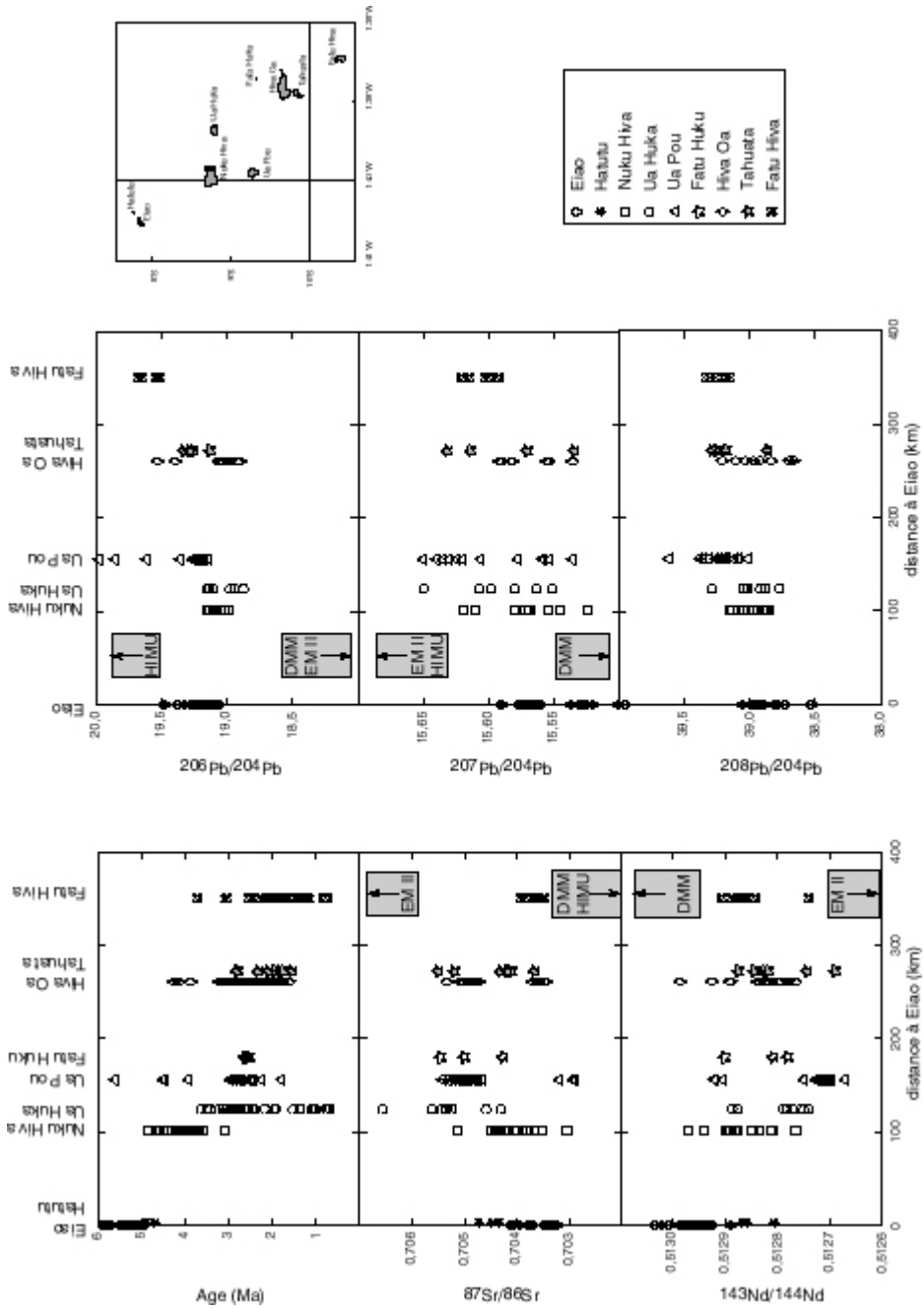


Fig. VII.2.: Données de la littérature en isotopes du Sr, Nd et Pb de chaque île des Marquises en fonction de leur distance à Eiao.

La diversité des compositions isotopiques des laves marquisiennes est observée au sein de l'alignement, mais également entre îles voisines (Vidal *et al.*, 1987 ; Desonie, 1990) et au sein d'une île donnée selon les différents types magmatiques (Duncan *et al.*, 1986 ; Vidal *et al.*, 1987 ; Woodhead et McCulloch, 1989). Dans certains cas, notamment à Ua Pou, les variations isotopiques intra-îles recouvrent l'essentiel des variations isotopiques observées dans l'archipel (Duncan *et al.*, 1986) alors que dans d'autres comme Eiao (Caroff *et al.*, 1995, 1999), Nuku Hiva (Le Dez *et al.*, 1996) et Hiva Oa (Le Dez, 1996), elles sont plus restreintes.

Les îles de Ua Pou et de Hiva Oa comprennent chacune deux groupes distincts de laves. Le premier groupe est très radiogénique en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (jusqu'à 0,705310 et 0,705330 respectivement) et le second est fortement radiogénique en $^{143}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$ (jusqu'à 0,512921 et 0,512986 respectivement ; Tableau VII.1.). Pour l'île de Nuku Hiva, les compositions s'étalent depuis des valeurs fortement radiogéniques en $^{143}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$ (0,512971) jusqu'à des valeurs assez fortement radiogéniques en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,705134). A Tahuata, cet étalement est aussi important mais déplacé vers des compositions plus radiogéniques en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (jusqu'à 0,705506). L'île d'Eiao présente les compositions les plus radiogéniques en $^{143}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$ (0,513035). L'île de Ua Huka est fortement radiogénique en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et l'île de Fatu Hiva comprend la plus faible variation isotopique avec des valeurs en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{143}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$ situées au milieu de la gamme marquisienne.

L'essentiel des laves de l'archipel des Marquises est caractérisé par des compositions en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ très peu variables (entre 18,87 et 19,07). Les compositions en $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ présentent une gamme plus importante (entre 15,50 et 15,65 et entre 38,53 et 39,62 respectivement). Les seules déviations importantes en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ s'observent pour Fatu Hiva ainsi que pour quelques laves d'Eiao et de Ua Pou. Ua Pou et Fatu Hiva présentent les compositions les plus radiogéniques en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de l'archipel (jusqu'à 19, 98).

2. Interprétations

Plusieurs modèles géochimiques de point chaud ont visé à rendre compte des évolutions spatio-temporelles observées aux Marquises. La complexité de l'élaboration de tels modèles réside dans le fait qu'ils doivent considérer non seulement des évolutions communes aux différentes îles, mais également des variations parfois importantes d'une île à l'autre. Outre les hétérogénéités de la source mantellique, interprétées par la présence d'un certain nombre de pôles de mélange identifiés par les rapports isotopiques du Sr, Nd et Pb (Zindler et Hart, 1986 ; Hart, 1988), une interaction entre le matériel profond remonté par le panache mantellique et le manteau supérieur asthénosphérique et/ou lithosphérique est généralement envisagée pour expliquer la présence de composants chimiquement contrastés au sein d'une zone géographiquement réduite.

Duncan *et al.* (1986), Woodhead (1992) et Desonie *et al.* (1993) ont proposé divers modèles pour le point chaud marquisien. Ces différents modèles sont résumés dans la partie II de ce manuscrit

et ne sont pas rappelés ici. Nous préférons développer le modèle proposé par Le Dez (1996) qui est le plus récent mais également celui qui nous semble le plus approprié.

Les travaux de Le Dez (1996) et Le Dez *et al.* (1996) démontrent que les modèles proposés jusqu'alors, faisant intervenir le déplacement des édifices volcaniques à l'aplomb d'un panache chimiquement zoné (Duncan *et al.*, 1986 ; Woodhead, 1992 ; Desonie *et al.*, 1993), ne peuvent rendre compte des variations rapides observées sur les îles de Eiao (Caroff *et al.*, 1995 ; 1999), Nuku Hiva (Le Dez *et al.*, 1996) et Hiva Oa (Le Dez, 1996). Selon cet auteur, la contribution de DMM provient soit d'une contamination lithosphérique lors de la fusion par le panache au cours de sa remontée, soit d'une contamination crustale du type de celle observée à Eiao (Caroff, 1992 ; Caroff *et al.*, 1995 ; 1999). L'hypothèse d'une contribution constante du pôle DMM lors de la formation des îles (Desonie *et al.*, 1993) est alors remise en cause. La nature hétérogène de la source et le caractère aléatoire des signatures isotopiques sont compatibles avec l'hypothèse d'un panache ayant incorporé des lambeaux de croûte océanique subductée (source HIMU) comportant des sédiments terrigènes (EM II) distribués de façon aléatoire.

Selon Le Dez (1996), il existe des changements très rapides de signatures de source des laves à Nuku Hiva et Hiva Oa, qui atteignent une amplitude maximale à la fin de l'édification du volcan bouclier de Nuku Hiva, contredisant ainsi le modèle de Woodhead (1992) selon lequel les laves de la phase bouclier seraient isotopiquement homogènes. De plus, pour ces deux îles, les évolutions isotopiques sont continues, ne montrent pas de hiatus significatif et sont totalement indépendantes des variations de taux de fusion partielle.

Le modèle proposé par Le Dez (1996) fait intervenir un panache très hétérogène à petite échelle avec la contribution d'éléments de croûte océanique subductée (HIMU) et comportant des sédiments terrigènes (EM II) répartis de façon aléatoire. Lors de sa remontée, le panache subit une déflexion par des rouleaux de convection induits par la dérive de la plaque lithosphérique sus-jacente, permettant l'incorporation de manteau appauvri (DMM). Ainsi, la fusion d'un tel matériel peut engendrer des changements significatifs de signature de source lors de la construction des édifices volcaniques, sans modifications des taux de fusion partielle. Cependant, ce dernier paramètre doit être également pris en compte en raison des évolutions systématiques observées dans l'archipel, à savoir l'augmentation de la contribution du pôle EM II au cours du temps, corrélée avec la diminution des taux de fusion partielle (Caroff *et al.*, 1995 ; Le Dez *et al.*, 1996 ; Ielsch *et al.*, 1998). Dans ce cas, le manteau HIMU est plus réfractaire et fond à plus haute température que les éléments de manteau EM II. Ce modèle d'interaction d'un panache de composition hétérogène (HIMU-EMII) avec le manteau sublithosphérique (DMM) permet de concilier les évolutions globales au cours du temps visibles sur toutes les îles et les variations rapides de signature de source propres à chaque île.

B- PRESENTATION DES NOUVELLES DONNEES ISOTOPIQUES

1. Méthode

Une série de nouvelles analyses isotopiques en Sr, Nd et Pb a été effectuée dans le cadre de ce travail. Les échantillons, 13 pour Ua Pou et 9 pour Nuku Hiva, ont été sélectionnés en fonction de leur type pétrographique et de leur âge afin de recouvrir les unités géologiques de chacune des deux îles. Pour Nuku Hiva, le volcan externe n'a pas fait l'objet de nouvelles analyses car des analyses récentes et effectuées selon des conditions très proches ont été publiées par Le Dez *et al.* (1996).

Les échantillons ont été réduits en gravillons de roche, dont environ 0,3g ont été fortement leachés en acide chlorhydrique (HCl 6N) et enfin dissous dans de l'acide fluorhydrique (HF) et de l'acide nitrique (HNO₃). Les séparations chimiques ont été effectuées au LGCA (Laboratoire de Géologie des Chaînes Alpines, Grenoble) sous l'encadrement de Catherine Chauvel. En raison d'une erreur de manipulation (vraisemblablement), les séparations pour le Nd ont été refaites à l'IUEM (Institut Universitaire Européen de la Mer, Plouzané) sous la responsabilité de Christophe Hémond et de Claire Bollinger et selon une méthode sensiblement identique.

La séparation chimique du Pb a été effectuée en utilisant la résine anionique classique selon la méthode de Manhès *et al.* (1984), alors que les LREE et le Sr ont été séparés par la résine anionique. Le Nd a ensuite été séparé du Sm par la résine SPS LN-B25-S Eichrom et la fraction de Sr a été nettoyée avec la résine Sr-Spec Eichrom. La séparation du Sr a été effectuée à deux reprises pour les laves très différenciées des deux îles (téphriphonolites et phonolites de Ua Pou et benmoréites et trachytes de Nuku Hiva) afin d'éliminer complètement le Rb très abondant par rapport au Sr dans ces laves.

L'ensemble des blancs est inférieur à 90 picogrammes pour le Pb, 45 picogrammes pour le Sr et 70 picogrammes pour le Nd et restent négligeables par rapport à la quantité d'éléments présents dans les échantillons. Les analyses ont été effectuées sur le spectromètre de masse FINNIGAN MAT 261 à l'Ifremer (Brest) pour le Sr, sur les spectromètres de masse FINNIGAN MAT 261 et Triton de l'IUEM pour le Nd et sur le spectromètre de masse P54 VG Elemental à l'ENS de Lyon (Ecole Normale Supérieure) pour le Pb. La séparation chimique ainsi que les analyses ont été dupliquées pour deux échantillons et sur chaque île, soit 4 duplicatas.

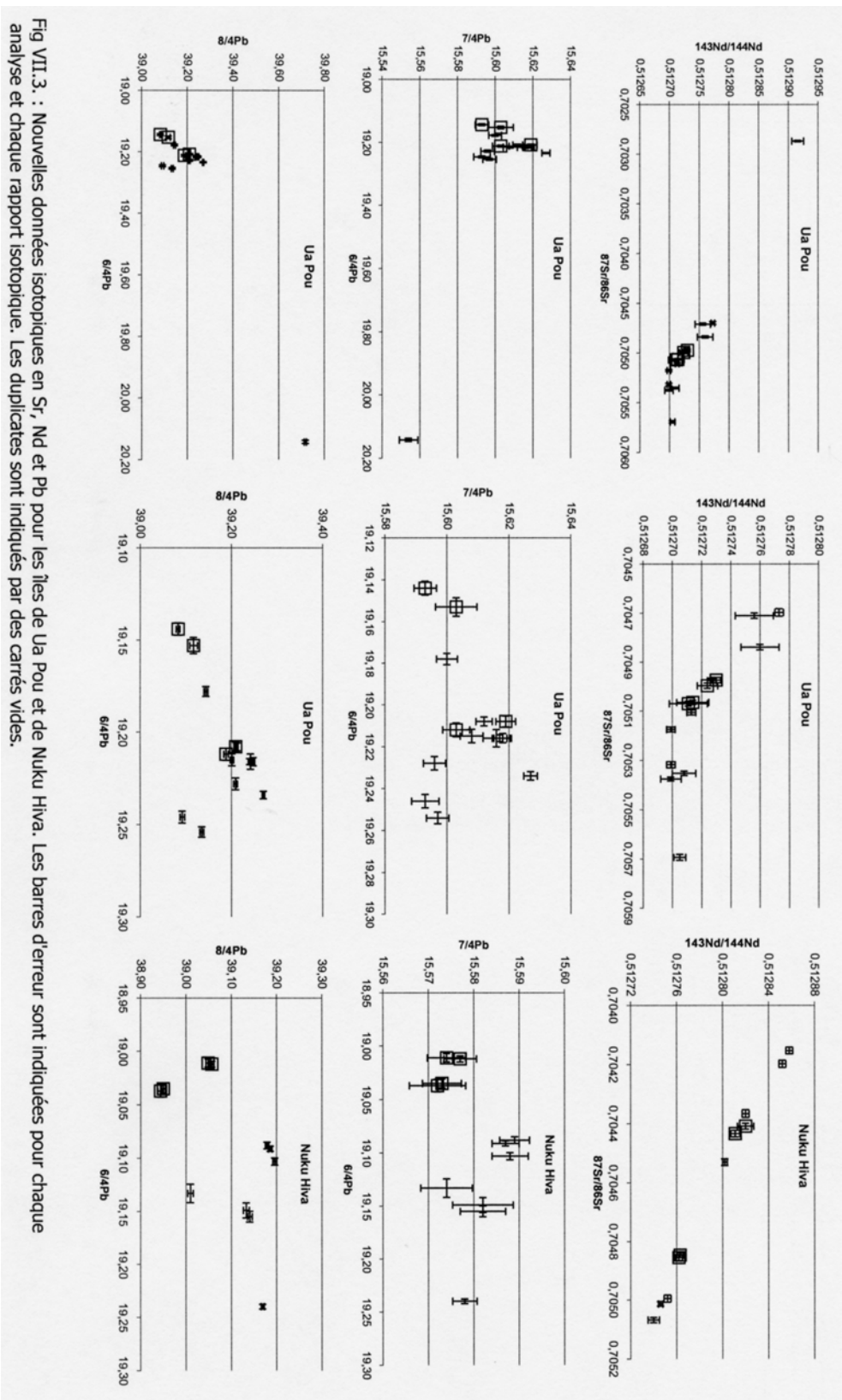


Fig VII.3 : Nouvelles données isotopiques en Sr, Nd et Pb pour les îles de Ua Pou et de Nuku Hiva. Les barres d'erreur sont indiquées pour chaque analyse et chaque rapport isotopique. Les duplicatas sont indiqués par des carrés vides.

Pour les isotopes du Pb, la précision ne modifie que le troisième chiffre après la virgule. Les barres d'erreur restent faibles en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ alors qu'elles sont communément plus importantes sur le $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Fig. VII.3.).

La précision des mesures obtenues demeure très bonne pour l'ensemble des échantillons et permet une interprétation précise des résultats obtenus.

Les duplicatas effectués à la fois pour l'attaque chimique, la séparation des éléments et l'analyse, permettent de contrôler la reproductibilité des différentes étapes. De plus, les laves analysées étant de types pétrographiques très différents, elles sont susceptibles d'avoir des réponses particulières aux différentes séparations chimiques (par exemple l'abondance de Rb par rapport à Sr dans les phonolites). C'est pourquoi un basalte et une lave différenciée ont été dupliqués pour chaque île.

Pour les rapports isotopiques du Sr et du Nd et pour les échantillons UP54, UP31 et NK178, la reproductibilité est bonne car les duplicatas sont dans la barre d'erreur (Tableau VII.2. et Fig. VII.3.). Pour le basalte NK79, la reproductibilité en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ est moins satisfaisante mais, en tenant compte des barres d'erreur, l'écart entre les deux mesures n'est que de 0,00004, soit un écart faible.

Pour les rapports isotopiques du Pb, la reproductibilité est très bonne car les duplicatas sont dans la barre d'erreur. Cependant, les duplicatas d'analyses d'échantillons provenant de Ua Pou sont relativement dispersés (Fig. VII.4.). Cette dispersion se fait selon la droite de fractionnement du spectromètre sur lequel les analyses ont été effectuées. Un fractionnement de 0,03 % (soit 300 ppm) pour l'échantillon UP31 et de 0,05 % (soit 500 ppm) pour l'échantillon UP54 rend compte de l'écart de composition entre les différents duplicatas. Les duplicatas pour les échantillons de Ua Pou ont été analysés en deux temps (UP54 et UP31 en février 2002 et UP54d et UP31d en juin 2002) alors que ceux de Nuku Hiva ont été analysés le même jour. En effet, ce fractionnement n'est que de 0,01% et 0,05% pour les échantillons NK178 et NK 79 de Nuku Hiva respectivement. L'origine de cette dispersion pour les duplicatas de Ua Pou est donc liée au fractionnement du spectromètre et n'affecte en rien la bonne reproductibilité des analyses.

Les valeurs obtenues pour le standard NBS 987 sont : $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710257 \pm 11$ (nombre d'analyses = 6) et pour le standard La Jolla Nd : $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511999 \pm 6$ (nombre d'analyses = 5). Pour le Pb, les données ont été normalisées en utilisant la technique du thallium (White *et al.*, 2000) et normalisées aux valeurs du standard NBS 981 : $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.9373$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.4925$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.7054$.

3. Comparaison avec les données antérieures

Les nouvelles données en isotopes du Sr, Nd et Pb sur les îles de Ua Pou et de Nuku Hiva sont reportées en figure VII.5. Les données antérieures pour ces deux îles y sont indiquées à titre de comparaison.

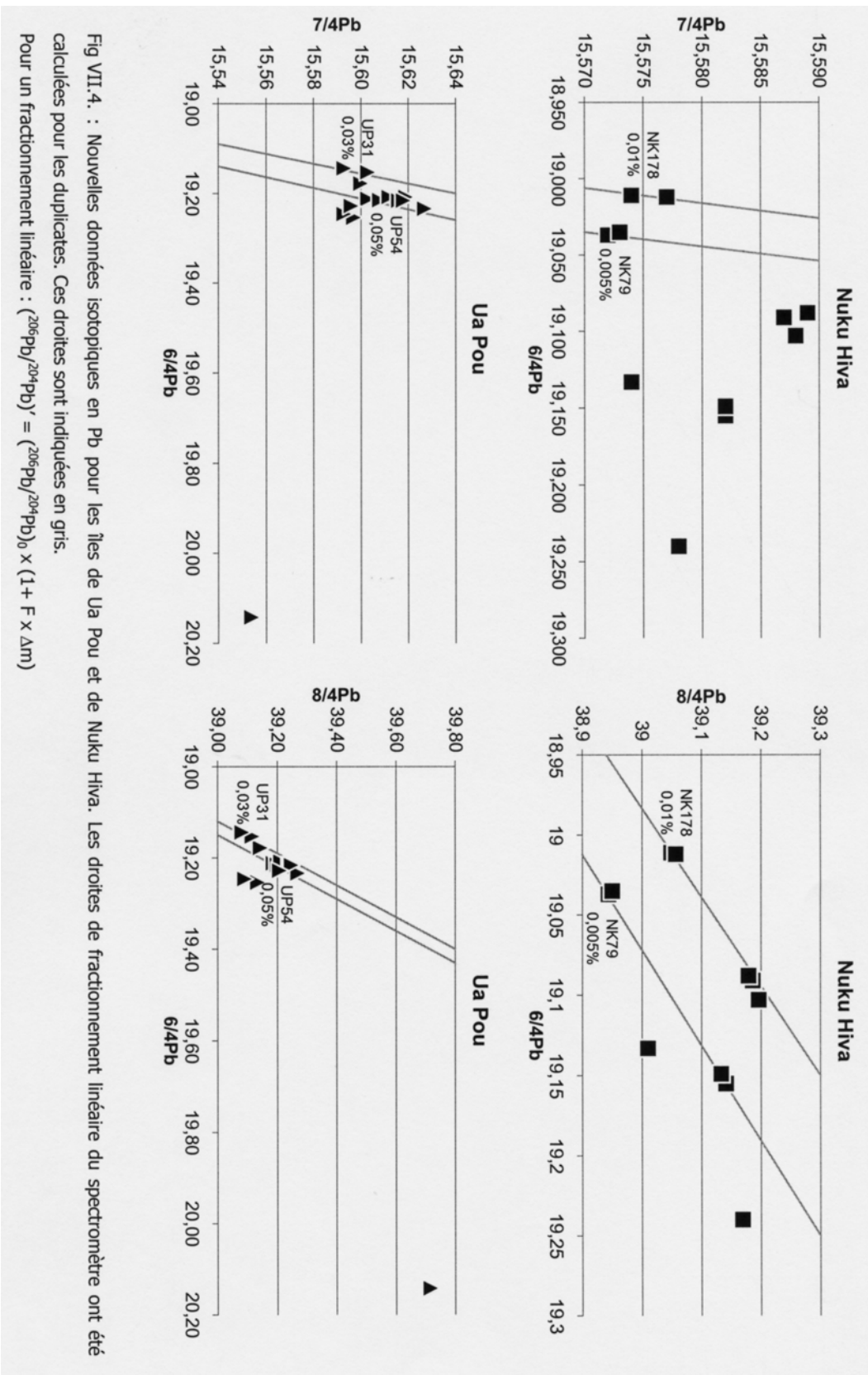


Fig VII.4. : Nouvelles données isotopiques en Pb pour les îles de Ua Pou et de Nuku Hiva. Les droites de fractionnement linéaire du spectromètre ont été calculées pour les duplicatas. Ces droites sont indiquées en gris.
 Pour un fractionnement linéaire : $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})' = (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0 \times (1 + F \times \Delta m)$

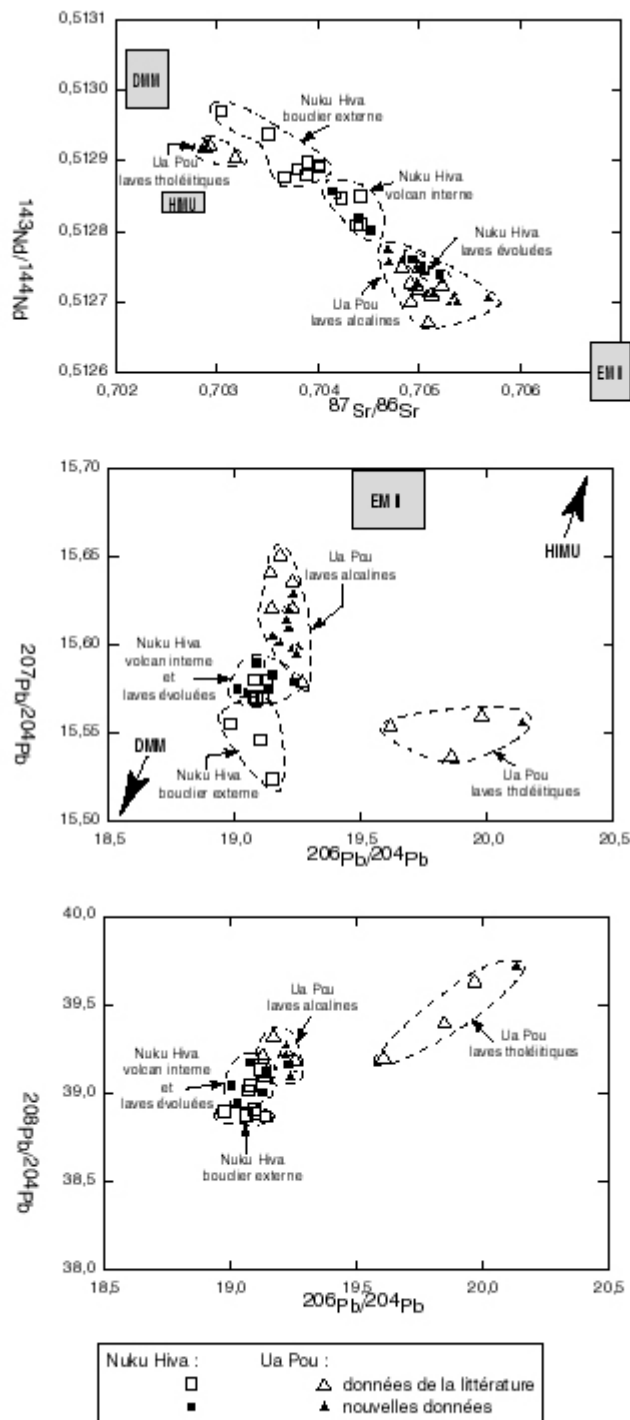


Fig. VII.5. : Comparaison entre les données antérieures et les nouvelles compositions isotopiques du Sr, Nd et Pb obtenues pour les îles de Ua Pou et de Nuku Hiva.

Les nouvelles compositions obtenues sur l'île de Ua Pou s'intègrent aux deux groupes précédemment définis pour l'île : le premier fortement radiogénique en $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ et $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ correspond aux laves tholéitiques à signature HIMU et le second fortement radiogénique en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ correspond aux laves alcalines de l'île qui se répartissent grossièrement entre les pôles mantelliques DMM et EM II. La composition obtenue pour l'échantillon tholéitique UP33 est davantage radiogénique en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et en $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et les nouvelles compositions pour les laves alcalines sont légèrement plus radiogéniques et moins radiogéniques en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ respectivement que les données antérieures.

Les compositions obtenues sur l'île de Nuku Hiva semblent différentes du champ précédemment défini pour l'île. En effet, les compositions les plus radiogéniques de la littérature en $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ et en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ correspondent uniquement au bouclier externe de Nuku Hiva que nous n'avons pas analysé. Les nouvelles compositions obtenues correspondent parfaitement au champ précédemment défini pour les laves mafiques et intermédiaires du volcan interne de Nuku Hiva. Les laves évoluées de l'île sont les plus radiogéniques en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (de l'ordre de 0,705). Ceci est en accord avec la seule donnée préexistante sur ces laves (échantillon 76f de Brousse, 1973 ; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.705134$, Vidal *et al.*, 1984). Cette dernière donnée n'est pas représentée en figure VII.5. puisque l'isotope du Nd n'est pas connu pour cet échantillon. Les laves évoluées de l'île présentent des signatures isotopiques du Pb similaires aux laves du volcan interne.

C- INFORMATIONS PARTICULIERES APPORTEES PAR LES ISOTOPES DU Pb

1. Estimation des μ et κ des sources

La connaissance de ces paramètres permet de comparer, voire de différencier, les réservoirs sources des différentes laves étudiées. Ils permettent de connaître les âges moyens de ces réservoirs et intègrent toute l'histoire du manteau-source des laves.

1.2. Estimation des μ des sources : méthode

Les isotopes du plomb constituent un outil particulièrement intéressant puisqu'ils sont produits par la désintégration des trois éléments radioactifs U, Th et Pb. Ils permettent non-seulement d'identifier les réservoirs mantelliques mais également de les dater. L'équation générale utilisée en terme de géochronologie est :

$$R=R_0 + R_{P/D} (e^{\lambda t}-1) \quad (1)$$

Avec R_0 : le rapport initial ; $R_{P/D}$: le rapport parent/fils et λ : la constante de désintégration.

Par convention, le rapport $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ est écrit μ et la valeur du rapport $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ est constante sur Terre et a une valeur actuelle de 137,88. L'équation (1) peut être écrite :

$$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \text{ ou } 6/4\text{Pb} = (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0 + \mu(e^{\lambda_{238}t}-1) \quad (2)$$

$$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \text{ ou } 7/4\text{Pb} = (^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0 + \mu/137,88 (e^{\lambda_{235}t}-1) \quad (3)$$

Dans un diagramme 7/4Pb en fonction de 6/4Pb, le rapport $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})/(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$ est une droite dont la pente dépend du temps, c'est à dire une isochrone. Les équations (2) et (3) peuvent être modifiées en soustrayant le rapport initial de part et d'autre et en utilisant la notation Δ pour désigner la différence entre le rapport initial et le rapport actuel. Ce qui donne :

$$(\Delta^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})/(\Delta^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}) = (e^{\lambda_{235}t}-1)/[137,88(e^{\lambda_{238}t}-1)] \quad (4)$$

Parce que la demi-vie de ^{235}U est plus courte que celle de ^{238}U , ^{235}U se désintègre plus rapidement et on obtient des courbes dans un diagramme 7/4Pb en fonction de 6/4Pb (Fig. VII.6.).

L'équation (4) est pratique pour plusieurs raisons :

- Etant donné que l'U est un élément très mobile, son utilisation ne permet pas de s'assurer que le système est réellement clos. L'équation (4) présente l'avantage de ne pas tenir compte de l'U.

- Le rapport isotopique du Pb sera le même pour le magma et pour sa source car il ne fractionne pas lors de la fusion partielle et de la cristallisation fractionnée. Les rapports père/fils, susceptibles par contre d'être fractionnés lors des processus magmatiques, n'apparaissant pas dans l'équation (4), l'âge peut être calculé à partir de cette seule équation. Pour les sources des OIB, les âges typiquement obtenus sont compris entre 1 et 2 Ga.

La méthode que nous avons choisie pour calculer l'âge des sources des laves de Ua Pou et de Nuku Hiva est appelée modèle en deux étapes (« two-stage model »). Elle se base sur une première courbe de désintégration correspondant à l'évolution du réservoir Terre depuis l'âge de sa formation à 4,55 Ga et consiste ensuite à estimer, par une seconde courbe de désintégration, l'âge de fermeture du (des) réservoir(s) des laves échantillonnées. Un modèle en une seule étape ne pourrait pas être utilisé puisque le réservoir Terre ne peut correspondre aux réservoirs des laves échantillonnées qui ont connu une histoire différente. Un modèle en plus de deux étapes serait nettement plus délicat à élaborer que celui en deux étapes et, surtout, les paramètres seraient mal contraints.

Pour élaborer ce modèle en deux étapes, il est nécessaire de déterminer deux paramètres $\mu = ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$. Le premier, dénommé μ_1 , correspond au réservoir terrestre et est généralement compris entre 7 et 10. Le second, appelé μ_2 , correspond à l'âge de fermeture du (des) réservoir(s) des laves. Les différentes courbes de désintégration sont calculées selon les équations :

$$6/4\text{Pb} = (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0 + \mu(e^{\lambda_{238}T} - e^{\lambda_{238}t}) \quad (5)$$

$$7/4\text{Pb} = (^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0 + \mu/137,88(e^{\lambda_{235}T} - e^{\lambda_{235}t}) \quad (6)$$

avec T : âge le plus ancien et t : âge le plus récent

et pour lesquelles les rapports initiaux :

$$(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0 = 9,314$$

$$(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0 = 10,294$$

et les constantes de désintégration sont connus :

$$\lambda_{235} = 9,849 \times 10^{-10} \text{ an}^{-1}$$

$$\lambda_{238} = 1,551 \times 10^{-10} \text{ an}^{-1}$$

La première étape consiste à calculer, à partir des équations (5) et (6), les valeurs des rapports isotopiques $(6/4\text{Pb})_1$ et $(7/4\text{Pb})_1$ pour différentes valeurs de μ_1 (comprises entre 7 et 10) et à différents âges (entre 4,55 Ga et aujourd'hui ; Fig. VII.6.). Ensuite, les valeurs obtenues en $(6/4\text{Pb})_1$ et $(7/4\text{Pb})_1$ pour des âges compris entre 2 Ga et 1 Ga sont à nouveau intégrés dans les équations (5) et (6) et on fait varier le μ_2 jusqu'à obtenir les valeurs des rapports isotopiques $(6/4\text{Pb})_2$ et $(7/4\text{Pb})_2$

similaires aux rapports 6/4Pb et 7/4Pb mesurés sur les échantillons. Les âges des laves de Ua Pou et de Nuku Hiva sont grossièrement de l'ordre de 3 Ma, c'est à dire négligeable par rapport aux constantes de désintégration du Pb. On considère alors que ces échantillons sont d'âge 0. Les résultats obtenus pour l'échantillon UP33 sont présentés en tableau VII.3. et en figure VII.6. pour exemple.

1.2. Estimation des κ des sources : méthode

Par convention, le rapport $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ est écrit κ . L'équation (1) peut être écrite :

$$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \text{ ou } 8/4\text{Pb} = (^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0 + (^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb})(e^{\lambda_{232}t} - 1) \quad (7)$$

avec $\mu = ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$

$$\omega = ^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$$

$$\kappa = ^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$$

et $^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb} = \omega = \mu \cdot \kappa$

on obtient :

$$(\Delta ^{208}\text{Pb}/\Delta ^{204}\text{Pb}) / (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}) = \kappa (e^{\lambda_{232}t} - 1) / \mu (e^{\lambda_{238}t} - 1) \quad (8)$$

et $8/4\text{Pb} = (^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0 + [\mu \cdot \kappa (e^{\lambda_{232}t} - e^{\lambda_{238}t})]$ (9)

La méthode pour calculer le κ des sources des laves de Ua Pou et de Nuku Hiva est également une méthode en deux étapes qui nécessite deux paramètres $\kappa = ^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$. Le premier, dénommé κ_1 , correspond à l'âge de séparation du (des) réservoir(s) source des laves du réservoir terrestre. Le second, appelé κ_2 , correspond à l'âge de fermeture du (des) réservoir(s) des laves.

Les différentes courbes de désintégration sont calculées à partir des équations (5) et (9) pour lesquelles on connaît :

les rapports initiaux :

$$(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0 = 9,314$$

$$(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0 = 29,476$$

et les constantes de désintégration :

$$\lambda_{232} = 4,948 \times 10^{-11} \text{ an}^{-1}$$

$$\lambda_{238} = 1,551 \times 10^{-10} \text{ an}^{-1}$$

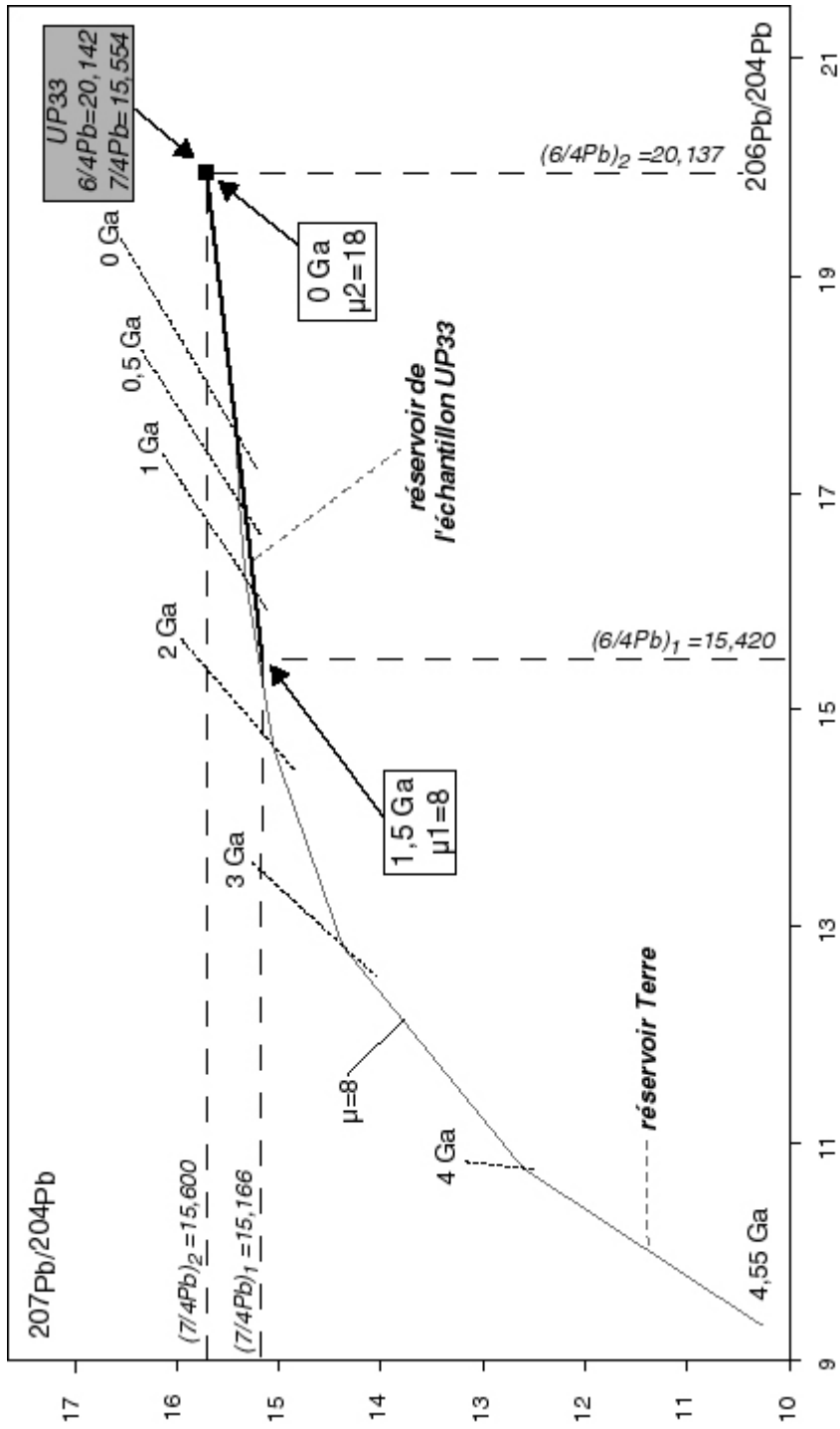


Fig. VII.6. : Diagramme $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ en fonction de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ indiquant les courbes de désintégration pour le réservoir Terre et pour des μ_1 de 8 et 9. Les résultats du modèle en deux étapes pour le calcul de l'âge de la formation de la source de l'échantillon UP33 sont indiqués.

La première étape consiste à calculer, à partir des équations (5) et (9), les valeurs des rapports isotopiques $(6/4\text{Pb})_1$ et $(8/4\text{Pb})_1$ pour une valeur de κ_1 fixée à 4 selon la méthode de Elliott *et al.* (1999) et pour les âges obtenus lors des calculs de μ de la source pour chaque échantillon respectif (cf. § précédent). Ensuite, les valeurs obtenues en $(6/4\text{Pb})_1$ et $(8/4\text{Pb})_1$ pour les âges correspondants sont à nouveau intégrées dans les équations (5) et (9) et on fait varier le κ_2 jusqu'à obtenir les valeurs des rapports isotopiques $(6/4\text{Pb})_2$ et $(8/4\text{Pb})_2$ similaires aux rapports 6/4Pb et 8/4Pb mesurés sur les échantillons. A titre d'exemple, les résultats obtenus pour l'échantillon UP33 sont présentés en tableau VII.3.

$\mu_1 = 8$	âge = 1,5 Ga	$(6/4\text{Pb})_1 = 15,420$	$(6/4\text{Pb})_1 = 9,314 + \mu_1 * (e^{\lambda_{238} * 4550000000} - e^{\lambda_{238} * 1500000000})$
		$(7/4\text{Pb})_1 = 15,166$	$(7/4\text{Pb})_1 = 10,294 + (\mu_1/137,88) * (e^{\lambda_{235} * 4550000000} - e^{\lambda_{235} * 1500000000})$
$\kappa_1 = 4$		$(8/4\text{Pb})_1 = 35,090$	$(8/4\text{Pb})_1 = 29,476 + (\mu_1 * \kappa_1) * (e^{\lambda_{232} * 4550000000} - e^{\lambda_{232} * 1500000000})$
$\mu_2 = 18$	âge = 0 Ga	$(6/4\text{Pb})_2 = 20,137$	$(6/4\text{Pb})_2 = (6/4\text{Pb})_1 + \mu_2 * (e^{\lambda_{238} * 1500000000} - e^{\lambda_{238} * 0})$
		$(7/4\text{Pb})_2 = 15,600$	$(7/4\text{Pb})_2 = (7/4\text{Pb})_1 + (\mu_2/137,88) * (e^{\lambda_{235} * 1500000000} - e^{\lambda_{235} * 0})$
$\kappa_2 = 3,33$		$(8/4\text{Pb})_2 = 39,711$	$(8/4\text{Pb})_2 = (8/4\text{Pb})_1 + (\mu_2 * \kappa_2) * (e^{\lambda_{232} * 1500000000} - e^{\lambda_{232} * 0})$
éch. UP33		$6/4\text{Pb} = 20,142 \pm 0,0049$	
		$7/4\text{Pb} = 15,554 \pm 0,0049$	
		$8/4\text{Pb} = 39,717 \pm 0,0049$	

Tableau VII.3. : Résultats obtenus par le modèle en deux étapes pour l'échantillon UP33. Les équations (5), (6) et (9) sont utilisées avec les âges exprimés en années.

1.3. Résultats : âges des sources

Les résultats obtenus par le modèle en deux étapes sont consignés en tableau VII.4. et représentés en figure VII.7. pour les deux îles. Pour un âge de la source de 2 Ga, les μ_1 et μ_2 des laves de Ua Pou varient entre 8,03 et 8,10 et entre 12,36 et 12,70 respectivement. Les κ_2 sont compris entre 3,67 et 3,83. Pour un âge de la source de 1 Ga, les μ_1 et μ_2 sont plus élevés et varient entre 8,18 et 8,25 et entre 16,70 et 17,40 respectivement, alors que les κ_2 sont plus faibles, entre 3,410 et 3,640. L'échantillon UP33 présente des valeurs systématiquement plus élevées en μ_1 (7,74 et 8) et μ_2 (15,70 et 23,70) et plus faibles en κ_2 (3,455 et 3,150 pour des âges de la source de 2 Ga et 1 Ga respectivement) que les autres laves de l'île.

Pour un âge de la source de 2 Ga, les μ_1 et μ_2 des laves de Nuku Hiva varient entre 8,01 et 8,07 et entre 12,02 et 12,72 respectivement. Les κ_2 sont compris entre 3,697 et 3,873. Pour un âge de la source de 1 Ga, les μ_1 et μ_2 sont plus élevés et varient entre 8,16 et 8,20 et entre 15,98 et 17,48 respectivement, alors que les κ_2 sont plus faibles, entre 3,457 et 3,730.

Pour les deux âges considérés, la gamme de variation des μ_1 est globalement plus large pour les laves de Ua Pou (en ne tenant pas compte de l'échantillon UP33) alors que les gammes de variation des μ_2 et κ_2 sont nettement plus importantes pour les laves de Nuku Hiva.

Les μ_2 et κ_2 obtenus sur les îles de Ua Pou et de Nuku Hiva sont sensiblement différents ce qui laisse supposer que les laves des deux îles n'ont pas exactement la même source. A Ua Pou, l'échantillon UP33 présente des μ_2 et κ_2 très différents de ceux des autres laves de l'île ce qui indique qu'il dérive d'une autre source.

Ech.	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$	κ_1	2 Ga			1,5 Ga			1 Ga		
				μ_1	μ_2	κ_2	μ_1	μ_2	κ_2	μ_1	μ_2	κ_2
Ua Pou												
UP8	6,50	22,22	4	8,09	12,51	3,813	–	–	–	8,23	16,95	3,634
UP9	4,97	34,84	4	8,09	12,51	3,811	–	–	–	8,23	16,95	3,630
UP17	6,37	18,99	4	8,07	12,44	3,768	–	–	–	8,21	16,83	3,563
UP31	4,70	33,54	4	8,06	12,36	3,775	–	–	–	8,20	16,70	3,570
UP33	3,16	37,26	4	7,74	15,70	3,455	8,00	18,00	3,330	8,00	23,70	3,150
UP54	5,10	27,23	4	8,09	12,49	3,794	–	–	–	8,24	16,86	3,605
UP56	4,67	26,39	4	8,04	12,70	3,697	–	–	–	8,20	17,33	3,460
UP66	4,71	32,68	4	8,07	12,54	3,780	–	–	–	8,22	17,00	3,585
UP76	6,20	20,11	4	8,09	12,51	3,817	–	–	–	8,23	16,95	3,640
UP80	6,61	20,72	4	8,09	12,49	3,794	–	–	–	8,23	16,91	3,607
UP82	5,13	29,46	4	8,10	12,54	3,830	–	–	–	8,25	17,00	3,640
UP94	4,68	33,97	4	8,04	12,63	3,773	–	–	–	8,20	17,18	3,575
UP95	6,20	20,06	4	8,03	12,70	3,670	–	–	–	8,18	17,40	3,410
Nuku Hiva												
NK11	3,96	34,17	4	8,03	12,45	3,778	–	–	–	8,18	16,85	3,585
NK52	4,73	26,76	4	8,06	12,25	3,872	–	–	–	8,20	16,43	3,722
NK64	4,69	22,99	4	8,04	12,42	3,780	–	–	–	8,18	16,81	3,583
NK76	4,12	19,30	4	8,02	12,40	3,697	–	–	–	8,17	16,77	3,457
NK79	4,43	16,37	4	8,04	12,10	3,727	–	–	–	8,18	16,16	3,500
NK96	4,58	24,79	4	8,06	12,22	3,873	–	–	–	8,20	16,35	3,730
NK156	4,31	24,71	4	8,01	12,72	3,730	–	–	–	8,16	17,48	3,505
NK178	5,30	19,12	4	8,05	12,02	3,830	–	–	–	8,18	15,98	3,660
NK190	5,02	22,95	4	8,07	12,20	3,870	–	–	–	8,20	16,35	3,720

Tableau VII.4. : Résultats obtenus par le modèle en deux étapes pour les deux îles de Ua Pou et de Nuku Hiva.

Pour contraindre les âges de fermeture des sources, il faut connaître les rapports $\mu = ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ et $\kappa = ^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ des laves. Ceux-ci peuvent être calculés à partir des concentrations en U, Th et Pb mesurées sur roche totale et sont appelés μ et κ mesurés. Les rapports μ et κ considèrent des éléments chimiquement différents qui peuvent être fractionnés par les processus magmatiques. Ainsi, les μ_2 et κ_2 calculés des sources ne sont pas nécessairement les mêmes que les μ et κ mesurés (calculés à partir des éléments en trace) des laves correspondantes. Etant donné que l'U est enrichi par rapport au Pb lors de la fusion partielle du manteau (Chauvel *et al.*, 1992), les valeurs des μ et κ mesurés (calculés à partir des éléments en trace) sont plus élevées que celles calculées.

Les μ et κ mesurés pour chaque lave sont indiqués en tableau VII.4. et en figure VII.7. Pour les îles de Ua Pou et de Nuku Hiva, les μ et κ mesurés (calculés à partir des éléments en trace) sont

globalement compris entre 16,4 et 34,8 et entre 3,9 et 5,3 respectivement. Quatre échantillons de Ua Pou (deux téphriphonolites et deux phonolites) présentent des κ mesurés (calculés à partir des éléments en trace) supérieurs à 6 en raison d'une diminution de l'U, probablement liée au fractionnement de magnétite qui peut incorporer l'U dans les laves très évoluées. L'échantillon UP33 présente un μ mesuré (calculé à partir des éléments en trace) très élevé du fait de sa signature HIMU prononcée et un κ mesuré très faible.

Pour l'île de Ua Pou, les μ_2 et κ_2 calculés pour des âges de fermeture de la source de 2 Ga et 1 Ga restent inférieurs aux μ et κ mesurés (calculés à partir des éléments en trace). L'âge de fermeture de la source des laves de Ua Pou est donc compris entre 2 et 1 Ga.

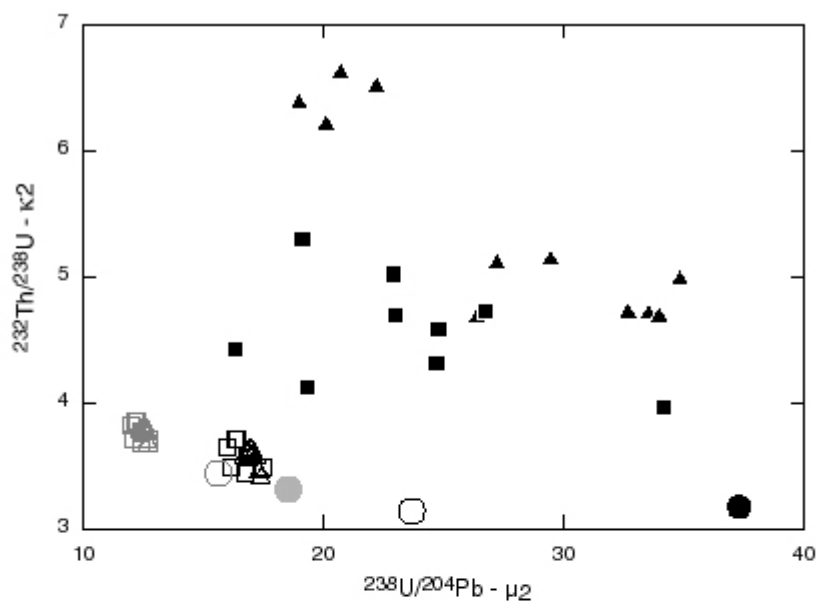
Pour l'échantillon UP33, les μ_2 calculés pour les âges de 2 Ga et 1 Ga sont largement inférieurs aux μ mesurés (calculés à partir des éléments en trace). Par contre le κ_2 calculé pour l'âge de 2 Ga est supérieur au κ mesuré (calculé à partir des éléments en trace) alors que celui calculé pour 1 Ga lui est inférieur. L'âge de 2 Ga ne peut donc pas être retenu pour l'échantillon UP33 dont la fermeture de la source est plus récente que celle des autres laves de l'île. Nous avons calculés les μ_2 et κ_2 pour un âge de 1,5 Ga afin de tenter de préciser l'âge de fermeture de la source de l'échantillon UP33. Le κ_2 calculé est à nouveau plus élevé que celui mesuré (calculé à partir des éléments en trace). L'âge le plus probable de fermeture de la source de l'échantillon UP33 est donc de l'ordre de 1 Ga.

Pour l'île de Nuku Hiva, les μ_2 calculés pour un âge de 1 Ga peuvent être supérieurs aux μ mesurés (calculés à partir des éléments en trace). Seuls les μ_2 calculés pour un âge d'au moins 2 Ga sont inférieurs aux μ mesurés (calculés à partir des éléments en trace). L'âge de fermeture de la source des laves de Nuku Hiva est donc de l'ordre de 2 Ga et contemporain voire plus ancien que pour celle des laves de Ua Pou.

Les sources des laves de Ua Pou et de Nuku Hiva sont donc différentes. La source de l'échantillon UP33 se démarque complètement.

2. Le composant HIMU

L'échantillon UP33 correspond à une tholéiite à olivine de Ua Pou. Elle possède les mêmes caractéristiques en éléments en trace et en isotopes du Sr, Nd et Pb que les tholéiites à olivine de Ua Pou (échantillons UAP11 et UAP17) étudiées par Duncan *et al.* (1986) et Vidal *et al.* (1987). La tholéiite UP33 se démarque des laves alcalines de Ua Pou par des compositions en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (20,142) et en $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (39,717) très radiogéniques, et des compositions en $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (15,554) plus faiblement radiogéniques. Elle se rapproche fortement du pôle mantellique HIMU jeune défini par Vidal (1992) et Thirlwall (1997).



Ua Pou	UP 33	Nuku Hiva	
\blacktriangle	\bullet	\blacksquare	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U} - \kappa_2$ mesurés (calculés à partir des éléments en trace)
\triangle	\circ	\square	$\mu_2 - \kappa_2$ à 2 Ga (calculés à partir des isotopes du Pb)
	\bullet		$\mu_2 - \kappa_2$ à 1,5 Ga (calculés à partir des isotopes du Pb)
\triangle	\circ	\square	$\mu_2 - \kappa_2$ à 1 Ga (calculés à partir des isotopes du Pb)

Fig. VII.7. : Diagramme représentant les κ_2 calculés (κ_2) et mesurés ($^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$) en fonction des μ_2 calculés (μ_2) et mesurés ($^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$) pour chacune des laves de Ua Pou et de Nuku Hiva et pour des âges de fermeture des sources de 2 Ga et 1 Ga.

Les laves HIMU sont caractérisées par des rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ($>20,5$), $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ très élevés, qui correspondent à des μ élevés et à des sources plus anciennes que 1,5 Ga (Zindler et Hart, 1986 ; Chauvel *et al.*, 1992). La signature HIMU est interprétée comme un composant de croûte océanique subducté et recyclé par l'intermédiaire de points chauds (Chauvel *et al.*, 1992).

Avec des rapports en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et surtout en $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ plus faibles que ceux des laves HIMU « classiques » et un âge de sa source nécessairement inférieur à 1,5 Ga (cf. § précédent), la tholéiite UP33 ne présente pas les caractéristiques d'une lave à signature HIMU « classique ».

Les paramètres $\Delta 7/4\text{Pb}$ et $\Delta 8/4\text{Pb}$ permettent de comparer la tholéiite UP33 avec d'autres laves à signature HIMU. Dans les diagrammes $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (ou $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) en fonction de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, ces paramètres expriment la déviation verticale en $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ par rapport à la NHRL (Northern Hemisphere Reference Line) définie par Hart (1984) et leur utilisation est appropriée pour les MORB de l'océan Pacifique. Les équations de la NHRL sont :

$$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 0,1084 (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}) + 13,491 \quad (10)$$

$$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 1,209 (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}) + 15,627 \quad (11)$$

Les $\Delta 7/4\text{Pb}$ et $\Delta 8/4\text{Pb}$ se calculent selon les équations :

$$\Delta 7/4\text{Pb} = [(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{échant}} - (^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{NHRL}}] * 100 \quad (12)$$

$$\Delta 8/4\text{Pb} = [(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{échant}} - (^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{NHRL}}] * 100 \quad (13)$$

avec $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{échant}}$: composition de l'échantillon considéré et $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{NHRL}}$: composition théorique située sur la ligne de la NHRL.

Pour la tholéiite UP33, les déviations de $\Delta 7/4\text{Pb}$ (-12) et de $\Delta 8/4\text{Pb}$ (-26) par rapport à la NHRL sont plus importantes que celles obtenues par Thirlwall (1997) sur les échantillons similaires de Duncan *et al.* (1986) mais elles sont plus fortes et plus faibles respectivement que celles de laves typiquement HIMU (par exemple Tubuai : $\Delta 7/4\text{Pb}$ +1 à -3 et $\Delta 8/4\text{Pb}$ -60 à -90; Rurutu: $\Delta 7/4\text{Pb}$ +3 à -4 et $\Delta 8/4\text{Pb}$ -45 à -90; Thirlwall, 1997).

Le rapport Nb/U = 43 de la tholéiite UP33 correspond à celui de laves HIMU (par exemple pour Rurutu $20 < \text{Nb}/\text{U} < 50$; Chauvel *et al.*, 1997) alors que son rapport Ce/Pb = 60 est plus élevé que celui des laves HIMU (par exemple pour Rurutu $35 < \text{Ce}/\text{Pb} < 50$; Chauvel *et al.*, 1997 ; Ce/Pb = 39 dans le verre d'un seamount de Saint Hélène, Devey et Hémond, en préparation).

Les OIB présentant de telles caractéristiques, c'est à dire des rapports élevés en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ avec des $\Delta 7/4\text{Pb}$ et $\Delta 8/4\text{Pb}$ négatifs et des rapports Ce/Pb élevés, existent également aux Açores (Terceira ; Dupré *et al.*, 1982 ; Davies *et al.*, 1989). Ils correspondent à un pôle mantellique appelé HIMU jeune (Thirlwall, 1997).

Vidal (1992) et Chauvel *et al.* (1992) ont démontré que des sources HIMU plus jeunes que environ 1,8 Ga présentent des valeurs négatives pour les paramètres $\Delta 7/4\text{Pb}$ et $\Delta 8/4\text{Pb}$. Notre modèle en deux étapes (cf. § précédent) pour estimer l'âge de fermeture de la source de la tholéiite UP33, en supposant que le μ de la source doit être plus faible que celui de la lave ($\mu = 37,26$), donne un résultat de l'ordre de 1 Ga et un μ de la source égal à 23,7. Ceci est en accord avec les résultats obtenus par Thirlwall (1997) selon lesquels la fusion partielle d'une source ayant un μ d'environ 18-22 forme des laves ayant un μ de l'ordre de 35. Le même modèle en deux étapes, appliqué aux laves alcalines de Ua Pou, indique des âges de fermeture de la source plus anciens (2 à 1 Ga) et des valeurs de μ de la source ($12,5 < \mu_1 < 17$) et de μ des laves plus faibles ($27,2 < {}^{238}\text{U}/{}^{204}\text{Pb} < 34,8$; tableau VII.4.). Ces résultats montrent clairement que les tholéiites et les laves alcalines de Ua Pou dérivent de sources différentes. Les tholéiites de Ua Pou présentent une signature HIMU jeune qui peut être considérée comme un des pôles mantelliques des magmas marquisiens, lequel, mélangé avec les autres pôles mantelliques DMM et EM II, contribue à l'hétérogénéité géochimique de l'archipel des Marquises.

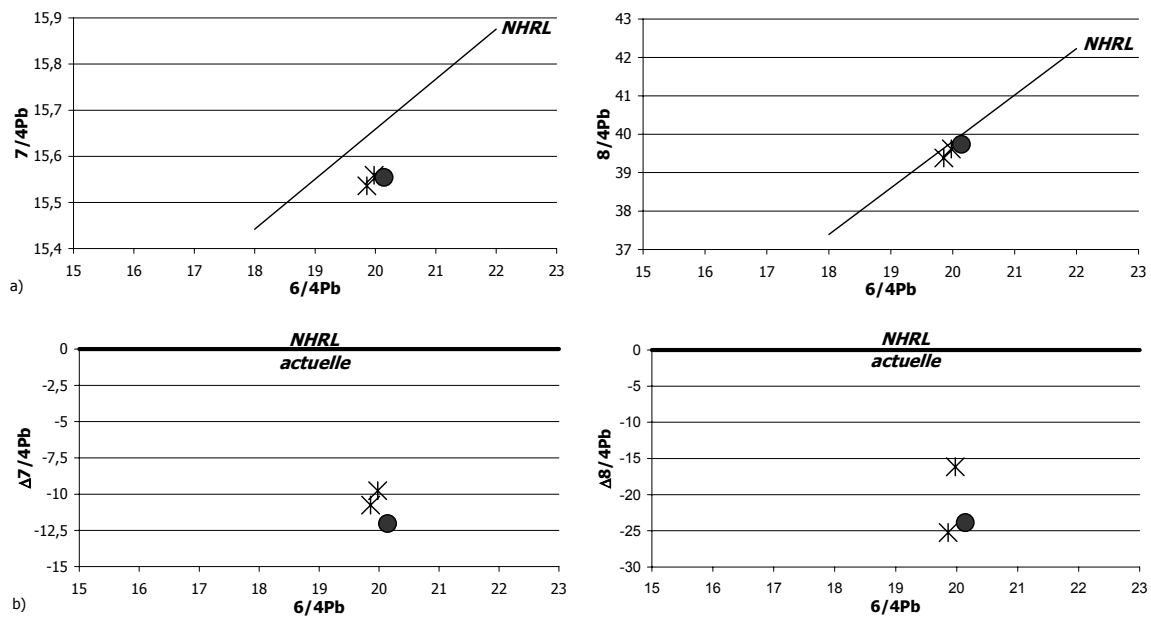


Fig. VII.8. : a) Diagrammes $7/4\text{Pb}$ et $8/4\text{Pb}$ en fonction de $6/4\text{Pb}$ indiquant la position des tholéiites UP33 (cercle) et UAP11 et UAP17 (croix ; Duncan *et al.*, 1986) par rapport à la NHRL. b) Diagrammes $\Delta 7/4\text{Pb}$ et $\Delta 8/4\text{Pb}$ en fonction de $6/4\text{Pb}$.

3. Comparaison avec d'autres archipels

Etant donné que les îles de Ua Pou et de Nuku Hiva recouvrent l'essentiel de la gamme de variation isotopique de l'archipel des Marquises, il peut être intéressant de comparer les données en éléments en trace fortement incompatibles et les isotopes de ces îles avec celles des autres alignements de l'océan Pacifique. La base de données GEOROC (<http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/>) réunit, entre autres, l'ensemble des données publiées sur les archipels de Hawaïi, les Australes-Cook, Pitcairn-Gambier et la Société. En terme de rapports isotopiques et de concentrations en U, les bases de données sont relativement peu fournies pour Pitcairn-Gambier et peu de données suffisamment contraintes (notamment en U et Pb) existent sur la Société. Pour Hawaïi, les rapports en Th/U sont nettement plus faibles que pour les îles de Ua Pou et de Nuku Hiva et les concentrations en Th sont nettement plus faibles. Seul l'archipel des Australes-Cook permet une comparaison intéressante.

L'archipel des Australes-Cook résulte du fonctionnement de trois points chauds (Turner et Jarrard, 1982 ; Chauvel *et al.*, 1997 ; Maury *et al.*, 2000) respectivement situés au niveau des monts sous-marins Macdonald et Arago, centré entre Rurutu et Tubuai (Bonneville *et al.*, 2002) et près de Rarotonga. De l'activité du point chaud de Macdonald résulte l'édification des îles de Rapa, Tubuai, Rurutu et Mangaia notamment, formant un premier ensemble appelé alignement de Tubuai. Lors du passage au niveau du point chaud Arago, l'activité de Rurutu reprend et les îles de Atiu et Aitutaki, entre autres, sont formées. Ces dernières forment l'alignement dit d'Atiu. L'activité du troisième point chaud amène à la formation de l'île de Rarotonga et l'activité de Aitutaki reprend.

Les laves de Mangaia, Rurutu et Tubuai présentent des signatures HIMU quasi-exclusives et leur étude a permis la définition de ce pôle mantellique (Zindler et Hart, 1986). Les îles de Rapa, de Rarotonga, ainsi que celles du second point chaud (Aitutaki et Atiu) ont une signature HIMU nettement « atténuée » (Chauvel *et al.*, 1997) et témoignent d'une contribution importante de manteau enrichi EM.

Le rapport Th/U, ainsi que 7/4Pb et 8/4Pb sont représentés en fonction de 6/4Pb en figure VII.9. pour les îles de Rarotonga, Aitutaki, Rapa, Atiu, Rurutu, Tubuai et Mangaia des Australes-Cook (Palacz et Saunders, 1986 ; Nakamura et Tatsumoto, 1988 ; Dupuy *et al.*, 1989 ; Chauvel *et al.*, 1992 ; 1997 ; Hémond *et al.*, 1994 ; Woodhead, 1996 ; Dostal *et al.*, 1998 ; Schiano *et al.*, 2001 ; Thompson *et al.*, 2001), ainsi que pour celles de Ua Pou et de Nuku Hiva. L'ensemble des laves de Ua Pou et de Nuku Hiva présente un rapport Th/U et des compositions en isotopes du plomb similaires aux laves des îles de Rapa et de Rarotonga et à celles du trend récent d'Atiu. Elles sont caractérisées par une signature EM importante. Seules les quatre laves évoluées de Ua Pou présentent un fort rapport Th/U probablement lié à l'incorporation de l'U dans la magnétite (cf. § 1.3.). Du fait de sa signature HIMU jeune, la tholéiite UP33 est moins radiogénique en 6/4Pb et 7/4Pb que les laves à signature HIMU « classique » de l'alignement ancien de Tubuai, mais son rapport Th/U faible est similaire aux laves de ce trend ancien.

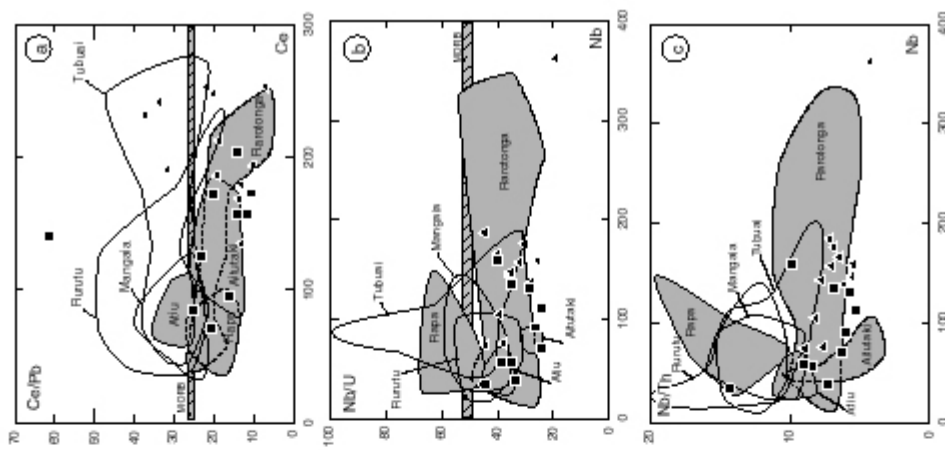


Fig. VII.10. : a) Ce/Pb vs. Ce, b) Nb/U vs. Nb, c) Nb/Th vs. Nb pour la plupart des îles des Australes-Cook et les îles de Ua Pou et de Nuku Hiva.

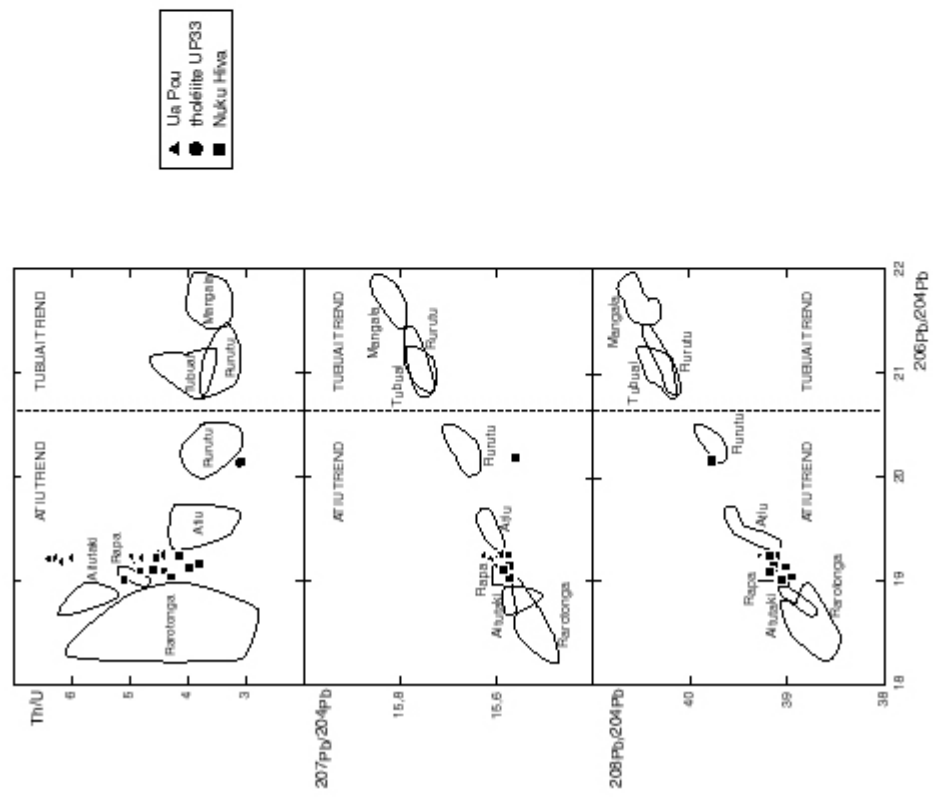


Fig. VII.9. : Th/U, 7/4Pb et 8/4Pb en fonction de 6/4Pb pour la plupart des îles des Australes-Cook et les îles de Ua Pou et de Nuku Hiva.

Le diagramme Ce/Pb en fonction de Ce est présenté en figure VII.10a. pour les laves des Australes-Cook et de Ua Pou et Nuku Hiva. La valeur de ce rapport communément admise pour les MORB est $Ce/Pb = 25$. Généralement, les laves ayant un $Ce/Pb > 25$ présentent une signature HIMU (cas des îles de Rurutu, Mangaia et Tubuai) et celles ayant un $Ce/Pb < 25$ correspondent à une signature EM (cas des îles de l'alignement récent, de Rapa et de Rarotonga). La tholéiite UP33 présente un $Ce/Pb=60$ largement supérieur à celui des îles du trend de Tubuai du fait de sa signature HIMU, même jeune. Les laves de Ua Pou et de Nuku Hiva présentent des Ce/Pb similaires aux laves de Rapa, de Rarotonga et du trend d'Atiu en raison de leur signature EM. Trois échantillons de Ua Pou présentent des $30 < Ce/Pb < 40$, ce qui est également le cas pour les laves de Atiu et ne modifie en rien leur caractère EM.

Le diagramme Nb/U est représenté en figure VII.10b. en fonction de Nb. L'U étant un élément très mobile avec l'altération notamment, il convient de vérifier la fiabilité du rapport Nb/U avec l'élément Th dont le degré d'incompatibilité est très semblable à celui de l'U et qui résiste très bien à l'altération. Si les deux rapports Nb/U et Nb/Th (fig. VII.10b. et VII.10c) se comportent différemment, comme c'est le cas pour l'île de Tubuai, l'U a été éventuellement modifié par des processus secondaires et le rapport Nb/U ne peut pas être utilisé car il ne reflète pas celui de la source des laves. A l'opposé, lorsque ces deux rapports se comportent de la même façon, l'U est fiable et le rapport Nb/U peut être interprété. Ceci est le cas pour la plupart des îles des Australes-Cook et les îles de Ua Pou et Nuku Hiva. La valeur Nb/U = 50 est communément admise pour les MORB. Les laves ayant une signature soit HIMU soit EM se situent généralement respectivement au-delà et au-dessous de cette valeur. Cependant, les laves de l'alignement de Tubuai et celles de l'île de Rapa se situent de part et d'autre de cette valeur, en particulier les laves de Rurutu pour lesquelles $20 < Nb/U < 50$. Ces dernières sont comparables à la tholéiite UP33 ($Nb/U = 43$). Dans ce diagramme, l'ensemble des laves de Ua Pou et de Nuku Hiva se situent dans la gamme de variation des îles de l'alignement d'Atiu.

Ainsi, les laves de Ua Pou et de Nuku Hiva, représentatives de l'archipel des Marquises, sont comparables à celles de l'alignement récent de Atiu et de l'île de Rarotonga en terme de signature isotopique et de rapports d'éléments en trace fortement incompatibles. Bien que différente en raison de sa signature HIMU jeune, la tholéiite UP33 présente de fortes similitudes avec les laves à signature HIMU « classique » de l'alignement ancien de Tubuai.

Ces comparaisons ne sont valables qu'en terme d'isotopes du Pb. En effet, le composant manteau enrichi EM est très différent pour les deux archipels considérés. Il est de type EM I (manteau enrichi par des sédiments pélagiques) aux Australes-Cook (Chauvel *et al.*, 1997) alors qu'il est de type EM II (manteau enrichi par des sédiments continentaux) aux Marquises.

D- VARIATION DES COMPOSITIONS DES SOURCES

Les compositions isotopiques de la littérature et celles nouvellement acquises mettent en évidence la forte hétérogénéité géochimique de l'archipel des Marquises. Cette dernière peut être expliquée par la variation des compositions des sources mantelliques du point chaud marquisien.

1. Modèle de point chaud

Le modèle de point chaud marquisien proposé par Le Dez (1996) est à notre avis celui qui permet le mieux de rendre compte de l'hétérogénéité géochimique de l'archipel. Il considère un panache très hétérogène contenant des éléments à signature de croûte océanique subductée (HIMU) et de sédiments terrigènes (EM II) répartis de façon aléatoire. Au terme de sa remontée, le panache incorpore du manteau sublithosphérique appauvri (DMM). Selon Le Dez (1996), la fusion d'un tel matériel peut engendrer des changements significatifs et aléatoires de signature des sources lors de la mise en place des édifices volcaniques. La signature DMM peut également refléter soit la fusion de la base de la lithosphère océanique au-dessus du panache, soit des interactions entre les magmas ascendants et les roches de cette lithosphère.

Des variations du taux de fusion partielle permettent également de rendre compte de l'hétérogénéité des laves au sein d'une même île. En effet, la contribution du pôle EM II augmente au cours du temps et est corrélée avec la diminution des taux de fusion partielle pour certaines îles. C'est notamment le cas à Eiao (Caroff *et al.*, 1995), à Ua Huka (Ielsch *et al.*, 1998) et à Nuku Hiva (Le Dez *et al.*, 1996).

L'évolution des liquides basaltiques dans des réservoirs intracrustaux, autrement dit l'interaction entre les liquides basaltiques et la croûte océanique, peuvent également être à l'origine de la diversité géochimique des laves émises en surface et d'une modification significative des signatures isotopiques des laves intermédiaires et évoluées par rapport à celles des laves basaltiques. Ceci a été démontré à Eiao (Caroff *et al.*, 1995 ; 1999) et à Ua Pou (ce travail). De telles évolutions sont également suggérées à Nuku Hiva (ce travail).

Les variations de composition des sources, celle de leurs taux de fusion partielle et les interactions entre les liquides formés par le panache et la croûte océanique permettent de rendre compte des évolutions globales au cours du temps visibles sur l'ensemble des îles et des variations, parfois rapides au cours du temps, de signatures propres à chaque île.

Le modèle de point chaud de Le Dez (1996) n'a pas encore, à notre connaissance, fait l'objet de tests quantitatifs. Nous savons que les trois pôles mantelliques DMM, EM II et HIMU interviennent dans les compositions des sources marquisiennes, mais nous ignorons dans quelles proportions. C'est ce que nous allons tenter d'estimer par un modèle de mélange à trois pôles.

2. Modèle de mélange à trois pôles

2.1. Méthode

Les effets des variations des taux de fusion partielle des sources et des interactions entre liquides basaltiques et croûte océanique sur l'hétérogénéité géochimique ne sont pas connus pour toutes les îles marquisiennes. En effet, seules quatre îles de l'archipel ont fait l'objet d'études pétrogénétiques détaillées : Eiao (Caroff *et al.*, 1995 ; 1999), Ua Huka (Ielsch *et al.*, 1998), Ua Pou et Nuku Hiva (ce travail). Il est donc délicat, à l'échelle de l'archipel, de faire un tri des données isotopiques en attribuant telle variation isotopique à tel processus pétrogénétique. Or, nous savons que la diminution des taux de fusion partielle a notamment pour effet d'augmenter la contribution du pôle EM II (Le Dez *et al.*, 1996 ; Ielsch *et al.*, 1998) et que les interactions liquides basaltiques/croûte océanique peuvent modifier les signatures isotopiques de façon significative (laves évoluées de Nuku Hiva par exemple, ce travail). L'hétérogénéité géochimique de l'archipel des Marquises n'est donc pas uniquement liée à des variations de composition des sources mantelliques. Cependant, par manque d'information précise pour toutes les îles, nous allons considérer l'ensemble des données isotopiques comme susceptibles de refléter les variations de composition de ces sources.

Les trois pôles géochimiques à considérer pour l'archipel sont : le pôle appauvri DMM et les pôles enrichis EM II et HIMU jeune. Il est nécessaire d'attribuer une composition isotopiques à chacun d'eux, ainsi que d'évaluer leurs concentrations en éléments en trace intervenant dans les rapports isotopiques considérés (ici Sr, Nd et Pb).

Les compositions isotopiques et les concentrations en éléments en trace de ces trois pôles mantelliques sont délicates à estimer compte tenu du petit nombre d'études sur les xénolithes ultrabasiques des laves de Polynésie. Par contre, il est possible de retracer les contributions des trois pôles au niveau de la composition des laves basiques de l'archipel. Dans ce cas, les trois liquides considérés ont la même composition isotopique que leur manteau-source respectif. De plus, les coefficients de distribution des éléments en trace pour ces liquides basaltiques étant susceptibles d'être globalement identiques ou peu différents, les résultats obtenus par le modèle de mélange pourront être appliqués au manteau-source des basaltes.

Le modèle de mélange à trois pôles que nous allons développer nécessite la création d'une grille de compositions correspondant au mélange des trois pôles DMM, EM II et HIMU dans des proportions variables et dans les systèmes Pb-Pb, Nd-Pb et Sr-Pb (Fig. VII.11.). Pour des rapports isotopiques, l'équation pour un mélange des trois pôles A, B et C est la suivante (Albarède, 1995) :

$$({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_m = [({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_A \cdot (C_{A,\text{Sr}}^{\text{Sr}}/C_m) + ({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_B \cdot (C_{B,\text{Sr}}^{\text{Sr}}/C_m) + ({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_C \cdot (C_{C,\text{Sr}}^{\text{Sr}}/C_m)] \quad (14)$$

avec $({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_m$: composition isotopique du mélange ; $({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})$: composition isotopique des pôles ; C^{Sr} : teneurs en Sr (ppm) dans les pôles ; f : fraction en pourcentage du pôle considéré et C_m : teneurs en Sr du mélange :

$$C_m = (C_{A,\text{Sr}}^{\text{Sr}} \cdot f_A) + (C_{B,\text{Sr}}^{\text{Sr}} \cdot f_B) + (C_{C,\text{Sr}}^{\text{Sr}} \cdot f_C) \quad (15)$$

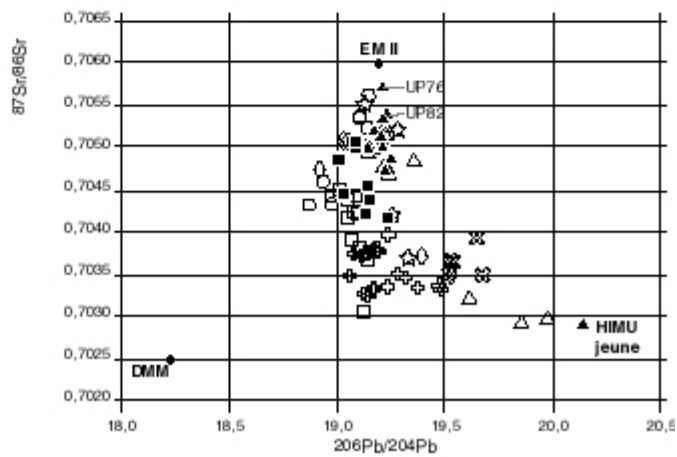
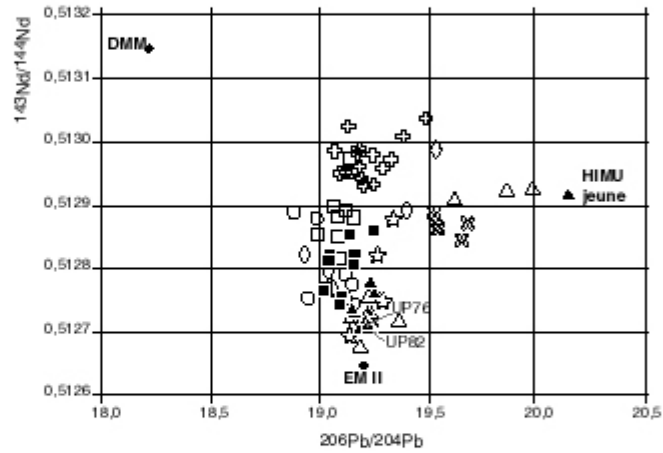
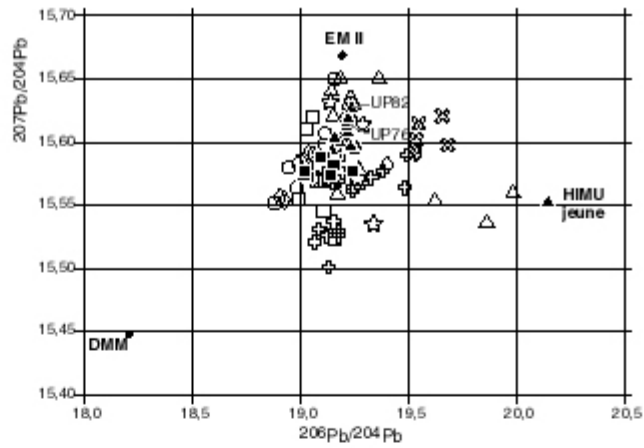
Etant donné que, selon le modèle de Le Dez (1996), le panache est de composition EM II + HIMU en proportions variables et que le composant DMM y est intégré tardivement, nous avons préféré utiliser l'équation pour un mélange à deux pôles (16). Elle sera tout d'abord utilisée pour calculer les proportions de mélange des pôles EM II et HIMU dans le panache et ensuite réutilisée en intégrant ce premier résultat et la proportion de pôle DMM qui s'y est ultérieurement adjointe. Cette méthode a l'avantage de préciser clairement, sur la grille de mélange, les proportions des composants au sein du panache. Cette équation est la suivante (Albarède, 1995) :

$$({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_m = [f_A \cdot C_{A,\text{Sr}}^{\text{Sr}} \cdot ({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_A + (1-f_A) \cdot C_{B,\text{Sr}}^{\text{Sr}} \cdot ({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_B] / [f_A \cdot C_{A,\text{Sr}}^{\text{Sr}} + (1-f_A) \cdot C_{B,\text{Sr}}^{\text{Sr}}] \quad (16)$$

2.2. Estimation de la composition des laves représentatives des pôles mantelliques

Le pôle *a priori* le mieux connu correspond au pôle HIMU jeune représenté par la tholéiite UP33 de Ua Pou, dont nous avons utilisé les compositions isotopiques et élémentaires en Sr, Nd et Pb.

Le pôle EM II pourrait être représenté par la basanite UP82 qui correspond à l'échantillon le plus radiogénique en $7/4\text{Pb}$ de notre échantillonnage ou bien par la phonolite UP76 qui est l'échantillon le plus radiogénique et le moins radiogénique en ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$ et en ${}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}$, respectivement, de notre échantillonnage (Fig. VII.11.). Cependant, en incluant les données de la littérature sur l'ensemble de l'archipel des Marquises, l'échantillon UP82 n'est pas le plus radiogénique en $7/4\text{Pb}$ et ne peut donc pas être utilisé pour rendre compte de l'hétérogénéité de l'archipel. Il est délicat d'utiliser la phonolite UP76, d'une part parce qu'il s'agit d'une lave évoluée et, d'autre part, parce que son rapport ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$ élevé est interprété comme le résultat de l'incorporation d'eau de mer dans le système magmatique lors de sa genèse (chapitre V de ce manuscrit).



- pôles mantelliqes
- ▲ Ua Pou nouvelles données
- Nuku Hiva nouvelles données
- données de la littérature
- ⊕ Eiao
- Nuku Hiva
- Ua Huka
- △ Ua Pou
- ◇ Hiva Oa
- ☆ Tahuata
- ⊗ Fatu Hiva

Fig. VII.11.: Diagrammes $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en fonction de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ des laves de l'archipel des Marquises.

Nous avons donc choisi une composition théorique de lave représentative du pôle EM II qui ne correspond à aucune lave analysée de l'archipel. Pour les compositions isotopiques, nous avons choisi des compositions légèrement plus extrêmes que celles des laves de l'archipel les plus proches de la signature EM II. Pour les teneurs en Sr, Nd et Pb, nous avons choisi la basanite UP82 dont la composition en éléments en trace est proche de celle d'un liquide primaire.

Les compositions isotopiques du pôle DMM doivent également être estimées. En l'absence de forage ODP à proximité des Marquises, nous avons considéré que la composition isotopique et que les compositions en éléments en trace Sr, Nd et Pb des MORB sous-jacents à l'archipel sont similaires à celles des MORB formés actuellement à l'axe de la dorsale Pacifique. L'âge du plancher océanique sur lequel repose l'archipel des Marquises est de 45-50 Ma et il a été formé à l'axe de la dorsale Pacifique-Farallon. Selon les reconstructions de Gutscher *et al.* (1999), ce plancher océanique était situé entre 5°S et 10°S et entre 75°W et 85°W à cette époque. La dorsale Pacifique n'étant pas située aux mêmes longitudes que la dorsale Pacifique-Farallon, nous avons considéré les compositions isotopiques et les teneurs en éléments en trace des MORB formés actuellement aux latitudes proposées par Gutscher *et al.* (1999), sans tenir compte de la longitude. Cependant, les valeurs disponibles dans cette région étant peu nombreuses, nous avons élargi la zone à 0°-20°S.

Les données en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, 6/4Pb et 7/4Pb de l'East Pacific Rise (EPR) disponibles pour ces latitudes sont indiquées en figure VII.12. et celles en éléments en trace en figure VII.13. Les échantillons fortement radiogéniques en $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ et faiblement radiogéniques en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, 6/4Pb et 7/4Pb localisés à environ 13°S correspondent à la ride de Garrett (Hékinian *et al.*, 1995 ; Wendt *et al.*, 1999). De ce fait, ces rapports isotopiques ainsi que les teneurs en Sr, Nd et Pb (plus faibles que celles des MORB formés à l'axe de l'EPR) ne peuvent être utilisés pour estimer la composition moyenne des MORB formés à l'EPR entre 0 et 20°S. Pour les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, un plateau de valeurs apparaît nettement à 0,702500 et à 0,513130 (Fig. VII.12.). De la même façon, les teneurs en Sr et Nd dominantes sont de 125 ppm et de 15 ppm (Fig. VII.13.). Les compositions en 6/4Pb et 7/4Pb sont plus étalées et leur moyenne correspond à des valeurs de 18,2 et 15,45 (Fig. VII.12.). Pour les teneurs en Pb, les valeurs disponibles sur l'EPR proviennent majoritairement de la ride de Garrett et ne peuvent donc pas être considérées (Fig. VII.13.). La concentration en Pb du MORB normal (Pb=0,5 ppm) proposée par Hofmann (1988) a été retenue. Cette valeur est cohérente avec celle calculée à partir des valeurs moyennes en Ce de l'EPR (fig. VII.13. ; Ce/25=Pb≈0,5).

Les trois pôles estimés sont indiqués en figure VII.11. et leurs compositions isotopiques et en éléments en trace sont consignées en tableau VII.5.

	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Sr (ppm)	Nd (ppm)	Pb (ppm)
EM II	0,706000	0,512650	19,200	15,670	975	69	4,43
HIMU jeune	0,702868	0,512916	20,142	15,554	680	64	1,4
DMM MORB	0,702500	0,513130	18,200	15,450	125	15	0,5

Tableau VII.5. : Compositions isotopiques et en éléments en trace des pôles géochimiques utilisés.

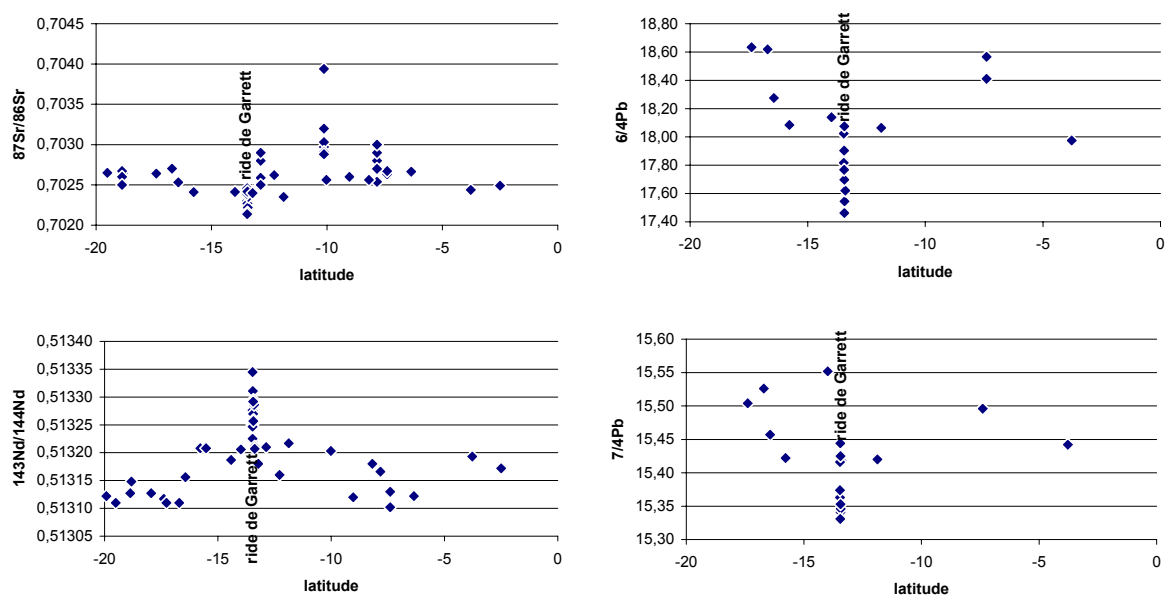


Fig. VII.12. : Compositions des isotopes du Sr, Nd et Pb des MORB formés à l'axe de l'EPR entre 0 et 20°S. Données sur l'EPR : Hedge et Peterman (1970), Subbarao (1972), Schilling et Bonatti (1975), Ito *et al.* (1980 ; 1987), Batiza *et al.* (1982), MacDougall et Lugmair (1986), Bach *et al.* (1994), Nowell *et al.* (1998). Données sur la ride de Garrett : Wendt *et al.* (1999).

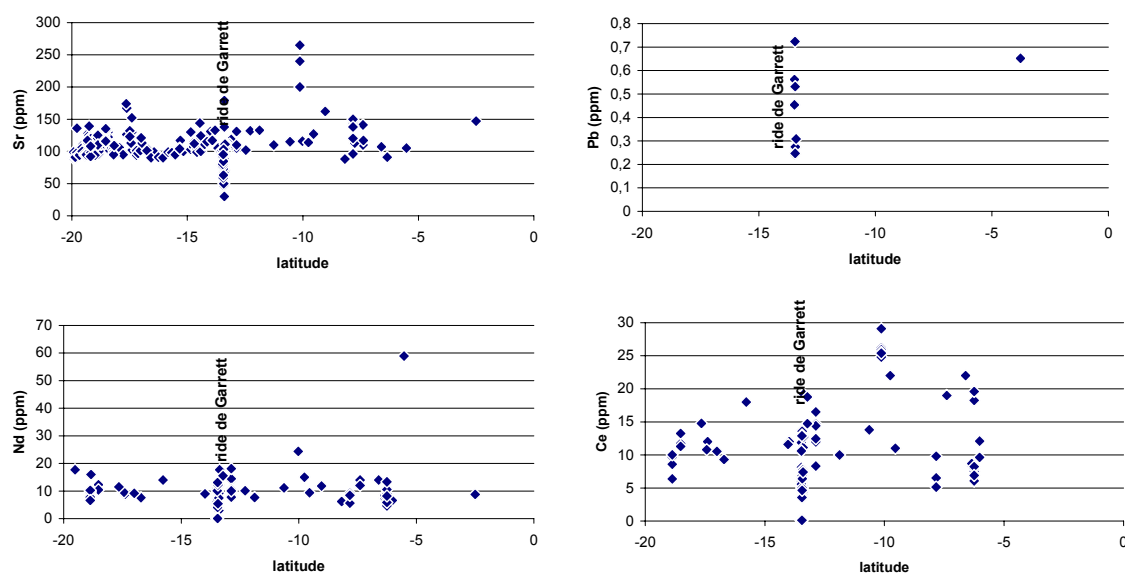


Fig. VII.13. : Teneurs en éléments en trace des MORB formés à l'axe de l'EPR entre 0 et 20°S. Données sur l'EPR : Engel *et al.* (1965), Hedge et Peterman (1970), Schilling (1971), Subbarao (1972), Schilling et Bonatti (1975), Ito *et al.* (1980), Scheidegger et Corliss (1981), Batiza *et al.* (1982), Laschek (1985), MacDougall et Lugmair (1986), White (1993), Bach *et al.* (1994). Données sur la ride de Garrett : Kay *et al.* (1970), Hékinian *et al.* (1995), Niu et Hékinian (1997), Wendt *et al.* (1999).

2.3. Modèle de mélange : implications à l'échelle de l'archipel

En utilisant les rapports isotopiques et les concentrations des trois pôles on obtient des courbes de mélange, excepté pour le système Pb-Pb dans lequel les courbes de mélange correspondent à des droites puisque les rapports isotopiques considèrent le même élément en trace (Pb). Dans les trois systèmes Pb-Pb, Nd-Pb et Sr-Pb, les concentrations en éléments en trace influent directement sur les proportions de mélange.

Les grilles de mélange obtenues sont présentées en figure VII.14. pour les systèmes Pb-Pb, Nd-Pb et Sr-Pb. Dans un premier temps, on calcule les courbes de mélange entre les pôles EM II et HIMU jeune, HIMU jeune et DMM et enfin EM II et DMM, ceci pour des proportions variant selon un pas de 10%. Ensuite, on considère trois compositions de panache en faisant varier les proportions EM II et HIMU jeune selon un pas de 25% : A correspond à 75% de EM II et 25% de HIMU jeune, B à 50% de EM II et 50% de HIMU jeune et C à 25% de EM II et 75% de HIMU jeune. Enfin, les courbes de mélange entre ces trois compositions de panache A, B et C et le pôle DMM sont ajoutées à la grille.

Le choix des pôles retenus semble relativement bien approprié pour l'ensemble des îles marquisiennes puisque tous les échantillons se placent à l'intérieur des grilles de mélange, à l'exception du système Nd-Pb où quelques échantillons sortent de cette grille.

Les résultats obtenus pour l'ensemble des îles de l'archipel sont consignés en tableau VII.6. et représentés sous forme de diagrammes triangulaires en figure VII.15. Les résultats pour les îles de Ua Pou, Hiva Oa et Tahuata sont séparés en deux groupes en raison de l'existence de deux ensembles aux comportements géochimiques distincts dans les diagrammes de la figure VII.15. Ainsi, Ua Pou 1 correspond aux laves tholéitiques à signature HIMU jeune prononcée et Ua Pou 2 aux laves alcalines à signature plutôt EM II. De même, Hiva Oa 1 et Tahuata 1 présentent des signatures à dominante HIMU jeune et Hiva Oa 2 et Tahuata 2 présentent des signatures à dominante EM II.

Les proportions obtenues pour le pôle DMM sont relativement semblables ou du même ordre de grandeur pour les trois systèmes Pb-Pb, Nd-Pb et Sr-Pb. Dans le système Pb-Pb, les proportions de HIMU jeune sont surestimées pour Ua Pou 2 et Hiva Oa 2 par rapport aux autres systèmes. De même, le système Nd-Pb sous-estime la proportion de HIMU jeune pour l'île de Ua Huka. D'un système à l'autre, il existe de gros écarts de proportions pour l'île de Tahuata. Cette île n'étant représentée que par quatre échantillons, les résultats obtenus ne peuvent être qu'indicatifs.

La composition du panache est dominée par le pôle EM II pour les laves de Ua Huka, Ua Pou 2, Hiva Oa 2 et Tahuata 2 et par le pôle HIMU jeune pour les laves d'Eaio, Ua Pou 1, Hiva Oa 1, Tahuata 1 et Fatu Hiva.

Le pôle DMM est dominant (jusqu'à 75-80%) pour les îles d'Eaio, Nuku Hiva, Ua Huka, Hiva Oa et Tahuata 1. La contribution du pôle EM II est dominante pour Ua Pou 2 et Tahuata 2 et celle du pôle HIMU jeune pour Ua Pou 1 et Fatu Hiva. Les îles où la composition panache est la plus pure (faible contribution de DMM < à 40%) sont Ua Pou et Fatu Hiva. Cette composition est alors franchement dominée par le pôle HIMU jeune.

	Eiao	Nuku Hiva	Ua Pou		Ua Huka	Hiva Oa		Tahuata		Fatu Hiva
			1	2		1	2	1	2	
Système Pb-Pb										
<i>% panache</i>										
EM II	10-50	10-75	0-10	25-90	50-90	25	40-60	10-25	50-75	20-30
HIMU	50-90	25-90	90-100	10-75	10-50	75	40-60	75-90	25-50	70-80
<i>% global</i>										
DMM	40-75	60-75	0-40	0-70	40-80	30-50	70-80	60	40-50	0-30
EM II	2,5-30	2,5-30	0-10	7,5-90	10-54	12,5-17,5	8-18	4-10	25-45	14-30
HIMU	12,5-54	6,25-36	54-100	3-75	2-30	37,5-52,5	8-18	30-36	12,5-30	56-80
Système Nd-Pb										
<i>% panache</i>										
EM II	0-30	20-100	0-15	60-100	75-100	0-25	90-100	30-50	65-100	20-25
HIMU	70-100	0-80	85-100	0-40	0-25	75-100	0-10	50-70	0-35	75-80
<i>% global</i>										
DMM	60-75	50-70	0-40	0-40	40-80	45-55	60-70	40-50	30-40	0-40
EM II	0-12	6-50	0-15	36-100	15-60	0-14	27-40	5-30	39-70	12-25
HIMU	17,5-40	0-40	51-100	0-40	0-15	34-55	0-4	25-42	0-24,5	45-80
Système Sr-Pb										
<i>% panache</i>										
EM II	15-40	10-80	0-10	55-90	60-90	20-25	80-90	70-90	25-40	15-25
HIMU	60-85	20-90	90-100	10-45	10-40	75-80	10-20	10-30	60-75	75-85
<i>% global</i>										
DMM	50-75	55-75	0-40	15-55	40-80	40-50	60-80	15-50	50-55	0-40
EM II	4-20	2,5-36	0-10	25-76,5	12-54	10-15	16,36	35-76,5	11-20	9,25
HIMU	15-42,5	5-40,5	54-100	4,5-38	2-24	37,5-48	2-8	5-25,5	27-37,5	45-85

Tableau VII.6. : Résultats (en pourcentages) du modèle de mélange à trois pôles pour les îles des Marquises.

Les proportions du pôle DMM peuvent être réellement importantes (jusqu'à 80%) pour la majorité des îles (toutes sauf Ua Pou 1 et Fatu Hiva). Ceci peut indiquer 1) que le pôle DMM est également présent dans la composition du panache profond, auquel cas nous n'en avons pas tenu compte, et/ou 2) que les laves émises en surface sont très différentes de celles directement issues du point chaud et que l'incorporation de matériel appauvri à signature DMM est considérable.

Selon Le Dez (1996), le composant DMM provient de la lithosphère et est incorporé sous l'effet de la déflexion du panache provoquée par la dérive de la plaque Pacifique. Une autre hypothèse, qui peut être ajoutée à celle de Le Dez (1996) et qui serait en accord avec la forte contribution du pôle DMM, serait l'incorporation du matériel à l'origine du surépaississement crustal des Marquises. Cette épaisseur importante pourrait favoriser la contamination du matériel émis par le point chaud par le composant appauvri DMM. Dans ce cas, l'origine du surépaississement crustal ne pourrait pas être celle d'un sous-placage magmatique, contemporain du volcanisme du point chaud des Marquises, proposé par McNutt et Bonneville (2000). Son origine serait obligatoirement à mettre en relation avec un magmatisme de signature géochimique différente de celui du point chaud des Marquises. Ce pourrait être le plateau océanique marquisien dont l'existence a été proposée par Gutscher *et al.* (1999).

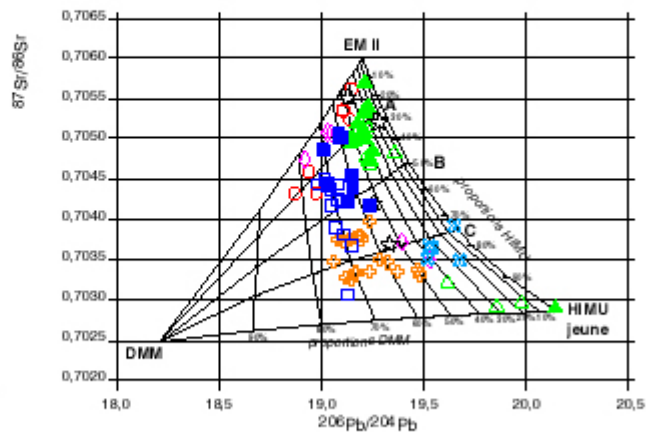
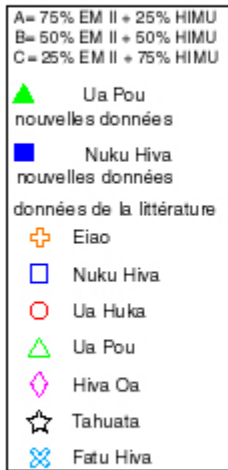
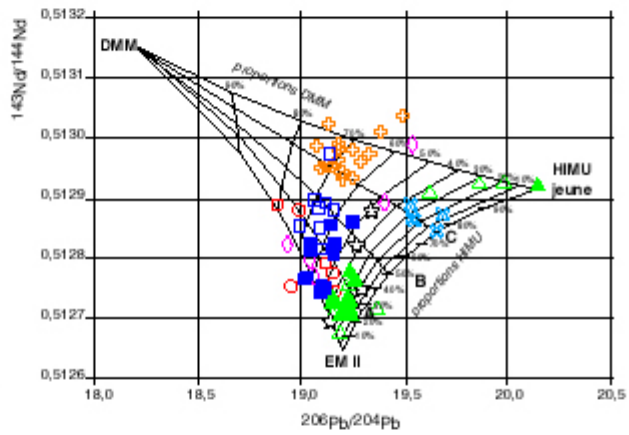
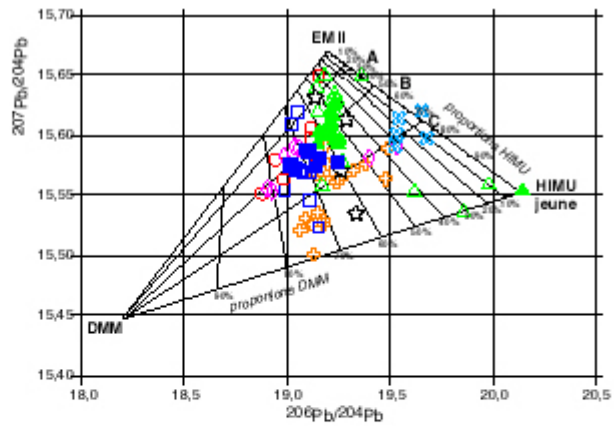


Fig. VII.14.: Grilles de mélange obtenues pour les systèmes Pb-Pb, Nd-Pb et Sr-Pb. Modèle de mélange à trois pôles pour les îles des Marquises.

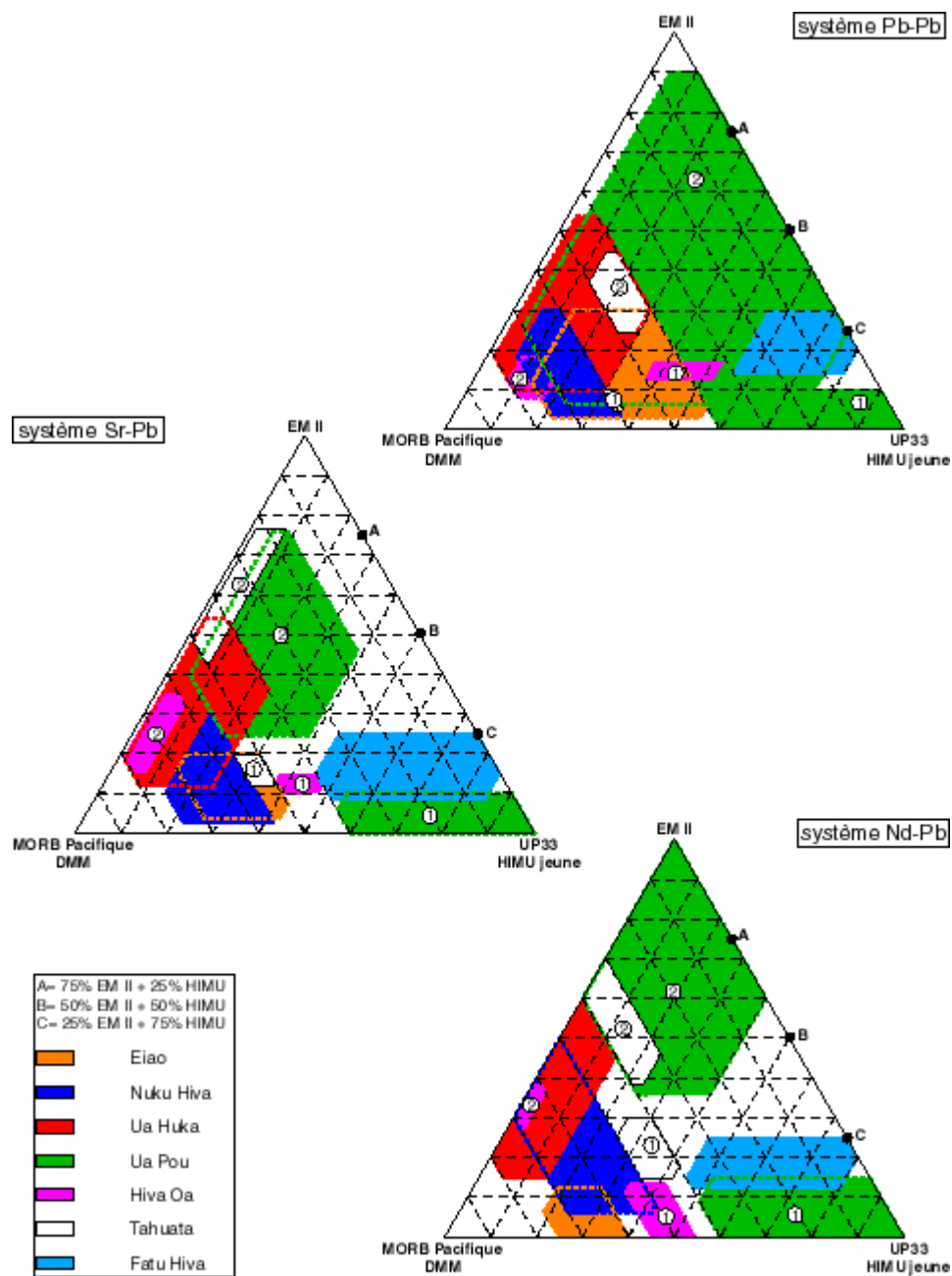


Fig. VII.15. : Représentation sous forme de diagrammes triangulaires des résultats obtenus par le modèle de mélange à trois pôles pour les îles des Marquises.

L'existence de ce plateau océanique demeure à tester par une campagne de dragages profonds et sa composition n'est évidemment pas connue. Cependant, si ce plateau océanique est à l'origine, au moins pour partie, de la forte contribution du pôle appauvri DMM dans la composition des laves marquiennes, il pourrait ne pas être présent à l'extrémité sud-est de l'archipel puisque l'île de Fatu Hiva est dominée par la composition panache avec une très faible contribution du pôle DMM.

Cependant, ce type d'interaction n'exclue pas la présence du composant DMM dans le panache marquisien. Dans ce cas, il est très délicat de quantifier le composant DMM et surtout de connaître sa part lithosphérique et celle provenant du panache.

VIII- Synthèse et conclusions générales



Les îles ? Mythe littéraire, éden cannibale, terres de rêve, paradis qui se meurt, utopique retour à la nature, archipel éloigné, oublié, où le temps s'immobilise ? Quoi qu'il en soit, les îles Marquises, belles et sauvages, se dressent, immuables, à l'orée des mers du Sud, offrant leurs flancs à l'alizé et à la longue houle du large.

*Eve Sivadjian, « Les îles Marquises : archipel de mémoire »
éditions Autrement, collection monde HS n°116*

Synthèse et conclusions générales

Ce travail apporte un certain nombre d'éléments nouveaux à la connaissance des Marquises, notamment par notre contribution à l'élaboration des premières cartes géologiques détaillées des îles de l'archipel, mais également à la compréhension de l'origine complexe des laves évoluées phonolitiques et trachytiques, et des interactions entre les magmas issus du point chaud et la lithosphère océanique. Ces apports soulèvent également de nouvelles questions.

A- Données de terrain

1. Le surépaississement crustal des Marquises

Selon l'interprétation proposée par de nombreux auteurs, l'épaississement crustal mis en évidence sous la partie centrale de l'archipel des Marquises serait dû à l'accumulation sous la croûte océanique de matériaux magmatiques lors de son passage au-dessus du point chaud. Afin de tester cette hypothèse, nous avons appliqué un modèle thermique qui prédit une subsidence diminuant rapidement au cours des trois premiers millions d'années. Des terrasses d'abrasion marine, dont nous attribuons l'origine au dernier haut niveau marin interglaciaire daté à 125 ka, ont été observées sur toutes les îles des Marquises (les plus anciennes comme les plus récentes) à +2m d'altitude. Ces observations ne coïncident pas avec un modèle de subsidence thermique postérieure à un événement de sous-placage récent. Ces résultats sont en accord avec l'hypothèse d'une origine ancienne du surépaississement crustal, dû à la présence d'un plateau océanique marquisien qui aurait été formé suite à l'activité, entre 50 et 45 Ma, d'un panache situé au niveau ou à proximité immédiate de l'axe de la dorsale Pacifique-Farallon.

Le point faible évident de ce modèle est qu'il demeure pour l'instant théorique. Sa confirmation ne peut se faire qu'au moyen de dragages du substratum volcanique de l'archipel vers 3000 ou 3500 m de profondeur, assez loin des îles pour s'affranchir des remaniements de matériaux récents dus aux effondrements gravitaires. La mise en évidence ou non de basaltes enrichis anciens comparables à ceux des plateaux océaniques ou bien des zones d'interaction entre dorsales et panaches permettrait de vérifier cette hypothèse. Une telle campagne de dragage est actuellement approuvée mais non programmée.

2. Ua Pou et Nuku Hiva au sein des Marquises

L'île de Ua Pou est atypique au sein de l'archipel des Marquises (lui-même atypique par rapport aux autres alignements de Polynésie française) et également par rapport à l'ensemble des îles intraocéaniques. Elle ne présente pas la structure courante des autres îles de l'archipel et la distribution bimodale basanite-phonolite de ses laves, avec une large prédominance des phonolites, est tout à fait exceptionnelle.

L'île de Nuku Hiva, ainsi que celle de Ua Huka, s'organisent selon un modèle commun à la plupart des îles marquisiennes. Leur histoire aérienne débute par l'édification d'un volcan-bouclier externe dont la moitié environ a disparu en mer suite à un effondrement sectoriel de l'édifice. Il en résulte une structure en forme de fer à cheval, trace de la caldeira d'effondrement, au sein de laquelle se construit le volcan interne. Ce type de structure n'existe bien évidemment pas à Ua Pou et n'est que partiellement représenté à Eiao où seules la moitié du volcan-bouclier ainsi que la trace de la caldeira d'effondrement subsistent.

Contrairement aux îles de l'archipel de la Société, dont la plupart présente ce même modèle d'édification, il n'existe vraisemblablement pas de lacune d'âge significative entre les volcans externes et internes respectifs des îles des Marquises.

B- Pétrogenèse des laves différenciées en contexte intraplaque océanique

1. Ua Pou

L'histoire pétrogénétique de l'île peut être résumée de la façon suivante. Son activité aérienne débute vers 4 Ma par la mise en place de tholéiites à olivine et reprend vers 2,9 Ma avec la production de liquides basanitiques primaires. Ces liquides se mettent en place à la fois en profondeur et en surface et évoluent par cristallisation fractionnée pour former les magmas téphritiques. En même temps, la refusion en profondeur de ce matériel basanitique produit des magmas téphriphonolitiques en laissant un résidu riche en amphibole. Ces magmas évoluent alors par cristallisation fractionnée pour former des liquides phonolitiques, lesquels peuvent subir une contamination par l'eau de mer. Alors que la production de ces deux types de phonolites continue de façon relativement synchrone avec la mise en place de basanites, de nouveaux processus fonctionnant en système ouvert apparaissent entre 2,6 et 2,4 Ma. Ils permettent la formation de téphriphonolites et de phonolites ayant assimilé du matériel de type plagiogranitique et la genèse de phonolites extrêmement différenciées ayant incorporé du matériel de la croûte océanique à signature DMM.

Nous sommes conscients de la grande complexité de ce modèle pétrogénétique dans lequel la prédominance des laves évoluées reflète leur origine par fusion partielle de précurseurs mafiques suivie de la contamination crustale. Ce modèle est compatible avec les caractères singuliers de la série de Ua Pou, c'est à dire la répartition bimodale basanite-phonolite, l'abondance exceptionnelle de ces dernières et la présence d'une lacune de Daly. Ces caractères ne peuvent en effet pas s'expliquer par des processus de cristallisation fractionnée en système clos ou ouvert. Cependant, ce modèle soulève au moins deux questions : 1) Quelle est la source de chaleur permettant la refusion du matériel basanitique ? 2) Sachant que le taux de fusion partiel obtenu est de l'ordre de 10%, existe-t-il dix fois plus de matériel basanitique en profondeur que de phonolites en surface ?

L'émission des phonolites et des basanites est relativement synchrone. Le transit en profondeur du matériel basanitique peut fournir la chaleur nécessaire à la refusion de ses équivalents mis en place précédemment au sein du volcan.

Cette étude ne concerne que la partie aérienne, soit les derniers 1000 m d'un volcan de l'ordre de 5000 m d'altitude. La partie immergée de ce volcan, soit environ 4000 m, n'est absolument pas connue et peut être très différente de sa partie émergée. Elle offre un volume largement suffisant pour contenir un volume de matériel basanitique dix fois supérieur à celui des phonolites observées en surface.

2. Nuku Hiva

Le volcan interne de Taiohae est caractérisé par une association magmatique complexe comprenant des laves mafiques (tholéiites à olivine, basaltes alcalins, basanites), des laves intermédiaires prédominantes (hawaiites et quelques mugéarites) et des laves évoluées relativement abondantes (benmoréites et trachytes). La plupart de ces laves intermédiaires et évoluées sont riches en amphibole et ont cristallisé sous forte fugacité d'oxygène. Nous montrons que la cristallisation fractionnée en système clos des trois types de magmas basaltiques, avec un fort fractionnement d'amphibole et/ou d'apatite, permet de rendre compte de l'origine des hawaiites et des mugéarites. De même, les trachytes potassiques et sodiques dérivent des liquides benmoréitiques par un processus de cristallisation fractionnée impliquant respectivement de grandes quantités d'amphibole et de mica.

Le passage des mugéarites aux benmoréites ne peut se faire par un processus en système clos en raison des différences isotopiques entre les laves mafiques-intermédiaires et évoluées et du saut des teneurs en K_2O entre les mugéarites et les benmoréites. L'origine des laves évoluées peut refléter : 1) la cristallisation fractionnée des magmas mafiques-intermédiaires couplée avec l'assimilation de matériel océanique à signature fortement EM II ou bien 2) la fusion partielle de précurseurs mafiques non échantillonnés sur l'île.

3. Et les autres îles marquisiennes ?

L'origine des phonolites et trachytes de Ua Pou et de Nuku Hiva fait appel à des processus variés et parfois complexes. L'archipel des Marquises est constitué d'autres îles comprenant elles aussi des laves évoluées dont l'origine reste à élucider. Ainsi, Hiva Oa présente une série alcaline complète très comparable, en première approche, à celle de Nuku Hiva. Les îles de Ua Huka, Tahuata et Fatu Hiva présentent relativement peu de laves évoluées mais posent à nouveau le problème d'une répartition bimodale avec des lacunes très importantes (entre basaltes ou hawaiiites et trachytes ou phonolites).

C- Hétérogénéité géochimique au niveau du point chaud des Marquises

1. Ua Pou

Ua Pou a toujours été considérée comme l'île la plus hétérogène géochimiquement de l'archipel en raison de la présence de tholéiites à olivine à signature HIMU représentant les laves les plus anciennes de l'île. Leur lien avec les autres unités de Ua Pou reste problématique en raison de la lacune d'âge (environ 1 Ma) qui les sépare. Ces laves ne sont pas uniques dans l'archipel puisqu'elles présentent une signature géochimique fortement semblable aux tholéiites à quartz observées à la base des forages d'Eiao. Il n'est pas possible pour l'instant d'envisager l'hypothèse de la présence de ces tholéiites à signature fortement HIMU au niveau de chaque île de l'archipel en raison des connaissances actuelles très fragmentaires sur le substratum de ces îles. Cependant, elles sont le reflet d'un fonctionnement particulier du point chaud marquisien et elles constituent les représentants laviques les plus marqués du pôle HIMU contenu dans le panache marquisien.

L'hétérogénéité isotopique au niveau de Ua Pou s'exprime également, de façon nettement plus réduite que pour les tholéiites mais néanmoins significative, au niveau des laves évoluées résultant de la contamination par du matériel plagiogranitique à signature HIMU et du matériel de la croûte océanique à signature DMM. L'hétérogénéité isotopique se traduit dans ce cas par l'interaction entre les liquides intermédiaires et la croûte océanique au sein de réservoirs intracrustaux.

2. Nuku Hiva

Il existe d'importantes différences géochimiques entre les tholéiites du volcan bouclier du Tekao et les basaltes du volcan interne de Taiohae, le premier présentant une signature à tendance DMM et le second une signature de type EM II prédominante. Cette dualité est attribuée à des variations de

taux de fusion partielle d'un manteau-source hétérogène avec une augmentation de la contribution du pôle EM II au cours du temps.

Au sein du volcan interne de Taiohae, les laves évoluées (benmoréites et trachytes) marquent davantage cette progression au cours du temps vers le pôle EM II. Quelle que soit leur origine, par cristallisation fractionnée couplée avec l'assimilation de la croûte océanique ou bien par refusion de précurseurs mafiques géochimiquement différents de ceux exprimés sur la partie aérienne de l'île, elle met en évidence l'interaction entre les magmas issus du point chaud et la lithosphère océanique.

3. Au niveau de l'archipel

Les variations de composition des sources (Nuku Hiva et Ua Huka), celles de leurs taux de fusion partielle (Nuku Hiva et Ua Huka) et les interactions entre les liquides basaltiques et la croûte océanique au sein de réservoirs intracrustaux (Ua Pou, Nuku Hiva, Eiao) permettent de rendre compte des évolutions globales au cours du temps visibles sur l'ensemble des îles et des variations, parfois rapides au cours du temps, des signatures propres à chaque île. Etant donné que ces deux derniers effets ne sont pas documentés pour l'ensemble des îles de l'archipel, nous avons supposé que l'essentiel de l'hétérogénéité isotopique des laves des Marquises résulte du mélange en proportions variables des trois pôles mantelliques EM II, HIMU et DMM.

Le modèle de point chaud le plus adéquat pour les Marquises est celui d'un panache très hétérogène contenant des éléments de signature de croûte océanique subductée (HIMU) et de sédiments terrigènes (EM II) répartis de façon aléatoire. La signature DMM peut provenir de l'incorporation de manteau sublithosphérique par le panache au terme de sa remontée, de la fusion de la base de la lithosphère océanique au-dessus du panache ou de l'interaction entre les magmas ascendants et les roches de cette lithosphère. En faisant l'hypothèse que le panache est de nature purement EM II et HIMU et que le pôle DMM est exclusivement contenu dans la lithosphère océanique, nous avons fait un modèle de mélange entre ces trois pôles et en deux étapes : 1) le mélange entre les pôles EM II et HIMU afin d'estimer les proportions de chacun de ces composants dans les liquides issus du panache, 2) le mélange entre ces liquides hybrides et la lithosphère océanique à signature appauvrie. Ce modèle conduit à une estimation quantifiée des interactions entre le panache et la lithosphère océanique. Il met en évidence une très forte contribution du composant DMM pour la majorité des îles de l'archipel. Cette forte contribution peut refléter la présence additionnelle du composant DMM dans le panache et/ou de fortes interactions entre le panache et la lithosphère océanique conduisant à une modification considérable de la composition des liquides issus du panache.

Cette dernière hypothèse est compatible avec celle de l'existence d'un plateau océanique dans le substratum marquisien, dont les roches à signature DMM prédominante interagiraient avec les magmas issus du panache. Cependant, ce type d'interaction n'exclut pas la présence du composant DMM dans le panache marquisien. Dans ce dernier cas, il est très délicat de quantifier le composant DMM et surtout de connaître sa part lithosphérique et celle provenant du panache.

Il apparaît important d'approfondir l'hypothèse de l'existence de ce plateau océanique. L'hétérogénéité géochimique des Marquises ayant des origines complexes et surtout multiples, il apparaît nécessaire de connaître chacune des îles marquisiennes en détail, et notamment leur histoire pétrogénétique, afin de mieux quantifier les origines des hétérogénéités géochimiques. Les études sur l'île de Ua Huka sont en cours. L'étude des îles du groupe Sud apparaît nécessaire pour réaliser une approche complète du point chaud marquisien, et notamment celle de l'île de Fatu Hiva qui, selon notre modèle de mélange à trois pôles, correspondrait à l'île où la composition du panache est la plus pure, c'est à dire où la contribution du pôle DMM est la plus réduite.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES



- ALBAREDE F. (1992). How deep do common basaltic magmas form and differentiate ? *J. Geophys. Res.* 97, 10997-11009.
- ALBARÈDE F. (1995). Introduction to geochemical modeling. *Cambridge University Press*. 543 p.
- ALLÈGRE C.J., TREUIL M., MINSTER J.F., MINSTER B., ALBARÈDE F. (1977). Systematic use of trace element in igneous processes. Part 1: fractional crystallisation processes in volcanic suites. *Contrib. Mineral. Petrol.* 60, 57-75.
- AUBERT DE LA RÛE E. (1959). Observations sur le volcanisme tertiaire et quaternaire de quelques îles de la Polynésie française. *Bull. Vol.* 19 (2), 159-177.
- BACH W., HEGNER E., ERZINGER J., SATIR M. (1994). Chemical and isotopic variations along the superfast spreading East Pacific Rise from 6°S to 30°S. *Contrib. Mineral. Petrol.* 116, 365-380.
- BACHELERY P., LABAZUY P., LENAT J.F. (1996). Avalanches de débris sous-marines et subaériennes à la Réunion. *C.R. Acad. Sci. Paris* 323, 475-482.
- BAILEY D.K. (1987). Mantle metasomatism-perspective and prospect. *In: Fitton J.G., Upton B.G.J. (eds) Alkaline igneous rocks. Geol. Soc. Spec. Publ.* 30, 1-14.
- BAKER I. (1968). Intermediate oceanic volcanic rocks and the « Daly gap ». *Earth Planet. Sci. Lett.* 4, 103-106.
- BARD E., HAMELIN B., FAIRBANKS R.G. (1990). U-Th ages obtained by mass spectrometry in corals from Barbados: sea level during the past 130,000 years. *Nature* 346, 456-458.
- BARD E., JOUANNIC C., HAMELIN B., PIRAZZOLI P., ARNOLD M., FAURE G., SUMOSUSTRATO P., SYAEFUDIN (1996a). Pleistocene sea levels and tectonic uplift based on dating of corals from Sumba Island, Indonesia. *Geophys. Res. Lett.* 23 1473-1476.
- BARD E., HAMELIN B., ARNOLD M., MONTAGGIONI L. F., CABIOCH G., FAURE G., ROUGERIE F. (1996b). Deglacial sea-level record from Tahiti corals and the timing of global meltwater discharge. *Nature* 382, 241-244.
- BARDINTZEFF J.M., BELLON H., BONIN B., BROUSSE R., MCBIRNEY A.R. (1988). Plutonic rocks from Tahiti-Nui caldera (Society archipelago, French Polynesia): a petrological, geochemical and mineralogical study. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 35, 31-53.
- BARRAT J.A., KELLER F., AMOSSÉ J., TAYLOR R.N., NESBITT R.W., HIRATA T. (1986). Determination of rare earth elements in sixteen silicate reference samples by ICP-MS after Tm addition and ion exchange separation. *Geostandards Newsletter* 20 (1), 133-139.
- BARSCZUS H.G. & LIOTARD J.M. (1984). Etude pétrographique et géochimique de roches draguées dans l'Archipel des Marquises, Polynésie française (Océan Pacifique Sud) : existence d'un volcanisme basanitique dans le Nord de cet archipel. *C.R. Acad. Sci. Paris* 299 (2), 61-64.
- BATIZA R., OESTRIKE R., FUTA K. (1982). Chemical and isotopic diversity in basalts dredged from the East Pacific Rise at 10°S, the fossil Galapagos rise and the Nazca plate. *Marine Geology* 49, 115-132.

- BECKER M., BROUSSE R., GUILLE G., BELLON H. (1974). Phases d'érosion-comblement de la vallée de la Papenoo et volcanisme sub-récent à Tahiti, en relation avec l'évolution des îles de la Société (Pacifique sud). *Mar. Géol.* 16, 71-77.
- BINARD N., HÉKINIAN R., CHEMINÉE J.L., SEARLE R. C., STOFFERS P. (1991). Morphological and structural studies of the Society and Austral hot spot regions in the South Pacific. *Tectonophysics* 186, 293-312.
- BINARD N., HÉKINIAN R., STOFFERS P. (1992). Morphological study and type of volcanism of submarine volcanoes over the Pitcairn hot spot, in the South Pacific. *Tectonophysics* 206, 245-264.
- BISHOP A.C. & WOOLLEY A.R. (1973). A basalt-trachyte-Phonolite series from Ua Pou. Marquesas islands, Pacific ocean. *Contr. Mineral. Petrol.* 39, 309-326.
- BLAIS S., GUILLE G., MAURY R.C., GUILLOU H., MIAU D., COTTEN J. (1997). Géologie et pétrologie de l'île de Raiatea (Société, Polynésie française). *C.R. Acad. Sci. Paris* 324, 435-442.
- BLUNDY J.D., ROBINSON J.A.C., WOOD B.J. (1998). Heavy REE are compatible in clinopyroxene on the spinel lherzolite solidus. *Earth Planet. Sci. Lett.* 160, 493-504.
- BONIN B. & BARDINTZEFF J.M. (1989). Plutonic rocks from Tahiti-Nui caldera (French Polynesia): evolution of thermodynamical parameters during magma differentiation and emplacement. Applications to other alkaline magmatic provinces. *Bull. Soc. géol. France* 8, 1091-1099.
- BONNEFOI C.C., PROVOST A., ALBAREDE F. (1995). The « Daly gap » as a magmatic catastrophe. *Nature* 378, 270-272.
- BONNEVILLE A. & SICHOUX L. (1998). Topographie des fonds océaniques de la Polynésie française : synthèse et analyse. *Géologie de la France* 3, 15-28.
- BONNEVILLE A., LE SUAVE R., AUDIN L., CLOUARD V., DOSSO L., GILLOT P.Y., HILDENBRAND A., JANNEY P., JORDAHL K., MAAMAATUAIAHUTAPU K. (2002). Arago seamount: the missing hotspot found in the Austral islands. *Geology* 30 (11), 1023-1026.
- 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, 1137-1166.
- BROUSSE R. (1973). Mission Muséum VIII, îles Marquises. *Rapport SMCB 07/73*, 85 p.
- BROUSSE R. (1978). Eléments d'analyses de quelques îles des Marquises : Fatu Hiva, Tahuata, Motane, Ua Pou. *Cahiers du Pacifique, Volume Spécial "Marquises", Fondation Singer-Polignac*, 107-144.
- 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, 827-830.
- BROUSSE R. & MAURY R.C. (1978). Minéralogie d'une phonolite à grenat de l'île de Ua Pou (Marquises, Pacifique central). *Bull. Miner.* 101, 3-10.
- BROUSSE R., CHEVALIER J.P., DENIZOT M., SALVAT B. (1978a). Etude géomorphologique des îles Marquises. *Cahiers du Pacifique, Volume Spécial "Marquises", Fondation Singer-Polignac*, 9-74.

- BROUSSE R., GUILLE C., GIBERT J.P. (1978d). Volcanisme et pétrologie de l'île de Hiva Oa dans les îles Marquises (Pacifique Central). *Cahiers du Pacifique, Volume Spécial "Marquises", Fondation Singer-Polignac*, 189-202.
- BROUSSE R., GUILLE G., MAURY R.C. (1978b). Volcanisme et pétrologie de l'île de Nuku Hiva dans les îles Marquises (Pacifique central). A) R. Brousse et G. Guille : Présentation générale ; B) R.C. Maury et R. Brousse : une série basalte alcalin-trachyte quartzifère en environnement océanique. *Cahiers du Pacifique, Volume Spécial "Marquises", Fondation Singer-Polignac*, 145-188.
- BROUSSE R. & SEVIN M.A. (1978). Pétrologie de l'île de Ua Huka dans le Pacifique Central. *Cahiers du Pacifique, Volume Spécial "Marquises", Fondation Singer-Polignac*, 203-214.
- BROUSSE R. & LEOTOT C. (1988). Modèle d'édification de l'archipel de la Société (Polynésie française). *C. R. Acad. Sci. Paris* 301, 115-118.
- BROUSSE R., BARSCZUS H.G., BELLON H., CANTAGREL J.M., DIRAISON C., GUILLOU H., LEOTOT C. (1990). Les Marquises (Polynésie française) : volcanologie, géochronologie, discussion d'un modèle de point chaud. *Bull. Soc. géol. Fr.* 6, 933-949.
- BRYAN W.B., FINGER L.A., CHAYES F. (1969). Estimating proportions in petrologic mixing equations by least square approximation. *Science* 163, 926-927.
- BUDDINGTON A.F. & LINDSLEY D.H. (1964). The iron-titanium oxides minerals and synthetic equivalents. *J. Petrol.* 5, 310-357.
- CABIOCH G., MONTAGGIONI L.F., FAURE G., RIBAUD-LAURENTI A. (1999). Reef coralgal assemblages as recorders of paleobathymetry and sea level changes in the Indo-Pacific province. *Quaternary Sci. Rev.* 18, 1681-1695.
- CALMANT S. & CAZENAVE A. (1987). Anomalous elastic thickness of the oceanic lithosphere in the south-central Pacific. *Nature* 328, 236-238.
- CAMOIN G.F., EBREN PH., EISENHAUER A., BARD E., FAURE G. (2001). A 300,000-yr coral reef record of sea level changes, Mururoa atoll (Tuamotu archipelago, French Polynesia). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 2746, 1-17.
- CANDE S. C., LABRECQUE J. L., LARSON R. L., PITMAN III W. C., GOLOVCHENKO X., HAXBY, W. F. (1989). Magnetic lineations of the World's Ocean Basins. *A. A. P. G., Tulsa*.
- CANDE S.C. & KENT D.V. (1992). A new geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *J. Geophys. Res.* 97, 13917-13951.
- CANTAGREL J.M., ARNAUD N.O., ANCOCHEA E., FUSTER J.M., HUERTAS M.J. (1999). Repeated debris avalanches on Tenerife and genesis of Las Canadas caldera wall (Canary Islands). *Geology* 27, 739-742.
- 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, 600-603.

- CAROFF M. (1991). Mécanismes de vésiculation et de ségrégation d'olivine dans les coulées basaltiques : exemple d'Eiao (Archipel des Marquises, Polynésie française). *C. R. Acad. Sci. Paris* 313, 1073-1078.
- CAROFF M. (1992). Géochimie et pétrologie des roches volcaniques des forages d'Eiao et de Mururoa (Polynésie française) : approche des processus de genèse et d'évolution des magmas basaltiques en contexte intraplaque océanique. *Thèse Univ. Bretagne Occidentale, Brest*, 392 p.
- CAROFF M., OLLIER G., LAUREC J., GUILLE G., MAURY R.C. (1991). Apport des mesures physiques in situ à la connaissance des variations pétrologiques dans les îles intra-océaniques : exemple d'Eiao (Marquises, Polynésie française). *C. R. Acad. Sci. Paris* 313, 1433-1440.
- CAROFF M., MAURY R.C., LETERRIER J., JORON J.L., COTTEN J., GUILLE G. (1993). Trace element behaviour in the alkali basalt-comenditic trachyte series from Mururoa atoll, French Polynesia. *Lithos* 30, 1-22.
- CAROFF M., MAURY R.C., VIDAL PH., GUILLE G., DUPUY C., COTTEN J., GUILLOU H., GILLOT P.Y. (1995). Short Temporal Changes in Oceanic Island Basalt Series: evidence from a 800m-Deep Drill Hole in Eiao Shield (Marquesas). *J. Petrol.* 36-4, 1333-1365.
- CAROFF M., MAURY R.C., GUILLE G., COTTEN J. (1997). Partial melting below Tubuai (Austral Islands, French Polynesia). *Contr. Miner. Petrol.* 127, 369-382.
- 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, 235-258.
- CARRACEDO J.C. (1994). The Canary Islands: an example of structural control on the growth of large oceanic island volcanoes. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 60, 225-241.
- CARRACEDO J.C. (1999). Growth, structure, instability and collapse of Canarian volcanoes and comparisons with Hawaiian volcanoes. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 94, 1-19.
- CASSIGNOL C. & GILLOT P.Y. (1982). Range and effectiveness of unspiked potassium-argon dating: experimental groundwork and applications. *In: Numerical dating in stratigraphy*, G.S. Odin (Ed.), *John Wiley & Sons, Chichester*, 159-179.
- CHARBIT S., GUILLOU H., TURPIN L (1998). Cross calibration of K-Ar standard minerals using an unspiked Ar measurement technique. *Chem. Geol* 150, 147-159.
- CHARVIS PH., RECQ M., OPERTO M.S., BREFORT D. (1995). Deep structure of the northern Kerguelen Plateau and hotspot-related activity. *Geophys. J. Int.* 122, 899-924.
- CHARVIS PH., LAESANPURA A., GALLART J., HIRN A., LÉPINE J.-C., DE VOOGT B., MINSHULL T. A., HELLO Y., PONTOISE B. (1999). Spatial distribution of hotspot material added to the lithosphere under La Réunion, from wide-angle seismic data. *J. Geophys. Res.* 104, 2875-2893.
- CHAUVEL C., HOFMANN A.W., VIDAL Ph. (1992). HIMU-EM: the French Polynesia connection. *Earth Planet. Sci. Lett.* 110, 99-119.
- CHAUVEL C., McDONOUGH W., GUILLE G., MAURY R. C., DUNCAN R. (1997). Contrasting old and young volcanism in Rurutu Island, Austral chain. *Chem. Geol.* 139, 125-143.

- CHAYES F. (1963). Relative abundance of intermediate members of the oceanic basalt-trachyte association. *J. Geophys. Res.* 68, 1519-1534.
- CHAYES F. (1977). The oceanic basalt-trachyte relation in general and in the Canary Islands. *Amer. Min.* 62, 666-671.
- CHAZOT G., MENZIES M.A., HARTE B. (1996). Determination of partition coefficients between apatite, clinopyroxene, amphibole and melt in natural spinel lherzolite from Yemen: implications for wet melting of the lithospheric mantle. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 60-3, 423-437.
- CHENG Q. C., MACDOUGALL J. D., LUGMAIR G. W. (1993). Geochemical studies of Tahiti, Teahitia and Mehetia, Society Island chain. *J. Volc. Geotherm. Res.* 55, 155-184.
- CHUBB L.J. (1930). The geology of the Marquesas islands. *Bernice P. Bishop Mus.* 68, 1-71.
- CLAGUE D.A. & DENLINGER R.P. (1994). The role of dunite cumulate in destabilizing the flanks of Hawaiian volcanoes. *Bull. Volcanol.* 56, 425-434.
- COFFIN M.F. & ELDHOLM O. (1994). Large Igneous Provinces: crustal structure, dimensions and external consequences. *Rev. Geophys.* 32, 1-36.
- CORNAGLIA B. (1995). Synthèse des données géophysiques Nazca-Pacifique. *Thèse Univ. Paris VII et I.P.G.P.*, 248 p.
- COTTEN J., LE DEZ A., BAU M., CAROFF M., MAURY R. C., DULSKI P., FOURCADE S., BOHN M., 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.
- CRIBB J.W. & BARTON M. (1996). Geochemical effects of decoupled fractional crystallization and crustal assimilation. *Lithos* 37, 293-307.
- CROUGH T. (1978). Thermal origin of mid-plate hot-spot swells. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.* 55, 451-469.
- CROUGH S.T. & JARRARD R.D. (1981). The Marquesas-line swell. *J. Geophys. Res.* 86, 11763-11771.
- DAGUE P. (1973). Etude hydrogéologique de l'île d'Eiao (Archipel des Marquises). *Rapport CEA*, 26 p.
- DALY R.A. (1910). Origin of alkaline rocks. *Bull. geol. Soc. Am.* 21, 87-118.
- DALY R.A. (1925). The geology of Ascension Island. *Proc. Am. Acad. Arts. Sci.* 60, 3-80.
- D'ARCO PH., MAURY R.C., WESTERCAMP D. (1981). Mineralogy of a cummingtonite-bearing dacite from Martinique (Lesser Antilles). *Contrib. Mineral. Petrol.* 77, 177-184.
- DARWIN C. (1842). The structure and distribution of coral reefs. London, 2^{ème} éd. 1874, 3^{ème} éd. 1889.
- DAUTEUIL O., BLAIS S., MIAU D., GUILLE G., MAURY R.C. (1998). Apports et limites de l'imagerie Spot et du modèle numérique de terrain pour l'étude du volcanisme intra-océanique : exemple des îles de Raiatea et de Tahaa (archipel de la Société, Polynésie française). *Géologie de la France* 3, 37-50.

- DAVIES G.R., NORRY M.J., GERLACH D.C., CLIFF R.A. (1989). A combined chemical and Pb-Sr-Nd isotope study of the Azores and Cape Verde hotspots: geodynamic implications. *In: A.D. Saunders and M.J. Norry (Eds), Magmatism in the ocean basins. Geol. Soc. London, Spec. Publ. 42, 231-255.*
- DAVIS W. N. (1928). The coral reef problems. *Amer. Geogr. Soc. 9, 596 p.*
- DEFANT M.J., RICHERSON M., DE BOER J. Z., STEWART R. H., MAURY R. C., BELLON H., DRUMMOND M. S., FEIGENSON M. D., JACKSON T. E. (1991). Dacite genesis via both slab melting and differentiation: petrogenesis of La Yeguada volcanic complex, Panama. *J. Petrol. 32, 1101-1142.*
- DEMANGE J. (1973). Etude pétrochimique des formations volcaniques du Nord de l'Archipel des Marquises. *Rapport CEA/BRGM, 35 p.*
- DEMETS C., GORDON R.G., ANGUS D.F., STEIN C. (1990). Current plate motions. *Geophys. J. Int. 101, 425-478.*
- DE PAOLO D.J. (1981). Trace element and isotopic effects of combined wall rock assimilation and fractional crystallization. *Earth Planet. Sci. Lett. 53, 189-202.*
- DE PAOLO D.J. & WASSERBURG G.J. (1976). Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophys. Res. Lett. 3, 249-252.*
- DESONIE D.L. (1990). Geochemical expression of volcanism in an or-axis and intraplate hotspot: Cobb and Marquesas. *Ph. D. Thesis, Oregon State Univ, Corvallis, 145 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, B10, 17649-17665.*
- DEVEY C.W., LACKSCHEWITZ K.S., MERTZ D.F., BOURDON B., CHEMINEE J.L., DUBOIS J., GUIVEL C., HEKINIAN R., STOFFERS P. (2001). Evidence for preferential melting of the enriched components in polynesian plumes. *Eos. Trans. AGU, 82 (47), Fall Meet., Suppl., Abstract V51C-1025.*
- DE VOOGT B. S., POU PALOME S., HIRN A., CHARVIS P., GALLARDT J., ROUSSET D., DANOBETIA J., PERROUD PH. (1999). Vertical movements and material transport during hotspot activity: seismic reflection profiling offshore La Reunion. *J. Geophys. Res. 104, 2875-2893.*
- DIAMENT M. & BAUDRY N. (1987). Structural trends in the Southern Cook and Austral archipelagoes (South Central Pacific) based on an analysis of SEASAT data: geodynamic implications. *Earth Planet. Sci. Lett. 85, 427-438.*
- DIRAISON C. (1991). Le volcanisme aérien des archipels polynésiens de la Société, des Marquises et des Australes-Cook. Téphrostratigraphie, datation isotopique et géochimie comparées. Contribution à l'étude des origines du volcanisme intraplaque du Pacifique Central. *Thèse Univ. Bretagne Occidentale, Brest, 413 p.*
- DOSSO L., HANAN B.B., BOUGAULT H. (1991). Sr-Nd-Pb geochemical morphology between 10°N and 17°N on the Mid-Atlantic Ridge: a new MORB isotope signature. *Earth Planet. Sci. Lett. 106, 29-43.*
- DOSTAL J., COUSENS B.L., DUPUY C. (1998). The incompatible element characteristics of an ancient subducted sedimentary component in ocean island basalts from French Polynesia. *J. Petrol. 39, 937-952.*

- DUFFIELD W.A., STIELTJES L., VARET J. (1982). Huge landslide blocks in the growth of Piton de la Fournaise, La Réunion, and Kilauea volcano, Hawaii. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 12, 147-160.
- DUNCAN R.A. (1975). Linear volcanism in french Polynesia. *Ph. D. Thesis, Australian National University, Canberra, Australia*, 150 p.
- DUNCAN R.A. & MCDUGALL I. (1974). Migration of volcanism with time in the Marquesas islands, French Polynesia. *Earth Planet. Sci. Lett.* 21, 414-420.
- DUNCAN R.A. & MCDUGALL I. (1976). Linear volcanism in French Polynesia. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 1, 197-227.
- DUNCAN R.A. & CLAGUE D.A. (1985). Pacific plate motion recorded by linear volcanic chains. *In: The Ocean Basins and Margins, 7A*, Edited by A.E.M. Nairn, F.G. Stehli and S. Uyeda, *Plenum, New York*, 89-121.
- DUNCAN R.A., MCCULLOCH, BARSCZUS H.G., NELSON D.R. (1986). Plume versus lithospheric sources for melts at Ua Pou, Marquesas Islands. *Nature* 322, 534-538.
- DUNCAN R.A., FISK M.R., NATLAND J.H. (1987). The development of volcanism at Tahiti, French Polynesia. *Trans. Am. Geophys. Union* 44, 1521.
- DUNCAN R.A., FISK M.R., WHITE W.M., NIELSEN R.L. (1994). Tahiti: geochemical evolution of a French Polynesian volcano. *J. Geophys. Res.* 99, 24341-24357.
- DUPRE B., LAMBRET B., ALLEGRE C.J. (1982). Isotopic variations within a single oceanic island: the Terceira case. *Nature* 299, 620-622.
- DUPUY C., VIDAL Ph., BARSCZUS H.G., CHAUVEL C. (1987). Origin of basalts from the Marquesas archipelago (South Central Pacific Ocean): isotope and trace element constraints. *Earth Planet. Sci. Lett.* 117, 89-100.
- DUPUY C., BARSCZUS H.G., DOSTAL J., VIDAL P., LIOTARD J.M. (1989). Subducted and recycled lithosphere as the mantle source of ocean island basalts from southern Polynesia, central Pacific. *Chem. Geol.* 77, 1-18.
- DUPUY C., VIDAL P., MAURY R.C., 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.
- ELLIOTT T.R., ZINDLER A., BOURDON B. (1999). Exploring the kappa conundrum: the role of recycling in the lead isotope evolution of the mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.* 169, 129-145.
- ENGEL A.E.J., ENGEL C.G., HAVENS R.G. (1965). Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 76, 719-734.
- EPP D. (1984). Possible perturbations to hotspot traces and implications for the origin and structure of the line Islands. *J. Geophys. Res.* 89, 11273-11286.
- FEIGHNER M.A. & RICHARDS M.A. (1994). Lithospheric structure and compensation mechanisms of the Galapagos archipelago. *J. Geophys. Res.* 99, 6711-6729.

- 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, 19565-19577.
- 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, 385-406.
- FLUEH E., BIALAS J. CHARVIS P. (editors) (2001). Cruise report SO159 SALIERI, South american lithospheric transects across volcanic ridges. *GEOMAR Report* 101, 256 pp.
- FRANCIS P.W. (1994). Large volcanic debris avalanches in the Central Andes. Workshop on volcano instability on the earth and other planets. *The Geological Society of London, abstract volume.*
- FRANCIS P.W. & WELLS G.L. (1988). Landsat thematic mapper observations of debris avalanche deposits in the central Andes. *Bull. Volcanol.* 50, 258-278.
- FUHRMANN U., LIPPOLT H., HESS J.C., (1987). HD-B1 Biotite reference material for K-Ar chronometry. *Chem. Geol.* 66, 41-51.
- GILG-CAPAR L. (1994). Etudes des anomalies du géoïde à moyennes longueurs d'onde : implication sur les mécanismes de l'accrétion et l'origine du volcanisme intraplaque. *Thèse Univ. Bretagne Occidentale, Brest*, 273 p.
- GILLOT P.Y. & CORNETTE Y. (1986). The Cassinoli technique for potassium argon dating, precision and accuracy: exemples from the late pleistocene to recent volcanics from southern Italy. *Chem. Geol.* 59, 205-222.
- GIRET A., BONIN B., LEGER J.M. (1980). Amphibole compositional trends in oversaturated and undersaturated alkaline ring complexes. *Canad. Miner.* 18, 481-495.
- GLICKEN H.X. (1991). Sedimentary architecture of large volcanic-debris avalanches. *In: Sedimentation in volcanic settings, SEPM Spec. Pub.* 45, 99-106.
- GLICKEN H.X. (1996). Rockslide-debris avalanche of May 18, 1980, Mount St Helens volcano, Washington. *U.S.G.S., open file report* 96-667, 90 p.
- GOFF F. (1996). Vesicle cylinders in vapor-differentiated basalt flows. *J. Volcanol. Res.* 71, 167-185.
- GONZALES-MARABAL A.M. (1984). L'île de Hiva Oa dans les Marquises (Pacifique central) : Pétrologie et évolution volcanologique. *Thèse Univ. Paris Sud, Orsay*, 265 p
- GOVINDARAJU K. & ROELANDTS I. (1993). Second report (1993) on the first three GIT-IWG rock reference samples: anorthosite from Greenland, An-G; basalte d'Essey-la-Côte, BE-N; granite de Beauvoir, MA-N. *Geostandards Newsletter*, 17 (2), 227-294.
- GROVE T.L., KINZLER R.J., BAKER N.B., DONNELLY-NOLAN J.M., LESHER C.E. (1988). Assimilation of granite by basaltic magma at Burnt Lava Flow, Medicine lake volcano, Northern California: decoupling of heat and mass transfer. *Contrib. Mineral. Petrol.* 99, 320-343.
- GUILCHER A. (1988). Coral reef geomorphology. *J. Wiley Eds*, 228 p.

- GUILLE G., GOUTIERE G., SORNEIN J.F. (1993). Les atolls de Mururoa et de Fangataufa (Polynésie française). I. Géologie, pétrologie, hydrogéologie, édification et évolution des édifices. *Masson*, Paris, 168 p.
- GUILLE G., GOUTIERE G., SORNEIN J.F. (1995). The atolls of Mururoa and Fangataufa (French Polynesia). I-Geology, Petrology, Hydrogeology, from volcano to atoll. *Eds DIRCEN*, 175 p.
- GUILLE G., GUILLOU H., CHAUVEL C., MAURY R.C., BLAIS S., BROUSSE R. (1998). L'île de Rurutu (Archipel des Australes, Polynésie française) : une édification complexe liée au fonctionnement de deux points chauds. *Géologie de la France* 3, 65-85.
- GUILLE G., LEGENDRE C., MAURY R. C., CAROFF M., MUNSCHY M., BLAIS S., CHAUVEL C., COTTEN J., GUILLOU H. (2002). Les Marquises (Polynésie française) : un archipel intraocéanique atypique. *Géologie de la France* 2, 5-36.
- GUILLOU H., GARCIA M.O., TURPIN L. (1997). Unspiked K-Ar dating of young volcanic rocks from Loihi and Pitcairn hot spot seamount. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 78, 239-250.
- GUILLOU H., BLAIS S., GUILLE G., MAURY R. C., LE DEZ A., COTTEN J. (1998). Ages (K-Ar) et durées d'édification subaérienne des îles de Moorea, Raiatea et Maupiti (Société, Polynésie française). *Géologie de la France* 3, 29 - 36.
- GUTSCHER M. A., OLIVET J.-L., ASLANIAN D., EISSEN J.-P., MAURY R. (1999). The "lost Inca Plateau": cause of flat subduction beneath Peru? *Earth Planet. Sci. Lett.* 171, 335-341.
- GUTSCHER M.A., LEGENDRE C., MAURY R.C., SAVANIER D. (2003). Thermal subsidence and sea-level changes in the Marquesas islands: implications for models of intraplate volcanism. *Submitted to Geophysical Journal International*.
- HANAN B.B. & GRAHAM D.W. (1996). Lead and helium isotope evidence from oceanic basalts for a common deep source of mantle plumes. *Science* 272, 991-995.
- HART S.R. (1984). A large scale isotope anomaly in the southern hemisphere mantle. *Nature* 309, 753-757.
- HART S.T. (1988). Heterogeneous mantle domains: signatures, genesis and mixing chronologies. *Earth Planet. Sci. Lett.* 90, 273-296.
- HART S.R. & ZINDLER A. (1989). Constraints on the nature and development of chemical heterogeneities in the mantle. *In: Peltier W.R. (ed.) Mantle Convection. New York: Gordon and Breach*, 261-387.
- HART S.R., HAURI E.H., OSCHMANN L.A., WHITEHEAD J.A. (1992). Mantle plumes and entrainment: isotopic evidence. *Science* 256, 517-520.
- 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, 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, B1, 411-422.

- HEDGE C.E. & PETERMAN Z.E. (1970). The strontium isotopic composition of basalts from the Gorda and Juan de Fuca rises, northeastern Pacific ocean. *Contrib. Mineral. Petrol.* 27, 114.
- HÉKINIAN R., BIDEAU D., HEBERT R., NIU Y. (1995). Magmatism in the Garrett transform fault (East Pacific Rise near 13°27'S). *J. Geophys. Res.* 100, 10163-10185.
- HEMOND C., DEVEY C. W., CHAUVEL C. (1994). Source compositions and melting processes in the Society and Austral plumes (South Pacific Ocean): element and isotope (Sr, Nd, Pb, Th) geochemistry. *Chem. Geol.* 115, 7-45.
- HENDERSON P. (1984). General geochemical properties and abundances of the rare earth elements. *In: Henderson P. (ed) Rare earth element geochemistry, development in geochemistry 2.* Elsevier, 1-32.
- HERRON E.M. (1972). Sea floor spreading and the Cenozoic history of the East-Central Pacific. *Geol. Soc. Am. Bull.* 83, 1671-1692.
- HOFMANN A.W. (1988). Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust and oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.* 90, 297-314.
- HYNDMAN R.D. & WANG K. (1993). Thermal constraints on the zone of major thrust earthquake failure: the Cascadia subduction zone. *J. Geophys. Res.* 98, 2039-2060.
- IDDINGS J.P. (1916). The petrology of some South Pacific Islands and its significance. *Proceed. Nation. Acad. Sci., USA* 2, 413-420.
- IELSCH G. (1996). Etude pétrologique et géochimique de l'île de Ua Huka, archipel des Marquises, Polynésie française. *DEA Univ. Bretagne Occidentale, Brest*, 51 p.
- IELSCH G., CAROFF M., BARSCZUS H.G., MAURY R.C., GUILLOU H., GUILLE G., COTTEN J. (1998). Géochimie des basaltes de l'île de Ua Huka (archipel des Marquises) : variation du taux de fusion partielle et hétérogénéité de la source mantellique. *C. R. Acad. Sci. Paris* 326, 413-420.
- ITO E., WHITE W.M., VON DRACH V., HOFMANN A.W., JAMES D.E. (1980). Isotopic studies of ocean ridge basalts. *Carn. Inst., DTM, Annual Rep. Director*, 465-471.
- ITO E., WHITE W.M., GOEPEL C. (1987). The O, Sr, Nd and Pb isotope geochemistry of mid-ocean ridge basalts. *Chem. Geol.* 62, 157-176.
- ITO G. & CLIFT P. D. (1998). Subsidence and growth of Pacific Cretaceous plateaus. *Earth Planet. Sci. Lett.* 161, 85-100.
- JARDIN E.D. (1858). Essai sur l'histoire naturelle de l'archipel des Marquises comprenant la géologie et la minéralogie, la botanique et la zoologie. *Mem. Soc. Imper. Sci. Nat. et Math. Cherbourg* 6, 100 p.
- JORDAHL, 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?. *Geophys. Res.* 100, 24431-24447.
- JORDAHL, K. A., MCNUTT, M. K., ZORN H. (1998). Pacific-Farallon relative motion 42-59 Ma determined from magnetic and tectonic data from the southern Austral Islands. *Geophys. Res. Lett.* 25, 2869-2872.

- JUTEAU T. & MAURY R.C. (1997). Géologie de la croûte océanique : pétrologie et dynamique endogènes. *Masson*, Paris, 367 p.
- 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, 363-386.
- KATAO H., MORINAGA H., HYODO M., INOKUCHI H., MATSUDA J.I., YASKAWA K. (1988). Geomagnetic paleosecular variation and K/Ar ages on Hiva Oa Island. Marquesas, French Polynesia. *J. Geomag. Geoelect.* 40, 703-714.
- KAY R., HUBBARD N.J., GAST P.W. (1970). Chemical characteristics and origin of oceanic ridge volcanic rocks. *J. Geophys. Res.* 75, 1585-1613.
- KOGISO T., TATSUMI Y., SHIMODA G., BARSCZUS H.G. (1997). High μ (HIMU) ocean island basalts in southern Polynesia: new evidence for whole mantle scale recycling of subducted oceanic crust. *J. Geophys. Res.* 102, B4, 8085-8103.
- KRUSE S.E. (1988). Magnetic lineations on the flanks of the Marquesas swell: Implications for the age of the seafloor. *Geophys. Res. Lett.* 15 (6), 573-576.
- LABEYRIE L.D., DUPLESSEY J.C., BLANC P.L. (1987). Variations in the mode of formation and temperature of oceanic deep waters over the past 125,000 years. *Nature* 327, 477-482.
- LACROIX A. (1926). La constitution lithologique des îles volcaniques de la Polynésie australe. *Proc. Third Pan-Pacific Science Congress, Tokyo.*
- LACROIX A. (1927). La constitution lithologique des îles volcaniques de la Polynésie australe. *Mem. Acad. Sci. Paris* 5, 1-80.
- LACROIX A. (1928). Nouvelles observations sur les laves des îles Marquises et de l'île Tubuai (Polynésie australe). *C. R. Acad. Sci. Paris* 187, p. 397.
- LACROIX A. (1931). Les phonolites néphéliniques et leucitiques de l'île de Ua Pou (Archipel des Marquises). *C. R. Acad. Sci. Paris* 192, 1161-1166.
- LAGMAY A.M.F., VAN WYK DE VRIES B., KERLE N., PYLE D.M. (2000). Volcano instability induced by strike-slip faulting. *Bull. Volcanol.* 62, 331-346.
- LAMBECK K. & NAKADA M. (1992). Constraints on the age and duration of the last interglacial period and sea-level variations. *Nature* 357, 125-128.
- LASCHEK D. (1985). Geochemische untersuchungen an basalten vom Galapagos spreading center und vom East Pacific Rise. *Ph. D. Univ. Karlsruhe.*
- LASSITER J.C., DEPAOLO D.J., TATSUMOTO M. (1996). Isotopic evolution of Mauna Kea volcano: results from the initial phase of the Hawaii scientific project. *J. Geophys. Res.* 111, 11769-11780.
- LE BAS M.J., LE MAITRE R.W., STRECKEISEN A., ZANETTIN B. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total-alkali-silica diagram. *J. Petrol.* 27, 745-750.

- LE BAS M.J. & STRECKEISEN A.L. (1991). The IUGS systematics of igneous rocks. *J. Geol. Soc. London* 148, 825-833.
- LE DEZ A. (1992). Géochimie et géochronologie de l'île de Nuku Hiva (Marquises, Polynésie française). *DEA Univ. Bretagne Occidentale, Brest*, 68 p.
- LE DEZ A. (1996). Variations pétrologiques et géochimiques associées à l'édification des volcans-boucliers de Polynésie française : exemple 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 PH., 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. Fr.* 167, 197-209.
- LE DEZ A., MAURY R.C., GUILLOU H., COTTEN J., BLAIS S., GUILLE G. (1998). L'île de Moorea (Société) : édification rapide d'un volcan-bouclier polynésien complexe. *Géologie de la France* 3, 51-64.
- LEGENBRE C., MAURY R.C., GUILLOU H., COTTEN J., CAROFF., BLAIS S., GUILLE G. (2003). Evolution géologique et pétrologique de l'île de Huahine (archipel de la Société, Polynésie française) : un volcan-bouclier intraocéanique original. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 174, 2, 115-124.
- LE ROEX A.P., CLIFF R.A., ADAIR, B.J.I. (1990). Tristan da Cunha, South Atlantic, geochemistry and petrogenesis of a basanite-phonolite lava series. *J. Petrol.* 31, 779-812.
- LE ROY I. (1994). Evolution du volcan en système de point chaud : île de Tahiti, archipel de la Société (Polynésie française). *Thèse Univ. Paris sud Orsay*, 271p.
- LETERRIER J. & MAURY R.C. (1978). Représentation graphique de la cristallisation fractionnée des séries volcaniques. Application aux séries alcalines. *Geologische Rundschau* 67, 943-952.
- LEYRIT H. (1992). Kerguelen : Cartographie et magmatologie des presqu'îles Jeanne d'Arc et Ronarc'h. *Thèse Univ. Paris sud Orsay*, 240p.
- LEYRIT H. (2000). Flank collapse and debris avalanche deposits. *In: Leyrit, H., Montenat, C. (Eds.), Volcaniclastic rocks, from magmas to sediments. Gordon and Breach Science Publishers*, 111-129.
- LINDWALL D. A. (1988). A two-dimensional seismic investigation of crustal structure under the Hawaiian islands near Oahu and Kauai. *J. Geophys. Res.* 93, 12107-12122.
- LIOTARD J.M. (1988). Contribution au problème de l'origine des basaltes alcalins : fractionnement haute pression, caractérisation des zones sources, comparaison entre domaine océanique (Polynésie française) et domaine continental (Hoggar algérien, Massif central français). *Thèse Univ. Languedoc, Montpellier*, 225 p.
- LIOTARD J.M. & BARSCZUS H.G. (1983a). Contribution à la connaissance pétrographique et géochimique de l'île de Hatutu, Archipel des Marquises, Polynésie française (Océan Pacifique, Centre Sud). *C. R. Acad. Sci. Paris* 297, 725-728.

- LIOTARD J.M. & BARSCZUS H.G. (1983b). Contribution à la connaissance pétrographique et géochimique de l'île de Fatu Huku, Archipel des Marquises, Polynésie française (Océan Pacifique, Centre Sud). *C. R. Acad. Sci. Paris* 297, 509-512.
- LIOTARD J.M. & BARSCZUS H.G. (1984). Contribution à la connaissance pétrographique et géochimique de l'île d'Eiao, Archipel des Marquises, Polynésie française (Océan Pacifique, centre sud). *C. R. Acad. Sci. Paris* 298, 8, 347-350.
- LIOTARD J.M., BARSCZUS H.G., DUPUY C., DOSTAL J. (1986). Geochemistry and origin of basaltic lavas from Marquesas archipelago, French Polynesia. *Contrib. Mineral. Petrol.* 92, 260-268.
- LOWENSTERN J.B. & MAHOOD G.A. (1991). New data on magmatic H₂O contents of pantellerites with implications for petrogenesis and eruptive dynamics at Pantelleria. *Bull. Volcanology* 54, 78-83.
- MACDOUGALL J.D. & LUGMAIR G.W. (1986). Sr and Nd isotopes in basalts from the East Pacific Rise: significance for mantle heterogeneity. *Earth Planet. Sci. Lett.* 77, 273-284.
- MAMMERICKX J., HERRON E., DORMAN L. (1980). Evidence for two fossil spreading ridges in the southeast Pacific. *Geol. Soc. Am. Bull.* 91, 263-271.
- MAMMERICKX J. & SMITH S.M. (1984). General bathymetric chart of the oceans (GEBCO). Feuille 5-11, *service hydrographique du Canada*, Ottawa.
- MANHÈS G., ALLÈGRE C.J., PROVOST A. (1984). U-Th-Pb systematics of the eucrite « juvinas »: precise age determination and evidence for exotic lead. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 48, 2247-2264.
- MARTY J.C. & CAZENAVE A. (1989). Regional variations in subsidence rate of oceanic plates: a global analysis. *Earth Planet. Sci. Lett.* 94, 301-315.
- MAURY R.C., Andriambololona R., Dupuy C. (1978). Evolution comparée de 2 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. & 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, 154-188.
- MAURY R. C., GUILLE G., GUILLOU H., BLAIS S., CHAUVEL C., BROUSSE R. (2000). Notice explicative de la feuille Rurutu et Tubuai à 1/25 000 (Polynésie française, archipel des Australes). *Éditions du BRGM, Orléans, France*, 81 p.
- MCCARTHY M. C., KRUSE, S. E., BRUDZINSKI, M. R., RANIERI, M. E. (1996). Changes in plate motions and the shape of Pacific fracture zones. *J. Geophys. Res.* 101, 13715-13730.
- MCDUGALL I. & DUNCAN R.A. (1980). Linear volcanic chains: recording plate motions? *Tectonophysics* 63, 275-295.
- MCGUIRE W.J. (1996). Volcano instability: a review of contemporary themes. *In: McGuire, W.J., Jones, A.P., Neuberg, J. (Eds.), Volcano instability on the Earth and other planets. Geol. Soc. Spec. Pub.* 110, 1-23.
- MCNUTT M.K. (1998). Superswells. *Rev. Geophys. Res.* 36, 211-244.

- McNUTT M.K. & FISCHER K. (1987). The South Pacific Superswell: seamounts, islands and atolls. *AGU Geophys Monogr.* 43, 25-34.
- 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 hot spots. *Earth Planet. Sci. Lett.* 91, 381-393.
- McNUTT M.K. & JUDGE A.V. (1990). The superswell and mantle dynamics beneath the South Pacific. *Science* 248, 969-975.
- McNUTT M., CARESS D. W., REYNOLDS J., JORDHAL K. A., DUNCAN R. A. (1997). Failure of plume theory to explain midplate volcanism in the southern Austral Islands. *Nature* 389, 479-482.
- McNUTT M. & BONNEVILLE A. (2000). A shallow, chemical origin for the Marquesas swell. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 1, Paper number 1999GC000028.
- METZNER C. & GRIMMEISEN W. (1990). MONA: a user-friendly computer program for calculating the modal mineralogy of rocks from chemical analyses. *Eu. J. Mineral.* 2, 735-738.
- MONTI S. & PAUTOT G. (1973). Bathymétrie Pacifique Sud. Echelle 1/1 000 000. GEBCO, CNEXCO-COB, Brest, France.
- MOORE J.G., CLAGUE D.A., HOLCOMB R.T., LIPMAN P.W., NORMARK W.P., TORRESAN M.T. (1989). Prodigious submarine landslides on Hawaiian ridge. *J. Geophys. Res.* 94, 17445-17484.
- MOORE J.G., NORMARK W.R., HOLCOMB R.T. (1994). Giant Hawaiian landslides. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 22, 119-144.
- MORGAN W.J. (1971). Convection plumes in the lower mantle. *Nature* 230, 42-43.
- MORIMOTO N., FABRIES J., FERGUSON A.K., GINZBURG I.V., MALCOM R., SEIFFERT F.A., ZUSSMAN J. (1988). Nomenclature of pyroxenes. *Mineral. Mag.* 52, 535-550.
- MUNGALL J.E. & MARTIN R.F. (1995). Petrogenesis of basalt-comendite and basalt-pantellerite suites, Terceira, Azores, and some implications for the origin of ocean-island rhyolites. *Contrib. Mineral. Petrol.* 119, 43-55.
- MUNSCHY M., ANTOINE C., GACHON A. (1996). Evolution tectonique de la région des Tuamotu, océan Pacifique central. *C.R. Acad. Sci. Paris* 323, 941-949.
- MUNSCHY 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, 5-13.
- MUTTER C.Z. & MUTTER J.C. (1993). Variations in thickness of layer 3 dominate oceanic crustal structure. *Earth Planet. Sci. Lett.* 117, 295-317.
- NAKAMURA Y. & TATSUMOTO M. (1988). Pb, Nd and Sr isotopic evidence for a multicomponent source for rocks of Cook-Austral islands and heterogeneities of mantle plumes. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 52, 2909-2924.

- NEHLIG P., LEYRIT H., DARDON A., FREOUR G., DE GOËR DE HERVE A., HUGUET D., THIEBLEMONT D. (2001). Constructions et destructions du stratovolcan du Cantal. *Bull. Soc. géol. France* 172, 295-308.
- NEUMANN E.R. & WULFF-PEDERSEN E. (1997). The origin of highly silicic glass in mantle xenoliths from the Canary islands. *J. Petrol.* 38, 1513-1539.
- NIELSEN R.L. (1989). Phase equilibria constraints on liquid lines of descent generated by paired assimilation and fractional crystallization: trace element and Sr and Nd isotopes. *J. Geophys. Res.* 94, 787-794.
- NIU Y. & HÉKINIAN R. (1997). Basaltic liquids and harzburgitic residues in the Garrett transform: a case study at fast-spreading ridges. *Earth Planet. Sci. Lett.* 146, 243-258.
- NOWELL G.M., KEMPTON P.D., NOBLE S.R., FITTON J.G., SAUNDERS A.D., MAHONEY J.J., TAYLOR R.N. (1998). High precision Hf isotope measurements of MORB and OIB by thermal ionisation mass spectrometry: insights into the depleted mantle. *Chem. Geol.* 149, 211-233.
- OBELLIANNE J.M. (1955). Contribution à l'étude géologique des établissements français de l'Océanie. *Nancy, Sci. de la Terre t. III, N°.3*, 1-134.
- ODIN G.S. and 35 collaborators (1982). Interlaboratory standards for dating purposes. *In: Numerical dating in stratigraphy* (ed. G.S. Odin), *Wiley, Chichester*, p. 123-149.
- O'HARA M.J. & MATTHEWS R.E. (1981). Geochemical evolution in an advancing periodically replenished, periodically tapped, continuously fractionated magma chamber. *J. Geol. Soc. London* 138, 237-277.
- 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. Fr.* 173, 4, 359-367.
- PALACZ Z.A. & SAUNDERS A.D. (1986). Coupled trace element and isotope enrichment in the Cook-Austral-Samoa islands Southwest Pacific. *Earth Planet. Sci. Lett.* 79, 270-280.
- PARSON, B. & SCLATER, J.G. (1977). An analysis of the variation of the ocean floor bathymetry and heat flow with age. *J. Geophys. Res.* 82, 803-827.
- PAUTOT G. & DUPONT J. (1974). La zone de fracture des Marquises. *C. R. Acad. Sci. Paris* 279, 1519-1521.
- PLESSIS Y., BROUSSE R., MOUTON J.A. (1978). Découverte de fossiles dans les cendres volcaniques de l'île de Ua Pou (Groupe des îles Marquises). *Cah. Pac., Volume spécial « Marquises »*, 237-241.
- ROUGERIE F., WAUTHY B., RANCHER J. (1992). Le récif barrière ennoyé des îles Marquises et l'effet d'île par endo-upwelling. *C. R. Acad. Sci. Paris* 315, 677-682.
- SAGER W. & SPRINGLE M. (1987). Paleomagnetic constraints on the origin and evolution of the Musicians and South Hawaiian seamounts, Central Pacific Ocean. *In: B. Keating, P. Fryer, R. Batiza et G. Boehlert (Eds). Seamounts Islands and Atolls*, 43, 133-162. *AGU Geophys. Mono.*
- SALLARES V., CHARVIS P., FLUEH E., WALTHER C.H., BIALAS J (2003). Seismic and gravity constraints on the Galapagos Melt Anomaly-Cocos Nazca Spreading Center interaction. soumis à *Earth Planet. Sci. Lett.*

- SAMSON S.D. & ALEXANDER E.C. Jr, (1987). Calibration of the intralaboratory $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating standard MMhb-1. *Chem. Geol.* 6, 27-34.
- SANDWELL D. (1982). Lithospheric flexure at fracture zones. *J. Geophys. Res.* 87, 4657-4667.
- SANDWELL D.T. & MACKENZIE K.R. (1989). Geoid height versus topography for oceanic plateaus and swells. *J. Geophys. Res.* 94, 7403-7418.
- SCHEIDEGGER K.F. & CORLISS J.B. (1981). Petrogenesis and secondary alteration of upper layer 2 basalts of the Nazca plate. *Geol. Soc. Amer. Memoir.* 154, 77-107.
- SCHIANO P., CLOCCHIATTI R., SHIMIZU N., WEIS D., MATTIELLI N. (1994). Cogenetic silica-rich and carbonate-rich melts trapped in mantle minerals in Kerguelen ultramafic xenoliths: implications for metasomatism in the oceanic upper mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.* 23, 167-178.
- SCHIANO P., BURTON K.W., DUPRÉ B., BIRCK J.L., GUILLE G., ALLÈGRE C.J. (2001). Correlated Os-Pb-Nd-Sr isotopes in the Austral-Cook chain basalts: the nature of mantle components in plume sources. *Earth Planet. Sci. Lett.* 186, 527-537.
- SCHILLING J.G. (1971). Sea-floor evolution: rare earth evidence. *Phil. Trans. Roy. Soc. London A268*, 663-706.
- SCHILLING J.G. & WINCHESTER J.W. (1967). Rare-earth fractionation and magmatic processes. *In: Mantles of Earth and terrestrial planets*, ed. S.K. Runcorn, *New York: Interscience*, 267-283.
- SCHILLING J.G. & BONATTI E. (1975). East Pacific Rise (2°S-19°S) versus Nazca intraplate volcanism: rare earth evidence. *Earth Planet. Sci. Lett.* 25, 93-102.
- SCHINDELÉ F., REYMOND D., HÉBERT H., HEINRICH PH. (2002). Les risques naturels d'origine géophysique aux îles Marquises (Polynésie française). *Géologie de la France* 2, 37-50.
- SCHNEIDER J.L. & FISCHER R.V. (1998). Transport and emplacement mechanisms of large volcanic debris avalanches: evidence from the northwest sector of Cantal volcano (France). *J. Volc. Geotherm. Res.* 83, 141-165.
- SHAW D.W. (1970). Trace-element fractionation during anatexis. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 34, 237-243.
- SIEBERT L. (1984). Large volcanic debris avalanches: characteristics of source areas, deposits and associated eruptions. *J. Volc. Geotherm. Res.* 22, 163-197.
- SIEBERT L. (1996). Hazard on large volcanic debris avalanches and associated eruptive phenomena. *In: Scarpa, R., Tilling, R.I. (Eds.), Monitoring and mitigation of volcanic hazard. Springer Verlag, Berlin*, 541-572.
- SIEBERT L., BEGET J.E., GLICKEN H. (1995). The 1883 and late prehistoric eruptions of Augustine volcano, Alaska. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 66, 367-395.
- SMITH W.H.F. & SANDWELL D.T. (1997). Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. *Science* 277, 1956-1962.

- SPENCER K.J. & LINDSLEY D.H. (1981). A solution model for coexisting iron-titanium oxides. *Amer. Mineral.* 66, 1189-1201.
- SPULBER S.D. & RUTHERFORD M.J. (1983). The origin of rhyolite and plagiogranite in oceanic crust: an experimental study. *J. Petrol.* 24, 1-25.
- STEIGER R. H. & JÄGER E. (1977). Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.* 36, 359-362.
- STEIN C.A. & ABBOTT D.H. (1991). Heat flow constraints on the South Pacific Superswell. *J. Geophys. Res.* 96, 16083-16099.
- STEIN C.A. & STEIN S. (1992). A model for the global variation in oceanic depth and heat flow with lithospheric age. *Nature* 359, 123-126.
- STIRLING C.H., ESAT T.M., MCCULLOCH M.T., LAMBECK K. (1995). High-precision U-series dating of corals from Western Australia and implications for the time and duration of the Last Interglacial. *Earth Planet. Sci. Lett.* 135, 115-130.
- STOREY M., SAUNDERS A.D., TARNEY J., LEAT P., THIRLWALL M.F., THOMPSON R.N., MENZIES M.A. (1988). Geochemical evidence for plume-mantle interactions beneath Kerguelen and Heard islands, Indian Ocean. *Nature* 336, 371-374.
- SUBBARAO K.V. (1972). The strontium isotopic composition of basalts from the East Pacific and Chile rises and abyssal hills in the Eastern Pacific ocean. *Contrib. Mineral. Petrol.* 37, 111.
- Sun S. S. & McDonough W. F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and process. *In* : A. D. SAUNDERS and M. J. NORRY (eds), *Magmatism in the Ocean Basins. Geol. Soc. London Spec. Publ.* 42, 313-345.
- SWANSON D.A., DUFFIELD W.A., FISKE R.S. (1976). Displacement of the south flank of Kilauea volcano: the result of forceful intrusion of magma into the rift zones. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 963, 30 pp.
- SZAKACS A. & SEGHEDI I. (2000). Large volume volcanic debris avalanche in the east carpathians, Romania. *In*: Leyrit, H., Montenat, C. (Eds.), *Volcaniclastic rocks, from magmas to sediments. Gordon and Breach Science Publishers*, 131-149.
- TAYLOR H.P. (1980). The effects of assimilation of country rocks by magmas on $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ systematics in igneous rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.* 47, 243-254.
- THIRLWALL M.F. (1997). Pb isotopic and elemental evidence for OIB derivation from young HIMU mantle. *Chem. Geol.* 139, 51-74.
- THOMPSON G.M., SMITH I.E.M., MALPAS J.G. (2001). Origin of oceanic phonolites by crystal fractionation and the problem of the Daly gap: an example from Rarotonga. *Contrib. Mineral. Petrol.* 142, 336-346.
- THOURET J.C. & LAVIGNE F. (2000). Lahars: occurrence, deposits and behaviour of volcano-hydrologic flows. *In*: Leyrit, H., Montenat, C. (Eds.), *Volcaniclastic rocks, from magmas to sediments. Gordon and Breach Science Publishers*, 151-174.

- TURCOTTE D.L. & OXBURG E.R. (1978). Intraplate volcanism. *Phil. Trans. Roy. Soc. London* 288, 561-579.
- TURNER D.L. & JARRARD R.D. (1982). K/Ar dating of the Cook-Austral island chain: a test of the hot-spot hypothesis. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 12, 187-220.
- UI T. (1983). Volcanic dry avalanche deposits: identification and comparison with non-volcanic debris stream deposits. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 18, 135-150.
- UI T., KAWASHI S., NEALL V. (1986). Fragmentation of debris-avalanche material during flowage: evidence from the Pungarehu formation, Mount Egmont, New Zealand. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 27, 255-264.
- VARET J. (1967). Cristaux d'andradite développés sur les plans de fracture du dôme trachytique de Menoyre (Cantal). *Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr.* 150, 102-106.
- VARET J. (1970). The origin of fumarolitic andradite at Menoyre, France and Fant'Ale, Ethiopia. *Centr. Mineral. Petrol.* 27, 321-332.
- VICAT J. & POUCKET A. (1995). Nature du volcanisme lié à une extension pré-panafricaine : les dolérites des bassins de Comba et de Sembe-Ouessou (Congo). *Bull. Soc. Géol. Fr.* 166, 355-364.
- VIDAL Ph. (1992). Mantle: more HIMU in the future ? *Geochim. Cosmochim. Acta.* 56, 4295-4299.
- VIDAL Ph., CHAUVEL C., BROUSSE R. (1984). Large mantle heterogeneity beneath French Polynesia. *Nature* 307, 536-538.
- VIDAL Ph., DUPUY C., BARSCZUS H.G., CHAUVEL C. (1987). Hétérogénéités du manteau et origine des basaltes des Marquises (Polynésie). *Bull. Soc. Géol. Fr.* 4, 633-642.
- VILLEMANT B., JAFFREZIC H., TREUIL M. (1981). Distribution coefficients of major and trace elements; fractional crystallisation in alkali basalt series of Chaîne des Puys (Massif Central, France). II. Géochimie. *Bull. Soc. Fr. Min. Crist.* 103, 267-286.
- VOIGHT B., GLICKEN H., JANDA R.J., DOUGLASS P.M. (1981). Catastrophic rockslide avalanche of May 18. In: Lipman, P.W., Mullineaux, D.R. (Eds.), The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington. U.S. *Geol. Sur. Prof. Pap.* 1250, 347-378.
- WATTS A. B., TEN BRINK U.S., BUHL P., BROCHER T. M. (1985). A multichannel seismic study of lithospheric flexure across the Hawaiian Emperor seamount chain. *Nature* 315, 105-111.
- WATTS A. B. & TEN BRINK U.S. (1989). Crustal structure, flexure and subsidence history of the Hawaiian Islands. *J. Geophys. Res.* 94, 10473-10500.
- WATTS A. B. & ZHONG S. (2000). Observations of flexure and the rheology of oceanic lithosphere. *Geophys. J. Int.* 142, 855-875.
- WEAVER B. L. (1990). Geochemical of the highly-undersaturated ocean island basalt suites from the South Atlantic Ocean Fernando de Noronha and Tridade. *Contribution to Geology and Petrology* 105, 502-515.

- WENDT J.I., REGELOUS M., NIU Y., HÉKINIAN R., COLLERSON K.D. (1999). Geochemistry of lavas from the Garrett transform fault: insights into mantle heterogeneity beneath the Eastern Pacific. *Earth Planet. Sci. Lett.* 173, 271-284.
- WHITE W.M. (1985). Sources of oceanic basalts: Radiogenic isotopic evidence. *Geology* 13, 115-118.
- WHITE W. M. (1997). Geochemistry, on-line textbook. *Johns Hopkins Univ. Press., Baltimore, Md.*
- WHITE W.M. (1993). $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ in MORB and open system evolution of the depleted mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.* 115, 211-226.
- WHITE W. M. & DUNCAN R. A. (1996). Geochemistry and Geochronology of the Society Islands: new Evidence For Deep Mantle Recycling. Isotope Studies of Crust-Mantle Evolution. *Amer. Geophys. Union, Geophysical Monograph* 95, p183-206.
- WHITE W.M., ALBARÈDE F., TÉLOUK P. (2000). High-precision analysis of Pb isotope ratios by multi-collector ICP-MS. *Chem. Geol.* 167, 257-270.
- WILLIAMS H. (1933). Geologie of Tahiti, Moorea and Maiao. *Bernice P. Bishop Museum Bull.* 105, 89 p.
- WILLIAMS H., MCBIRNEY A.R. (1979). Volcanology. *Freeman, Cooper & Co., San Francisco*, 397 pp.
- WILSON J.T. (1963). Evidence from islands on the spreading of ocean floors. *Nature* 197, 536-538.
- 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, 13591-13608.
- 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.
- WOODHEAD J.D. (1996). Extreme HIMU in an oceanic setting: the geochemistry of Mangaia island (Polynesia) and temporal evolution of the Cook-Austral hotspot. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 72, 1-19.
- WOODHEAD J.D. & McCULLOCH M.T. (1989). Ancien seafloor signals in Pitcairn island lavas and evidence for large amplitude, small length-scale mantle heterogeneities. *Earth Planet. Sci. Lett.* 94, 257-273.
- WORNER G., BEUSEN J.M., DUCHATEAU N., GIJBELS R., SCHMINCKE H.U. (1983). Trace element abundances and mineral melt distribution coefficients in phonolites from the Laacher see volcano (Germany). *Contrib. Mineral. Petrol.* 84, 152-173.
- WRIGHT T. L. & DOHERTY, P C. (1970). A linear programming and least squares computer method for solving mixing problems. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 81, 1995-2008.
- WULFF-PEDERSEN E., NEUMANN E.R., VANNUCCI R., BOTTAZZI P., OTTOLINI L. (1999). Silicic melts produced by relation between peridotite and infiltrating basaltic melts: ion probe data on glasses and minerals in veined xenoliths from La Palma, Canary Islands. *Contrib. Mineral. Petrol.* 137, 59-82.

- WYLLIE P.J. (1963). Effects of the changes in slope occurring on liquidus and solidus paths in the system diopside-anorthite-albite. *Min. Soc. Amer. Spec. Pub.* 1, 204-212.
- WYLLIE P.J. (1988). Magma genesis, plate tectonics and chemical differentiation of the Earth. *Rev. Geophysics* 26, 370-404.
- YAMAJI A. (1992). Periodic hotspot distribution and small-scale convection in the upper mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.* 109, 107-116.
- ZAZO C., SILVA P.G., ROY J.L., HILLAIRE-MARCEL C., GHALEB B., LARIO J., BARDAJI T., GONZALEZ A. (1999). Coastal uplift in continental collision plate boundaries: data from the Last Interglacial marine terraces of the Gibraltar strait area (south Spain). *Tectonophysics* 301, 95-109.
- ZINDLER A. & HART S. (1986). Chemical geodynamics. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences* 14, 493-571.
- ZUCCA J. J., HILL D. P., KOVACH R. L. (1982). Crustal structure of Mauna Loa volcano, Hawaii, from seismic refraction and gravity data. *Bull. Seism. Soc. Amer.* 72 (5), 1535-1550.

ANNEXES



Annexe 1 : Analyses minéralogiques – Ua Pou

th. ol. : tholéiite à olivine

bas. : basanite

teph. : téphrite

tp. : téphriphonolite

K-ben. : benmoréite potassique

tra. : trachyte

ph. : phonolite

ph : phénocristal

ph c : cœur de phénocristal

ph b : bord de phénocristal

μph : microphénocristal

inclus : inclusion

μcx : microcristal

Ca-clinopyroxène

éch lave type numéro #	UP33 th.ol. μph 33.11	UP33 th.ol. μph 33.12	UP33 th.ol. μph 33.17	UP33 th.ol. μph 33.19	UP33 th.ol. μph 33.22	UP33 th.ol. μph 33.23	UP33 th.ol. μph 33.24	UP9 bas. inclus 9.41	UP9 bas. ph 9.42	UP9 bas. inclus 9.45	UP9 bas. ph 9.47	UP9 bas. ph c 9.49	UP9 bas. ph b 9.5	UP9 bas. ph c 9.52	UP9 bas. ph b 9.53	UP9 bas. ph c 9.57	UP9 bas. ph b 9.58	UP9 bas. inclus 9.65	UP9 bas. inclus 9.69	UP19 bas. ph 19.113	UP19 bas. ph 19.125	UP23 bas. ph 23.137
SiO2	50,26	51,68	51,71	51,69	51,22	51,55	51,02	9,42	44,88	43,96	46,02	46,84	46,60	47,09	46,82	47,85	44,90	46,65	42,40	44,89	45,85	48,45
TiO2	1,66	1,28	1,16	1,11	1,16	1,39	1,29	9,43	3,39	4,32	2,64	2,50	3,07	2,73	2,69	2,32	3,70	2,75	5,20	2,06	2,63	2,12
Al2O3	2,76	1,83	2,10	1,94	1,84	2,01	2,44	9,44	7,43	8,29	6,28	6,25	5,83	5,78	5,84	5,25	8,09	6,37	9,39	7,25	7,24	4,92
Fe2O3	2,16	1,99	1,59	2,78	1,07	1,58	2,02	9,45	3,61	3,91	4,94	4,92	3,40	3,66	3,27	5,03	3,95	4,25	2,27	8,07	6,73	3,27
FeO	6,58	6,57	7,21	6,37	7,49	7,42	6,80	9,46	4,70	3,79	2,55	3,32	4,08	2,95	3,63	1,68	3,76	3,02	5,53	5,08	1,69	4,04
MnO	0,18	0,24	0,17	0,24	0,19	0,04	0,29	9,47	0,15	0,22	0,18	0,26	0,06	0,13	0,06	0,07	0,12	0,16	0,02	0,41	0,29	0,08
MgO	14,87	15,49	15,16	15,58	15,10	15,57	15,29	9,48	11,71	11,70	12,86	12,67	13,03	13,42	13,29	14,17	12,18	13,28	10,53	8,56	11,53	13,88
CaO	20,64	20,75	20,43	20,60	20,18	19,91	20,30	9,49	22,09	22,94	22,96	23,07	22,72	22,98	22,66	23,28	22,75	22,90	22,15	21,33	23,07	22,63
Na2O	0,41	0,42	0,49	0,44	0,40	0,47	0,39	9,50	0,58	0,47	0,50	0,55	0,43	0,50	0,43	0,54	0,49	0,44	0,58	1,61	1,10	0,43
Cr2O3	0,12	0,02	0,01	0,03	0,00	0,14	0,18	9,51	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,01	0,09	0,01	0,06	0,11	0,00	0,10
Total	99,64	100,28	100,05	100,78	98,65	100,07	100,02	9,52	98,53	99,69	98,93	100,37	99,25	99,24	98,70	100,28	99,97	99,89	98,18	99,20	100,13	99,92
formule structurale : 4 cations pour 6 O																						
Si	1,88	1,91	1,92	1,90	1,93	1,91	1,89	1,59	1,71	1,65	1,73	1,74	1,75	1,76	1,76	1,77	1,68	1,74	1,63	1,72	1,71	1,80
Ti	0,05	0,04	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,14	0,10	0,12	0,07	0,07	0,09	0,08	0,08	0,06	0,10	0,08	0,15	0,06	0,07	0,06
Al	0,12	0,08	0,09	0,08	0,08	0,09	0,11	0,43	0,33	0,37	0,28	0,27	0,26	0,25	0,26	0,23	0,36	0,28	0,42	0,33	0,32	0,22
Fe3+	0,06	0,06	0,04	0,08	0,03	0,04	0,06	0,13	0,10	0,11	0,14	0,14	0,10	0,10	0,09	0,14	0,11	0,12	0,07	0,23	0,19	0,09
Fe2+	0,21	0,20	0,22	0,20	0,24	0,23	0,21	0,11	0,15	0,12	0,08	0,10	0,13	0,09	0,11	0,05	0,12	0,09	0,18	0,16	0,05	0,13
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
Mg	0,83	0,85	0,84	0,86	0,85	0,86	0,85	0,62	0,66	0,66	0,72	0,70	0,73	0,75	0,75	0,78	0,68	0,74	0,60	0,49	0,64	0,77
Ca	0,82	0,82	0,81	0,81	0,81	0,79	0,81	0,91	0,90	0,93	0,93	0,92	0,91	0,92	0,91	0,92	0,91	0,91	0,91	0,88	0,92	0,90
Na	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,03	0,04	0,04	0,03	0,04	0,03	0,04	0,04	0,03	0,04	0,12	0,08	0,03
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Si+Al	2,00	1,99	2,01	1,99	2,01	2,00	2,00	2,03	2,04	2,02	2,01	2,02	2,01	2,02	2,02	2,00	2,04	2,02	2,05	2,05	2,03	2,02
AlIV	0,12	0,09	0,08	0,10	0,07	0,09	0,11	0,41	0,29	0,35	0,27	0,26	0,25	0,24	0,24	0,23	0,32	0,26	0,37	0,28	0,29	0,20
AlVI	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,04	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,00	0,04	0,02	0,05	0,05	0,03	0,02
Alltotal	0,12	0,09	0,09	0,10	0,08	0,09	0,11	0,43	0,33	0,37	0,28	0,27	0,26	0,25	0,26	0,23	0,36	0,28	0,42	0,33	0,32	0,22
Fe3IV	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe3VI	0,06	0,05	0,05	0,06	0,04	0,04	0,06	0,13	0,10	0,11	0,14	0,14	0,10	0,10	0,09	0,14	0,11	0,12	0,07	0,28	0,22	0,11
Wo	42,89	42,33	42,20	41,71	42,09	41,05	41,82	0,51	0,49	0,51	0,49	0,49	0,49	0,49	0,49	0,49	0,50	0,49	0,52	0,49	0,51	0,48
En	42,99	43,98	43,59	43,89	43,83	44,67	43,84	0,35	0,36	0,36	0,39	0,38	0,39	0,40	0,40	0,41	0,37	0,39	0,34	0,28	0,35	0,41
Fs	14,13	13,69	14,21	14,40	14,08	14,28	14,34	0,14	0,14	0,13	0,12	0,13	0,12	0,11	0,11	0,10	0,13	0,12	0,14	0,23	0,14	0,12

éch lave type numéro #	UP51 tp. ph 51,34	UP51 tp. ph 51,39	UP56 tp. ph 56,41	UP56 tp. ph 56,46	UP56 tp. ph 66,72	UP80 tp. ph 80,8	UP80 tp. ph 80,9	UP66 K-ben. ph 66,78	UP66 K-ben. ph 66,79	UP66 K-ben. ph 66,81	UP66 K-ben. ph 66,85	UP66 K-ben. ph 80,94
SiO2	38,33	37,92	36,49	37,91	37,38	38,25	37,78	38,07	38,76	38,15	38,49	37,63
TiO2	5,41	6,33	5,86	5,72	5,69	5,74	6,19	5,71	5,71	6,13	5,95	6,13
Al2O3	12,39	13,17	14,12	14,02	12,03	12,39	12,80	12,46	12,47	13,09	12,68	12,70
Cr2O3	0,00	0,06	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	15,85	12,50	15,23	13,03	14,81	14,72	13,43	15,84	15,17	13,03	14,10	14,22
MnO	0,51	0,20	0,13	0,11	0,43	0,42	0,22	0,28	0,29	0,34	0,44	0,30
MgO	9,06	10,80	8,76	11,02	10,00	9,58	10,19	9,66	9,45	10,82	10,35	10,45
CaO	11,49	11,99	11,54	11,58	11,41	11,47	12,04	11,42	11,80	11,65	11,84	11,48
Na2O	2,36	2,36	2,33	2,22	2,67	2,40	2,33	2,44	2,34	2,50	2,56	2,27
K2O	1,84	1,69	2,08	2,03	1,75	2,05	1,77	1,85	1,94	1,70	1,78	1,90
H2O*	1,95	1,98	1,94	1,99	1,93	1,95	1,96	1,96	1,97	1,98	1,98	1,96
total	99,20	99,00	98,49	99,62	98,10	98,98	98,71	99,68	99,92	99,39	100,17	99,02
<i>fromule structurale : 22 cations pour 23 O</i>												
Si	5,89	5,75	5,65	5,72	5,80	5,87	5,78	5,82	5,89	5,77	5,82	5,76
Al iv	2,11	2,25	2,35	2,28	2,20	2,13	2,22	2,18	2,11	2,23	2,18	2,24
Al vi	0,13	0,11	0,22	0,21	0,00	0,11	0,09	0,07	0,13	0,11	0,07	0,05
Ti	0,63	0,72	0,68	0,65	0,66	0,66	0,71	0,66	0,65	0,70	0,68	0,70
Cr	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe3+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2+	2,04	1,59	1,97	1,64	1,92	1,89	1,72	2,03	1,93	1,65	1,78	1,82
Mn	0,07	0,03	0,02	0,01	0,06	0,06	0,03	0,04	0,04	0,04	0,06	0,04
Mg	2,08	2,44	2,02	2,48	2,31	2,19	2,32	2,20	2,14	2,44	2,33	2,38
Ca	1,89	1,95	1,91	1,87	1,90	1,89	1,97	1,87	1,92	1,89	1,92	1,88
Na	0,70	0,69	0,70	0,65	0,80	0,72	0,69	0,72	0,69	0,73	0,75	0,67
K	0,36	0,33	0,41	0,39	0,35	0,40	0,35	0,36	0,38	0,33	0,34	0,37
Total	22,18	21,80	22,48	22,04	22,13	22,04	21,90	22,21	22,04	21,87	21,96	22,02
(Ca+Na) (B)	2,00	2,00	2,03	2,00	2,05	2,00	2,01	2,00	2,00	2,00	2,01	2,00
Na (B)	0,11	0,05	0,11	0,13	0,15	0,12	0,04	0,13	0,08	0,11	0,09	0,12
(Na+K) (A)	0,95	0,97	1,00	0,91	1,00	1,00	1,00	0,95	0,99	0,95	1,00	0,93
Mg/(Mg+Fe2+)	0,50	0,61	0,51	0,60	0,55	0,54	0,57	0,52	0,53	0,60	0,57	0,57

feldspath alcalin

éch	UP51	UP56	UP56	UP56	UP56	UP56	UP56	UP56	UP56	UP56	UP56	UP56	UP56	UP8	UP8	UP8
lave	tp.	tp.	tp.	tp.	tp.	tp.	tp.	tp.	tp.	tp.	tp.	tp.	tp.	ph.	ph.	ph.
type	µcx	µcx	ph c	ph b	µcx	ph c	ph b	ph	ph	ph	ph	ph	ph	ph c	ph b	ph c
numéro #	51.37	56.2	56.3	56.4	56.8	56.12	56.14	56.31	56.36	56.42	56.45	56.48	56.49	8.71	8.72	8.77
SiO2	60,11	64,32	64,74	66,44	65,46	66,98	64,39	65,87	65,24	44,68	65,91	45,67	66,79	65,44	65,48	64,95
TiO2	0,06	0,00	0,03	0,00	0,13	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,10	0,09
Al2O3	23,87	18,54	19,35	18,63	18,86	19,13	18,25	18,37	19,26	32,69	19,02	32,79	18,64	19,36	18,20	19,22
Fe2O3	0,52	0,11	0,00	0,19	0,29	0,13	0,19	0,14	0,10	0,36	0,00	0,37	0,04	0,09	0,24	0,32
MnO	0,00	0,01	0,00	0,00	0,06	0,00	0,01	0,06	0,04	0,00	0,00	0,07	0,03	0,00	0,00	0,12
MgO	0,01	0,00	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,78	0,21	0,80	0,15	0,36	0,25	0,12	0,02	0,47	1,02	0,42	1,05	0,04	1,00	0,01	0,77
Na2O	9,99	4,88	5,88	4,78	4,71	7,45	4,69	4,18	5,36	6,05	4,92	6,72	6,58	6,03	4,17	6,67
K2O	6,40	10,20	7,77	10,21	9,81	6,37	10,35	11,46	9,32	4,29	9,65	4,11	8,22	7,10	11,40	6,73
P2O5	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00	0,02	0,03	0,02
NiO	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,14	0,00	0,00	0,04	0,00	0,15	0,00	0,03	0,05	0,00	0,00
Cr2O3	0,00	0,13	0,07	0,04	0,10	0,00	0,03	0,00	0,13	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00
Total	101,69	98,40	98,66	100,51	99,78	100,49	98,05	100,09	99,95	99,06	100,07	100,80	100,40	99,12	99,61	98,84
formule structurale : 5 cations pour 8 O																
Si	2,74	3,03	3,00	3,05	3,03	3,02	3,04	3,06	3,01	2,29	3,04	2,30	3,04	3,00	3,06	2,99
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	1,28	1,03	1,06	1,01	1,03	1,02	1,02	1,01	1,05	1,98	1,03	1,95	1,00	1,05	1,00	1,04
Fe3+	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,04	0,01	0,04	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00	0,02	0,06	0,02	0,06	0,00	0,05	0,00	0,04
Na	0,88	0,45	0,53	0,43	0,42	0,65	0,43	0,38	0,48	0,60	0,44	0,66	0,58	0,54	0,38	0,59
K	0,19	0,31	0,23	0,30	0,29	0,18	0,31	0,34	0,27	0,14	0,28	0,13	0,24	0,21	0,34	0,20
Total	5,15	4,83	4,85	4,80	4,80	4,89	4,82	4,79	4,84	5,08	4,81	5,11	4,87	4,85	4,79	4,88
albite	79,76	58,42	66,24	58,16	57,88	76,95	57,48	52,50	61,74	75,38	59,08	77,67	70,71	67,60	52,61	71,67
anorthite	3,42	1,38	4,97	0,99	2,47	1,41	0,82	0,13	2,96	7,04	2,77	6,72	0,25	6,19	0,09	4,55
orthose	16,82	40,20	28,79	40,85	39,65	21,64	41,69	47,37	35,30	17,58	38,15	15,61	29,04	26,21	47,30	23,79
formule structurale : 5 cations pour 8 O																
Si	3,03	2,13	3,05	3,03	2,36	2,99	2,98	3,02	3,03	2,95	3,00	2,99	3,04	3,03	3,00	3,03
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Al	1,03	1,89	1,01	1,02	1,64	1,06	1,07	1,02	1,01	0,94	1,05	1,06	1,02	1,02	0,91	1,02
Fe3+	0,00	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,06	0,00	0,01	0,00	0,02	0,08	0,03
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
Ca	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,04	0,02	0,01	0,17	0,03	0,03	0,01	0,01	0,08	0,00
Na	0,53	1,60	0,39	0,51	1,42	0,51	0,54	0,51	0,48	0,55	0,56	0,49	0,41	0,47	0,47	0,42
K	0,24	0,16	0,33	0,27	0,14	0,25	0,23	0,26	0,28	0,21	0,23	0,25	0,32	0,30	0,27	0,33
Total	4,84	5,79	4,80	4,85	5,59	4,86	4,87	4,84	4,83	4,92	4,87	4,84	4,81	4,84	4,86	4,83
albite	67,60	91,06	53,14	64,15	90,86	64,50	67,33	65,17	61,98	59,32	68,27	63,52	55,50	60,64	56,92	56,15
anorthite	1,33	0,00	0,66	0,95	0,00	3,64	4,52	2,02	1,94	18,44	3,63	3,80	1,08	1,05	10,03	0,07
orthose	31,08	8,94	46,20	34,90	9,14	31,85	28,15	32,81	36,07	22,24	28,10	32,68	43,41	38,31	33,05	43,77

n é p h é l i n e

éch	UP19	UP19	UP14	UP31	UP31	UP108	UP108	UP108	UP108	UP108
lave	bas.	bas.	ph.	ph.	ph.	ph.	ph.	ph.	ph.	ph.
type	μcx	μcx	μcx	μcx	μcx	μcx	μcx	μcx	μcx	μcx
numéro #	19,118	19,121	14,61	31,109	31,119	108,66	108,72	108,74	108,75	108,77
SiO2	46,16	43,22	48,57	48,57	47,68	45,70	46,11	47,34	46,28	45,80
TiO2	0,01	0,00	0,03	0,05	0,04	0,01	0,04	0,00	0,00	0,03
Al2O3	33,07	33,59	31,07	30,08	30,34	30,61	31,56	31,05	31,57	31,36
Fe2O3	0,55	0,36	0,80	0,86	0,61	2,20	1,54	1,36	1,17	1,56
MnO	0,02	0,00	0,00	0,05	0,03	0,10	0,02	0,13	0,03	0,00
MgO	0,06	0,02	0,03	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	1,15	1,57	0,03	0,00	0,00	0,19	0,09	0,04	0,00	0,00
Na2O	15,74	16,52	17,02	16,67	17,13	17,94	17,10	17,74	17,72	15,77
K2O	4,40	4,28	3,20	3,15	3,06	4,20	4,05	3,39	3,56	4,53
P2O5	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	101,09	99,52	100,68	99,46	98,94	100,73	100,34	100,91	100,21	98,90

Si	2,18	2,09	2,28	2,30	2,28	2,19	2,20	2,23	2,20	2,21
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	1,84	1,92	1,72	1,68	1,71	1,73	1,77	1,73	1,77	1,79
Fe3+	0,02	0,01	0,03	0,03	0,02	0,08	0,06	0,05	0,04	0,06
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,06	0,08	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	1,44	1,55	1,55	1,53	1,59	1,67	1,58	1,62	1,64	1,48
K	0,13	0,13	0,10	0,10	0,09	0,13	0,12	0,10	0,11	0,14
Total	5,68	5,78	5,67	5,65	5,69	5,80	5,74	5,74	5,76	5,67

s o d a l i t e

éch	UP59	UP59	UP108
lave	ph.	ph.	ph.
type	μcx	μcx	μcx
numéro #	59,14	59,15	108,85
SiO2	38,38	37,89	38,57
TiO2	0,00	0,08	0,03
Al2O3	30,96	31,06	31,89
Fe2O3	0,81	0,54	1,61
MnO	0,00	0,07	0,05
MgO	0,00	0,00	0,04
CaO	0,05	0,14	0,08
Na2O	25,30	25,52	25,13
K2O	0,07	0,05	0,10
P2O5	0,00	0,00	0,00
NiO	0,00	0,00	0,00
Cr2O3	0,00	0,00	0,00
Total	95,48	95,30	97,34

éch	UP108	UP108	UP108	UP108	UP108	UP108	UP108	UP108	UP108
lave	ph.	ph.	ph.	ph.	ph.	ph.	ph.	ph.	ph.
type	ph c	ph b	ph c	ph b	μcx	ph	ph	ph	ph
numéro #	108,79	108,80	108,81	108,82	108,84	108,69	108,72	108,74	108,75
SiO2	44,38	43,57	44,10	43,83	46,24	48,18	46,11	47,34	46,28
TiO2	0,04	0,06	0,00	0,02	0,19	0,06	0,04	0,00	0,00
Al2O3	33,16	32,93	33,74	33,28	27,78	30,95	31,56	31,05	31,57
Fe2O3	0,31	0,46	0,42	0,54	3,76	1,45	1,54	1,36	1,17
MnO	0,03	0,00	0,01	0,10	0,06	0,00	0,02	0,13	0,03
MgO	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,02	0,06	0,00	0,00	1,03	0,07	0,09	0,04	0,00
Na2O	17,52	17,65	17,70	17,76	15,77	17,58	17,10	17,74	17,72
K2O	4,71	4,97	4,82	4,89	4,00	2,96	4,05	3,39	3,56
P2O5	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	100,15	99,68	100,76	100,36	98,45	101,10	100,34	100,91	100,21

Si	2,13	2,12	2,11	2,11	2,26	2,26	2,20	2,23	2,20
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	1,88	1,88	1,90	1,89	1,60	1,71	1,77	1,73	1,77
Fe3+	0,01	0,02	0,02	0,02	0,14	0,05	0,06	0,05	0,04
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	1,63	1,66	1,64	1,66	1,49	1,60	1,58	1,62	1,64
K	0,14	0,15	0,15	0,15	0,12	0,09	0,12	0,10	0,11
Total	5,81	5,84	5,82	5,84	5,68	5,70	5,74	5,74	5,76

<i>apatite</i>												
lave	bas	teph	teph	teph	tp	tp	tp	tp	tp	tp	tp	tp
ech	UP19	UP86	UP86	UP86	UP17	UP17	UP17	UP17	UP17	UP17	UP17	UP17
numéro #	19,126	86,96	86,101	86,104	17,48	17,49	17,51	17,54	17,59	17,61	17,65	17,68
type	incl	incl	ph	ph	incl	μph	incl	incl	incl	incl	incl	μph
SiO2	0,25	0,28	0,30	0,34	12,33	0,50	0,51	0,55	3,08	0,64	0,62	0,45
TiO2	0,02	0,00	0,02	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	1,02	0,00	0,00	0,00
Al2O3	0,00	0,01	0,00	0,01	3,39	0,03	0,04	0,06	1,39	0,00	0,00	0,04
FeO*	0,13	0,35	0,33	0,31	1,08	0,12	0,29	0,30	13,10	0,41	0,11	0,20
MgO	0,06	0,14	0,19	0,27	0,12	0,11	0,10	0,04	0,18	0,09	0,08	0,08
MnO	0,06	0,13	0,13	0,13	0,10	0,12	0,08	0,10	0,19	0,10	0,00	0,00
CaO	54,90	54,23	55,20	55,26	47,97	54,30	54,56	54,55	43,77	54,20	53,38	55,28
Na2O	0,13	0,16	0,08	0,09	0,05	0,06	0,06	0,08	0,09	0,38	0,07	0,08
K2O	0,00	0,03	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,03	0,00
P2O5	42,44	42,53	42,65	42,86	32,06	41,46	40,34	42,09	36,04	42,24	41,67	42,99
NiO												
Cr2O3	0,00	0,09	0,00	0,00	0,02	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,06	0,17
Total	98,12	98,12	99,05	99,76	97,50	97,32	96,49	98,93	99,55	99,09	97,45	100,31

<i>sphène</i>												
lave	ph	tp	tp	ph	tp	tp	ph	ph				
ech	UP14	UP51	UP51	UP59	UP80	UP80	UP112	UP112				
numéro	14,49	51,38	51,40	59,14	80,95	80,10	112,5	112,2				
type	μph	μph	μph	μph	μph	μph	μph	μph				
SiO2	29,24	28,88	29,38	28,80	29,04	28,92	28,88	28,78				
TiO2	36,13	36,47	34,27	34,79	37,73	36,61	35,62	35,96				
Al2O3	1,41	1,38	1,88	1,51	1,34	1,21	1,32	1,54				
FeO*	1,16	1,53	1,67	1,26	1,16	1,31	1,56	1,39				
MgO	0,02	0,00	0,01	0,02	0,05	0,00	0,05	0,00				
MnO	0,12	0,00	0,18	0,13	0,10	0,14	0,12	0,06				
CaO	26,13	27,19	27,33	26,57	27,30	27,25	26,92	27,16				
Na2O	0,07	0,04	0,00	0,06	0,00	0,06	0,01	0,00				
K2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00				
P2O5	0,08	0,11	0,01	0,18	0,28	0,13	0,09	0,12				
Cr2O3	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,11				
Total	94,82	96,32	95,91	95,66	97,02	95,63	95,37	95,74				

<i>apatite</i>												
lave	tp	tp	tp	tp	tp	tp	tp	tp	tp	K-ben.	K-ben.	
ech	UP17	UP17	UP51	UP51	UP56	UP56	UP56	UP56	UP80	UP66	UP66	
numéro #	17,71	17,74	51,28	51,33	51,35	56,11	56,18	56,21	56,44	80,100	66,82	66,88
type	μph	incl	incl	incl	incl	μcx	μcx	includ	includ	μcx	includ	μph
SiO2	0,50	0,66	0,48	2,19	0,77	0,52	0,50	0,47	0,53	0,54	0,28	0,25
TiO2	0,02	0,00	0,12	0,04	0,07	0,04	0,00	0,00	0,00	0,01	0,10	0,00
Al2O3	0,00	0,06	0,04	0,52	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00
FeO*	0,27	0,34	0,77	0,41	0,28	0,18	0,43	0,44	0,41	0,12	0,42	0,46
MgO	0,09	0,08	0,06	0,02	0,04	0,04	0,05	0,24	0,05	0,03	0,13	0,17
MnO	0,14	0,07	0,06	0,00	0,12	0,23	0,08	0,00	0,23	0,13	0,00	0,02
CaO	54,36	53,82	54,07	53,27	54,02	54,15	53,93	53,99	54,51	53,91	55,09	55,46
Na2O	0,11	0,06	0,09	0,23	0,08	0,15	0,17	0,20	0,25	0,09	0,08	0,09
K2O	0,00	0,00	0,09	0,22	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
P2O5	42,14	41,70	43,67	40,82	41,67	40,77	40,05	41,15	40,79	40,99	41,90	41,92
NiO						0,08	0,00	0,01	0,00	0,16	0,12	0,00
Cr2O3	0,00	0,07	0,08	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Total	97,65	98,01	99,53	97,72	97,07	96,21	95,21	96,50	96,82	95,98	98,12	98,38

<i>carbonates</i>												
lave	tp	tp	tp	tp	tp	tp	tp	tp	tp	tp	tp	tp
ech	UP56	UP56	UP56	UP56	UP56	UP56	veine	veine	veine	veine	veine	veine
type	cristal	cristal	cristal	cristal	veine	veine	veine	veine	veine	veine	veine	veine
numéro	#10	#12	#15	#16	#21	#22	#23	#25	#25	#25	#25	#25
SiO2	0,00	0,00	0,07	0,06	0,18	0,09	0,18	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00
TiO2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al2O3	0,00	0,01	0,00	0,00	0,09	0,06	0,04	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO*	1,09	0,84	0,49	0,42	0,95	1,02	0,87	1,04	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	2,29	2,00	0,28	1,77	2,42	2,21	2,87	2,41	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,48	0,51	1,62	0,40	0,78	0,79	0,78	0,80	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	56,87	57,70	57,63	57,39	57,26	56,72	56,58	57,90	0,00	0,00	0,00	0,00
Na2O	0,03	0,00	0,00	0,03	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K2O	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
P2O5	0,05	0,05	0,01	0,05	0,08	0,11	0,00	0,11	0,00	0,00	0,11	0,11
Ce2O3	0,35	0,00	0,35	0,00	0,03	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,05
La2O3	0,19	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00	0,11	0,11	0,00	0,00	0,11	0,11
Total	61,35	61,19	60,46	60,23	61,89	61,10	61,43	62,53				

Annexe 2 : Analyses minéralogiques Nuku Hiva

th. ext. : tholéiite du volcan externe

th. int. : tholéiite du volcan interne

B. alc : basalte alcalin

bas. : basanite

hw. : hawaiiite

mug. : mugéarite

ben. : benmoréite

tra. Na : trachyte sodique

tra. K : trachyte potassique

ph : phénocrystal

ph c : cœur de phénocrystal

ph b : bord de phénocrystal

μph : microphénocrystal

inclus : inclusion

μcx : microcristal

olivine

éch	NK19	NK19	NK19	NK19	NK19	NK19	NK19	NK19	NK146	NK146	NK51	NK51	NK76	NK76	NK76	NK76
lave	th. ext	th. ext	th. ext	th. ext	th. ext	th. ext	th. ext	th. ext	th. ext	th. ext	th. int	th. int	th. int	th. int	th. int	th. int
type	µph	ph c	ph b	ph	ph	ph	ph	ph	ph	ph	ph	ph	ph c	ph b	ph c	ph b
numéro #	19,371	19,375	19,376	19,382	19,390	19,396	19,370	146,36	146,39	51,352	51,365	76,25	76,26	76,31	76,32	
SiO2	37,70	39,21	36,43	38,96	39,07	39,35	39,21	39,63	39,50	38,49	38,62	38,76	37,54	39,16	36,40	
TiO2	0,00	0,00	0,03	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,01	0,04	0,00	0,00	0,02	0,00	0,05	
Al2O3	0,00	0,03	0,00	0,00	0,02	0,02	0,05	0,01	0,03	0,04	0,06	0,00	0,02	0,03	0,01	
FeO	24,36	14,95	28,65	16,91	17,03	16,79	17,20	17,78	17,88	22,06	21,50	22,50	29,08	19,19	33,36	
MnO	0,30	0,20	0,33	0,31	0,17	0,35	0,19	0,34	0,28	0,20	0,29	0,34	0,40	0,08	0,29	
MgO	37,34	44,58	33,02	43,94	42,41	43,24	42,98	42,70	41,75	38,42	39,63	39,98	33,61	40,97	29,44	
CaO	0,27	0,26	0,28	0,28	0,29	0,28	0,31	0,28	0,28	0,35	0,28	0,30	0,38	0,16	0,41	
Na2O	0,01	0,00	0,04	0,01	0,01	0,05	0,00	0,02	0,01	0,04	0,01	0,00	0,00	0,03	0,04	
Cr2O3	0,03	0,06	0,00	0,00	0,14	0,13	0,11	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,08	0,03	0,00	
Total	100,01	99,28	98,78	100,42	99,18	100,21	100,06	100,76	99,73	99,67	100,39	101,87	101,14	99,65	100,00	
formule structurale : 3 cations pour 4 O																
Si	0,99	0,99	0,99	0,99	1,00	1,00	1,00	1,00	1,01	1,00	1,00	0,99	1,00	1,01	1,00	
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Fe2+	0,54	0,32	0,65	0,36	0,36	0,36	0,37	0,38	0,38	0,48	0,46	0,48	0,65	0,41	0,77	
Mn	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	
Mg	1,46	1,68	1,34	1,66	1,62	1,63	1,63	1,61	1,59	1,49	1,53	1,52	1,33	1,57	1,21	
Ca	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Total	3,01	3,01	3,01	3,01	3,00	3,00	3,00	3,00	2,99	3,00	3,00	3,01	3,00	2,99	3,00	
% Fo	73,21	84,16	67,26	82,24	81,61	82,11	81,66	81,07	80,63	75,64	76,67	76,01	67,32	79,19	61,13	

éch	NK64	NK64	NK67	NK67	NK79	NK79	NK79	NK79	NK79	NK79	NK43	NK44	NK44	NK44	NK44	
lave	B. alc	B. alc	bas.	bas.	bas.	bas.	bas.	bas.	bas.	bas.	hw.	hw.	hw.	hw.	hw.	
type	ph b	µph	ph	ph	ph	ph	µph	µph	ph	µph	ph	ph c	ph b	ph	ph	
numéro #	64,22	64,28	67,287	67,288	79,88	79,107	79,110	79,111	79,114	79,117	43,10	44,118	44,119	44,121	44,130	
SiO2	38,94	38,92	39,93	39,40	40,06	38,71	37,07	37,97	37,04	37,66	38,40	40,03	39,95	39,40	39,99	
TiO2	0,00	0,03	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,08	0,03	0,04	0,00	0,01	0,00	0,03	0,05	
Al2O3	0,00	0,00	0,08	0,01	0,00	0,05	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,02	0,05	0,04	
FeO	23,61	20,87	13,97	14,65	15,78	21,79	27,33	25,43	27,18	24,51	24,41	13,11	16,24	14,34	13,89	
MnO	0,36	0,29	0,20	0,17	0,31	0,42	0,73	0,57	0,60	0,61	0,49	0,07	0,13	0,19	0,18	
MgO	37,71	40,06	45,54	45,11	44,22	40,09	34,60	36,81	35,36	37,25	37,61	46,23	44,64	45,44	45,46	
CaO	0,25	0,17	0,23	0,21	0,22	0,28	0,25	0,19	0,05	0,19	0,27	0,23	0,29	0,26	0,30	
Na2O	0,00	0,00	0,06	0,00	0,02	0,04	0,02	0,00	0,03	0,08	0,01	0,03	0,02	0,03	0,00	
Cr2O3	0,00	0,14	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,01	0,00	0,00	0,12	0,11	0,00	0,06	
Total	100,87	100,47	100,06	99,61	100,61	101,38	100,00	101,14	100,31	100,34	101,18	99,88	101,41	99,75	99,96	
formule structurale : 3 cations pour 4 O																
Si	1,01	1,00	1,00	0,99	1,00	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	1,00	1,00	0,99	0,99	1,00	
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Fe2+	0,51	0,45	0,29	0,31	0,33	0,47	0,61	0,56	0,61	0,54	0,53	0,27	0,34	0,30	0,29	
Mn	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	
Mg	1,46	1,53	1,70	1,69	1,65	1,53	1,38	1,43	1,40	1,46	1,46	1,72	1,66	1,70	1,69	
Ca	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Total	2,99	3,00	3,00	3,01	3,00	3,01	3,01	3,01	3,01	3,01	3,00	3,00	3,00	3,01	3,00	
% Fo	74,00	77,39	85,32	84,59	83,32	76,64	69,29	72,07	69,87	73,04	73,30	86,27	83,05	84,96	85,36	

éch	NK76	NK76	NK76	NK76	NK76	NK76	NK64	NK64	NK64	NK64	NK64	NK64	NK64	NK64	NK64	
lave	th. int	th. int	th. int	th. int	th. int	th. int	B. alc	B. alc	B. alc	B. alc	B. alc	B. alc	B. alc	B. alc	B. alc	
type	ph c	ph b	ph c	ph b	ph	ph	ph c	ph b	ph	ph	ph	ph	µph	µph	µph	
numéro #	76,39	76,40	76,41	76,42	76,44	76,47	64,62	64,63	64,70	64,71	64,74	64,75	64,8	64,9	64,21	
SiO2	38,71	37,18	39,16	38,85	38,25	39,08	38,81	38,22	39,45	39,14	39,26	38,68	39,43	38,82	39,03	
TiO2	0,06	0,04	0,01	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	
Al2O3	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,02	0,03	0,02	0,01	0,00	
FeO	22,82	30,39	20,79	20,92	23,00	21,37	21,37	24,18	20,08	20,71	20,23	21,32	18,66	21,47	21,39	
MnO	0,36	0,47	0,26	0,27	0,32	0,30	0,29	0,44	0,19	0,19	0,38	0,42	0,37	0,16	0,36	
MgO	38,71	31,95	39,89	39,67	37,84	39,10	39,90	38,22	40,83	40,62	41,44	39,67	41,82	39,72	39,78	
CaO	0,23	0,31	0,14	0,15	0,25	0,30	0,10	0,18	0,19	0,31	0,17	0,18	0,24	0,26	0,16	
Na2O	0,01	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,02	0,00	0,01	0,00	0,02	
Cr2O3	0,04	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,06	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	
Total	100,92	100,37	100,27	99,90	99,71	100,15	100,46	101,31	100,75	101,08	101,52	100,36	100,54	100,43	100,75	
<i>formule structurale : 3 cations pour 4 O</i>																
Si	1,00	1,00	1,01	1,00	1,00	1,01	1,00	0,99	1,01	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Fe2+	0,49	0,69	0,45	0,45	0,50	0,46	0,46	0,52	0,43	0,44	0,43	0,46	0,40	0,46	0,46	
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	
Mg	1,49	1,29	1,53	1,53	1,48	1,51	1,53	1,48	1,55	1,55	1,57	1,53	1,58	1,53	1,52	
Ca	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Total	3,00	3,00	2,99	3,00	3,00	2,99	3,00	3,01	2,99	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	
% Fo	75,15	65,21	77,37	77,17	74,58	76,54	76,90	73,81	78,38	77,76	78,50	76,84	79,98	76,73	76,82	

éch	NK93	NK93	NK93	NK93	NK93	NK11	NK11	NK11	NK46	NK46	NK46	NK46	NK46	NK46		
lave	hw.	hw.	hw.	hw.	hw.	mug.	mug.	mug.	mug.	mug.	mug.	mug.	mug.	mug.		
type	ph b	µph	ph c	ph b	µph	ph	ph c	ph b	µph	ph	µph	µph	µph	ph		
numéro #	93,50	93,60	93,61	93,62	93,64	11,16	11,27	11,29	46,233	46,240	46,254	46,256	46,268	46,273		
SiO2	38,18	37,76	38,66	37,16	38,94	38,26	38,79	38,22	37,11	37,49	38,18	38,80	38,27	39,72		
TiO2	0,01	0,09	0,00	0,04	0,00	0,00	0,03	0,00	0,06	0,01	0,06	0,01	0,02	0,00		
Al2O3	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,04	0,00	0,00	0,00	0,08	0,01	0,00	0,00	0,05		
FeO	21,00	27,21	22,31	30,50	22,75	24,44	21,91	21,88	27,68	23,42	23,02	23,39	23,35	14,76		
MnO	0,62	0,57	0,33	0,62	0,28	0,51	0,38	0,37	0,53	0,56	0,59	0,53	0,50	0,09		
MgO	39,34	34,73	39,00	31,39	38,61	38,11	38,76	38,98	34,52	38,74	38,65	37,96	38,43	45,80		
CaO	0,20	0,18	0,08	0,34	0,25	0,20	0,19	0,22	0,24	0,23	0,23	0,22	0,19	0,18		
Na2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,04	0,03	0,01		
Cr2O3	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01		
Total	99,33	100,54	100,40	100,05	100,84	101,64	100,06	99,67	100,15	100,57	100,77	100,96	100,79	100,63		
<i>formule structurale : 3 cations pour 4 O</i>																
Si	1,00	1,00	1,00	1,01	1,00	0,99	1,01	1,00	0,99	0,98	0,99	1,00	0,99	0,99		
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
Fe2+	0,46	0,60	0,48	0,69	0,49	0,53	0,48	0,48	0,62	0,51	0,50	0,51	0,51	0,31		
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00		
Mg	1,53	1,37	1,51	1,27	1,49	1,47	1,50	1,52	1,38	1,51	1,50	1,47	1,49	1,70		
Ca	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00		
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
Total	3,00	3,00	3,00	2,99	2,99	3,01	2,99	3,00	3,01	3,02	3,01	3,00	3,01	3,01		
% Fo	76,95	69,47	75,70	64,72	75,16	73,54	75,92	76,06	68,98	74,68	74,96	74,31	74,58	84,69		

éch	NK52	NK52	NK85	NK85	NK85	NK85	NK85	NK85	NK85	NK85	NK85	NK178	NK178	NK178	NK190
lave	tra. Na	tra. Na	tra. Na	tra. Na	tra. Na	tra. Na	tra. Na	tra. Na	tra. Na	tra. Na	tra. Na	tra. K	tra. K	tra. K	tra. K
type	μph	μph	ph	μph	μcx	μph	μph	μcx	ph	μph	μcx	ph c	ph b	μcx	
numéro #	52.85	52.93	85.181	85.186	85.192	85.197	85.201	85.211	85.224	85.227	178.47	178.51	178.52	190.51	
SiO2	51,54	51,47	51,46	50,83	51,13	50,58	49,60	50,74	50,52	51,27	51,77	49,59	47,63	50,88	
TiO2	0,84	0,52	0,73	0,59	0,46	0,94	0,55	0,80	0,71	0,71	0,85	0,92	1,27	0,54	
Al2O3	2,73	1,50	2,31	1,68	1,38	2,92	1,14	2,65	2,34	2,47	1,61	3,06	4,20	1,66	
Fe2O3	2,51	1,45	3,14	3,21	3,47	3,85	6,95	3,56	4,33	2,67	1,31	5,68	5,75	3,58	
FeO	8,45	11,49	6,29	9,12	8,77	5,43	11,19	5,16	6,96	6,60	9,22	6,11	6,06	7,63	
MnO	0,66	0,98	0,61	0,90	0,83	0,42	1,81	0,46	0,68	0,34	1,05	0,52	0,80	0,94	
MgO	11,91	10,28	13,12	10,66	11,41	13,12	6,93	13,57	12,09	13,31	11,41	11,18	10,16	11,58	
CaO	21,92	22,03	22,05	21,89	22,21	22,21	20,41	22,07	22,15	22,04	22,27	22,64	22,32	22,60	
Na2O	0,85	0,64	0,79	0,91	0,68	0,78	1,78	0,71	0,75	0,66	0,76	0,98	0,98	0,68	
Cr2O3	0,02	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	0,04	0,00	0,13	0,08	0,12	0,01	0,00	0,00	
Total	101,43	100,36	100,49	99,89	100,33	100,27	100,40	99,72	100,66	100,14	100,38	100,68	99,16	100,09	
<i>formule structurale : 4 cations pour 6 O</i>															
Si	1,91	1,95	1,91	1,93	1,93	1,88	1,92	1,90	1,89	1,91	1,95	1,86	1,82	1,92	
Ti	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,04	0,02	
Al	0,12	0,07	0,10	0,08	0,06	0,13	0,05	0,12	0,10	0,11	0,07	0,14	0,19	0,07	
Fe3+	0,07	0,04	0,09	0,09	0,10	0,11	0,20	0,10	0,12	0,07	0,04	0,16	0,17	0,10	
Fe2+	0,26	0,36	0,20	0,29	0,28	0,17	0,36	0,16	0,22	0,21	0,29	0,19	0,19	0,24	
Mn	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03	0,01	0,06	0,01	0,02	0,01	0,03	0,02	0,03	0,03	
Mg	0,66	0,58	0,73	0,60	0,64	0,73	0,40	0,76	0,67	0,74	0,64	0,63	0,58	0,65	
Ca	0,87	0,90	0,88	0,89	0,90	0,89	0,85	0,88	0,89	0,88	0,90	0,91	0,91	0,91	
Na	0,06	0,05	0,06	0,07	0,05	0,06	0,13	0,05	0,05	0,05	0,06	0,07	0,07	0,05	
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Total	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	
Si+Al	2,03	2,02	2,01	2,01	1,99	2,01	1,98	2,01	2,00	2,02	2,02	2,00	2,01	2,00	
AlIV	0,09	0,05	0,09	0,07	0,07	0,12	0,08	0,10	0,11	0,09	0,05	0,14	0,18	0,08	
AlVI	0,03	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	0,02	0,00	0,01	0,00	
Altotal	0,12	0,07	0,10	0,08	0,07	0,13	0,08	0,12	0,10	0,11	0,07	0,14	0,19	0,07	
FellIII	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
FellIVI	0,10	0,06	0,10	0,10	0,09	0,12	0,18	0,11	0,12	0,09	0,06	0,16	0,18	0,10	
Wo	46,27	46,79	46,03	46,77	46,25	46,52	45,27	46,13	46,17	46,07	47,30	47,80	48,68	47,16	
En	34,98	30,36	38,11	31,69	33,06	38,23	21,37	39,46	35,05	38,70	33,70	32,84	30,83	33,62	
Fs	18,75	22,85	15,86	21,54	20,69	15,25	33,36	14,41	18,78	15,23	19,00	19,36	20,49	19,22	

a m p h i b o l e

éch	NK58	NK58	NK58	NK58	NK58	NK58	NK58	NK58	NK58	NK12	NK12	NK12
lave	bas.	bas.	bas.	bas.	bas.	bas.	bas.	bas.	bas.	hw.	hw.	hw.
type	ph c	ph b	ph c	ph b	ph c	ph b	μph	ph	ph	μph	μph	ph
numéro #	58.64	58.65	58.75	58.76	58.80	58.81	58.87	58.88	58.91	12.101	12.102	12.103
SiO ₂	38,33	38,36	38,27	38,51	39,05	39,28	38,77	38,50	38,51	39,77	38,34	38,53
TiO ₂	6,69	6,70	6,72	6,72	6,35	6,68	6,46	6,83	6,80	5,84	6,43	6,84
Al ₂ O ₃	13,83	13,75	13,22	12,82	12,96	13,27	12,38	13,44	13,72	12,22	13,10	13,17
Cr ₂ O ₃	0,03	0,00	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,11
Fe ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,13	0,00	0,00
FeO	10,72	10,39	10,55	10,95	11,16	10,79	11,07	10,54	10,27	11,90	10,80	10,40
MnO	0,09	0,00	0,17	0,19	0,15	0,34	0,21	0,05	0,05	0,27	0,23	0,02
MgO	11,94	11,84	12,03	12,06	12,11	11,77	12,12	12,26	12,16	12,33	12,18	12,41
CaO	12,20	12,20	12,05	12,08	12,07	11,84	11,73	12,38	12,13	11,66	12,09	11,92
Na ₂ O	2,07	2,04	2,09	2,12	2,34	2,25	2,38	2,13	1,97	2,26	2,24	2,31
K ₂ O	1,70	1,56	1,54	1,64	1,58	1,50	1,65	1,77	1,86	1,57	1,45	1,41
H ₂ O*	2,01	2,00	1,99	2,00	2,01	2,02	1,99	2,02	2,01	2,01	1,99	2,01
Total	99,60	98,84	98,64	99,13	99,72	99,72	98,77	99,92	99,50	99,94	98,85	99,14

formule structurale : 22 cations pour 23 O

Si	5,72	5,75	5,76	5,78	5,82	5,84	5,84	5,73	5,74	5,93	5,77	5,76
Al iv	2,28	2,25	2,24	2,22	2,18	2,16	2,16	2,27	2,26	2,07	2,23	2,24
Al vi	0,15	0,18	0,10	0,05	0,10	0,16	0,04	0,08	0,15	0,07	0,09	0,08
Ti	0,75	0,75	0,76	0,76	0,71	0,75	0,73	0,76	0,76	0,65	0,73	0,77
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Fe ²⁺	1,34	1,30	1,33	1,38	1,39	1,34	1,40	1,31	1,28	1,48	1,36	1,30
Mn	0,01	0,00	0,02	0,02	0,02	0,04	0,03	0,01	0,01	0,03	0,03	0,00
Mg	2,65	2,65	2,70	2,70	2,69	2,61	2,72	2,72	2,70	2,74	2,73	2,77
Ca	1,95	1,96	1,94	1,94	1,93	1,89	1,90	1,97	1,94	1,86	1,95	1,91
Na	0,60	0,59	0,61	0,62	0,68	0,65	0,70	0,61	0,57	0,65	0,65	0,67
K	0,32	0,30	0,30	0,31	0,30	0,28	0,32	0,34	0,35	0,30	0,28	0,27
Total	21,54	21,46	21,43	21,43	21,48	21,38	21,42	21,47	21,44	21,46	21,49	21,40
(Ca+Na) (B)	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Na (B)	0,05	0,04	0,06	0,06	0,07	0,11	0,10	0,03	0,06	0,14	0,05	0,09
(Na+K) (A)	0,87	0,85	0,85	0,88	0,90	0,82	0,91	0,92	0,86	0,81	0,88	0,85
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0,67	0,67	0,67	0,66	0,66	0,66	0,66	0,67	0,68	0,65	0,67	0,68

éch	NK12	NK12	NK12	NK12	NK12	NK43	NK43	NK53	NK53	NK85	NK85
lave	hw.	hw.	hw.	hw.	hw.	hw.	hw.	hw.	hw.	tra. Na	tra. Na
type	ph	ph	μph	ph	ph	ph	ph	ph	ph	ph	ph
numéro #	12.105	12.106	12.110	12.117	12.122	43.15	43.40	53.339	53.344	85.194	85.209
SiO ₂	39,89	40,37	40,02	39,31	39,76	40,48	40,11	40,02	39,89	43,92	43,71
TiO ₂	6,76	5,49	6,21	6,55	6,23	5,99	6,38	6,31	6,25	2,31	2,52
Al ₂ O ₃	12,69	11,39	12,45	12,21	12,92	11,95	12,81	12,05	12,32	7,36	7,86
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,02	0,15	0,07	0,11	0,00	0,12
Fe ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,91	1,39
FeO	10,92	13,05	10,74	10,23	11,54	11,70	11,30	9,46	9,85	14,33	12,61
MnO	0,14	0,14	0,16	0,20	0,09	0,11	0,09	0,17	0,05	0,68	0,88
MgO	12,63	11,85	12,53	12,29	12,35	12,76	12,34	13,14	13,31	12,16	12,44
CaO	11,83	11,84	12,19	12,18	12,00	11,74	11,54	12,17	12,15	10,65	10,48
Na ₂ O	2,37	2,33	2,58	2,40	2,19	2,85	2,51	2,47	2,56	3,32	3,22
K ₂ O	1,51	1,50	1,45	1,30	1,47	1,17	1,30	1,18	1,13	1,50	1,39
H ₂ O*	2,04	2,00	2,03	2,00	2,03	2,04	2,04	2,02	2,03	1,98	1,98
Total	100,79	99,97	100,35	98,70	100,58	100,80	100,55	99,05	99,64	99,11	98,61

formule structurale : 22 cations pour 23 O

Si	5,87	6,04	5,91	5,90	5,87	5,96	5,91	5,95	5,90	6,66	6,62
Al iv	2,13	1,96	2,09	2,10	2,13	2,04	2,09	2,05	2,10	1,32	1,38
Al vi	0,07	0,05	0,08	0,05	0,12	0,04	0,13	0,06	0,05	0,00	0,02
Ti	0,75	0,62	0,69	0,74	0,69	0,66	0,71	0,71	0,70	0,26	0,29
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,16
Fe ²⁺	1,34	1,63	1,33	1,28	1,42	1,44	1,39	1,18	1,22	1,82	1,60
Mn	0,02	0,02	0,02	0,03	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,09	0,11
Mg	2,77	2,64	2,76	2,75	2,72	2,80	2,71	2,91	2,94	2,75	2,81
Ca	1,86	1,90	1,93	1,96	1,90	1,85	1,82	1,94	1,93	1,73	1,70
Na	0,67	0,68	0,74	0,70	0,63	0,81	0,72	0,71	0,74	0,98	0,95
K	0,28	0,29	0,27	0,25	0,28	0,22	0,24	0,22	0,21	0,29	0,27
Total	21,31	21,46	21,31	21,20	21,44	21,37	21,36	21,04	21,16	21,23	21,07
(Ca+Na) (B)	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Na (B)	0,14	0,10	0,07	0,04	0,10	0,15	0,18	0,06	0,07	0,27	0,30
(Na+K) (A)	0,82	0,86	0,94	0,90	0,80	0,89	0,78	0,87	0,87	1,00	0,91
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0,67	0,62	0,68	0,68	0,66	0,66	0,66	0,71	0,71	0,60	0,64

plagioclase

éch	NK19	NK19	NK19	NK19	NK19	NK19	NK19	NK146	NK146	NK146	NK51	NK51	NK51	NK51	NK51
lave	th. ext	th. ext	th. ext	th. ext	th. ext	th. ext	th. ext	th. ext	th. ext	th. ext	th. int	th. int	th. int	th. int	th. int
type	μcx	μcx	μph	μcx	μph	μcx	μcx	μcx	μph	μcx	ph	ph	ph	ph	ph
numéro #	19,373	19,380	19,385	19,397	19,402	19,403	19,404	146,38	146,40	146,45	51,345	51,348	51,353	51,357	51,360
SiO2	50,27	50,92	51,47	52,31	50,78	51,18	51,20	53,44	50,98	52,10	51,90	50,90	52,52	51,75	55,53
TiO2	0,19	0,08	0,11	0,10	0,11	0,17	0,23	0,06	0,09	0,11	0,10	0,07	0,04	0,07	0,15
Al2O3	29,77	29,13	29,62	28,56	29,34	28,83	28,73	27,54	29,41	28,64	29,10	29,69	28,86	29,41	27,15
Fe2O3	1,06	0,91	0,84	1,25	0,96	1,17	1,09	0,76	0,84	0,83	0,73	0,46	0,78	0,77	0,75
MnO	0,02	0,01	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,12	0,10	0,00	0,00	0,06	0,07	0,02
MgO	0,18	0,12	0,11	0,17	0,14	0,13	0,13	0,18	0,26	0,18	0,14	0,16	0,18	0,11	0,07
CaO	14,18	13,56	13,75	12,67	13,60	12,94	13,41	11,99	14,04	13,23	13,21	13,70	12,97	13,16	10,60
Na2O	3,83	3,69	3,48	4,04	3,68	3,72	3,87	4,74	3,61	4,11	3,96	3,90	4,19	3,99	5,27
K2O	0,36	0,34	0,29	0,40	0,39	0,41	0,39	0,23	0,23	0,24	0,35	0,32	0,39	0,31	0,61
Total	99,87	98,76	99,68	99,51	99,07	98,54	99,04	98,93	99,59	99,54	99,49	99,20	99,99	99,63	100,15
<i>formule structurale : 5 cations pour 8 O</i>															
Si	2,33	2,37	2,37	2,42	2,36	2,39	2,38	2,47	2,35	2,40	2,39	2,35	2,41	2,38	2,52
Ti	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	1,62	1,60	1,61	1,56	1,61	1,59	1,58	1,50	1,60	1,56	1,58	1,62	1,56	1,59	1,45
Fe3+	0,04	0,03	0,03	0,04	0,03	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
Ca	0,70	0,68	0,68	0,63	0,68	0,65	0,67	0,59	0,69	0,65	0,65	0,68	0,64	0,65	0,52
Na	0,34	0,33	0,31	0,36	0,33	0,34	0,35	0,42	0,32	0,37	0,35	0,35	0,37	0,36	0,46
K	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
Total	5,03	5,00	4,98	4,99	5,00	4,99	5,00	5,00	5,01	5,00	5,00	5,02	5,00	5,00	4,99
albite	32,51	32,69	31,14	36,16	32,52	33,81	33,89	41,40	31,56	35,73	34,83	33,67	36,47	35,13	46,53
anorthite	66,48	66,32	68,00	62,64	66,36	64,97	64,97	57,93	67,77	63,59	64,17	65,42	62,43	63,98	51,71
orthose	1,02	1,00	0,86	1,19	1,12	1,22	1,14	0,67	0,68	0,68	1,00	0,91	1,11	0,89	1,77
<hr/>															
éch	NK51	NK51	NK76	NK76	NK76	NK49	NK49	NK49	NK49	NK49	NK49	NK49	NK49	NK64	NK64
lave	th. int	th. int	th. int	th. int	th. int	B. alc	B. alc	B. alc	B. alc	B. alc	B. alc	B. alc	B. alc	B. alc	B. alc
type	μcx	μcx	ph c	ph b	ph c	μcx	μcx	ph c	ph b	ph c	ph b	ph c	ph c	ph c	ph b
numéro #	51,363	51,364	76,33	76,34	76,49	49,157	49,158	49,162	49,163	49,164	49,165	49,168	49,169	64,56	64,57
SiO2	57,13	52,46	49,15	52,52	48,29	47,93	52,06	55,26	49,35	55,98	56,52	51,48	55,57	53,52	51,95
TiO2	0,08	0,13	0,02	0,20	0,07	0,01	0,06	0,07	0,06	0,09	0,01	0,19	0,12	0,16	0,19
Al2O3	25,70	28,60	31,36	29,26	31,77	31,88	29,18	27,29	30,93	26,63	26,25	29,93	26,78	28,24	28,64
Fe2O3	0,56	0,98	0,62	0,84	0,64	0,67	0,54	0,57	0,63	0,28	0,51	0,54	0,50	0,82	1,00
MnO	0,00	0,06	0,00	0,02	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00	0,03	0,06	0,00
MgO	0,06	0,05	0,07	0,04	0,11	0,06	0,07	0,03	0,14	0,02	0,03	0,04	0,24	0,05	0,05
CaO	8,22	12,28	15,46	12,64	16,26	15,66	12,99	9,70	15,40	9,11	9,18	13,07	9,86	12,27	12,77
Na2O	6,01	4,42	2,78	4,24	2,26	2,60	4,31	5,60	2,69	6,03	5,95	4,00	5,95	4,66	4,08
K2O	0,80	0,29	0,23	0,28	0,20	0,22	0,53	0,74	0,35	0,81	0,78	0,41	0,43	0,30	0,26
Total	98,56	99,27	99,70	100,04	99,65	99,03	99,74	99,25	99,55	99,05	99,25	99,67	99,50	100,08	98,93
<i>formule structurale : 5 cations pour 8 O</i>															
Si	2,61	2,42	2,26	2,39	2,23	2,23	2,39	2,53	2,28	2,56	2,58	2,36	2,53	2,43	2,39
Ti	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01
Al	1,39	1,56	1,70	1,57	1,73	1,75	1,58	1,47	1,69	1,43	1,41	1,62	1,44	1,51	1,55
Fe3+	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00
Ca	0,40	0,61	0,76	0,62	0,80	0,78	0,64	0,48	0,76	0,45	0,45	0,64	0,48	0,60	0,63
Na	0,53	0,40	0,25	0,37	0,20	0,23	0,38	0,50	0,24	0,53	0,53	0,36	0,53	0,41	0,36
K	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
Total	4,97	5,00	5,01	5,00	5,00	5,01	5,02	5,00	5,00	5,00	4,99	5,00	5,01	5,00	4,99
albite	55,57	39,13	24,40	37,46	19,99	22,94	36,96	50,01	23,81	53,20	52,73	35,25	51,55	40,37	36,34
anorthite	42,01	60,04	74,93	61,73	79,44	76,42	61,55	47,81	75,18	44,45	44,99	63,58	47,22	58,76	62,89
orthose	2,42	0,84	0,67	0,81	0,57	0,64	1,49	2,18	1,01	2,36	2,29	1,18	1,23	0,87	0,76

éch	NK64	NK64	NK64	NK64	NK64	NK64	NK64	NK64	NK64	NK64	NK64	NK64	NK64	NK64	NK64
lave	B. alc	B. alc	B. alc	B. alc	B. alc	B. alc	B. alc	B. alc	B. alc	B. alc	B. alc	B. alc	B. alc	B. alc	B. alc
type	μph	ph c	ph b	μph	μph	μph	ph c	ph b	ph c	ph b	ph c	ph b	ph c	ph b	μph
numéro #	64,60	64,65	64,66	64,67	64,68	64,69	64,78	64,79	64,10	64,11	64,16	64,17	64,24	64,25	64,30
SiO2	52,77	48,08	50,29	51,46	49,66	51,26	47,80	52,33	50,83	54,40	51,32	48,42	50,56	50,03	48,67
TiO2	0,00	0,09	0,00	0,05	0,00	0,04	0,11	0,08	0,06	0,18	0,07	0,05	0,08	0,11	0,00
Al2O3	28,87	31,60	29,97	29,36	30,13	30,15	31,93	28,85	29,72	27,18	29,18	31,32	30,16	30,94	31,24
Fe2O3	0,62	0,85	0,72	0,64	0,72	0,49	0,76	0,72	0,65	0,88	0,69	0,87	0,74	0,74	0,94
MnO	0,00	0,07	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,13	0,00	0,00	0,01	0,03	0,04	0,02
MgO	0,01	0,04	0,04	0,08	0,14	0,13	0,02	0,07	0,01	0,04	0,10	0,05	0,09	0,05	0,09
CaO	12,78	16,12	14,78	13,82	15,21	14,43	16,91	13,43	14,12	10,97	13,60	15,78	14,47	14,88	15,83
Na2O	4,23	2,46	2,96	3,61	3,03	3,33	2,12	4,12	3,74	5,36	3,74	2,78	3,49	3,17	2,51
K2O	0,23	0,13	0,17	0,34	0,20	0,29	0,10	0,22	0,23	0,41	0,30	0,14	0,23	0,18	0,20
Total	99,52	99,44	99,01	99,36	99,08	100,13	99,74	99,83	99,49	99,43	98,99	99,43	99,85	100,14	99,50

formule structurale : 5 cations pour 8 O

Si	2,41	2,22	2,32	2,36	2,30	2,34	2,21	2,39	2,34	2,48	2,37	2,24	2,32	2,30	2,26
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	1,55	1,72	1,63	1,59	1,64	1,62	1,74	1,55	1,61	1,46	1,59	1,71	1,63	1,68	1,71
Fe3+	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01
Ca	0,63	0,80	0,73	0,68	0,75	0,71	0,84	0,66	0,70	0,54	0,67	0,78	0,71	0,73	0,79
Na	0,37	0,22	0,26	0,32	0,27	0,29	0,19	0,36	0,33	0,47	0,33	0,25	0,31	0,28	0,23
K	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01
Total	4,99	5,01	4,98	4,99	5,01	4,99	5,00	5,00	5,01	5,01	5,00	5,02	5,01	5,00	5,00
albite	37,20	21,55	26,46	31,76	26,33	29,23	18,43	35,48	32,18	46,38	32,91	24,10	30,21	27,70	22,16
anorthite	62,12	78,07	73,03	67,26	73,11	69,93	81,29	63,91	67,17	52,44	66,21	75,51	69,13	71,79	77,25
orthose	0,68	0,38	0,51	0,98	0,56	0,84	0,28	0,61	0,65	1,18	0,88	0,39	0,66	0,52	0,59

éch	NK58	NK58	NK58	NK58	NK58	NK58	NK58	NK58	NK58	NK58	NK58	NK67	NK67	NK67	NK79
lave	bas.	bas.	bas.	bas.	bas.	bas.	bas.	bas.	bas.	bas.	bas.	bas.	bas.	bas.	bas.
type	ph c	ph b	ph b	ph c	ph b	ph c	ph b	ph c	ph b	ph c	ph b	ph c	ph c	ph b	ph c
numéro #	58,67	58,70	58,71	58,78	58,79	58,83	58,84	58,85	58,86	58,94	58,95	67,289	67,290	67,291	79,78
SiO2	49,63	52,92	50,79	55,65	53,91	48,56	54,52	55,27	52,68	55,33	55,81	49,55	53,63	50,60	52,02
TiO2	0,08	0,00	0,17	0,00	0,07	0,06	0,08	0,04	0,15	0,01	0,01	0,00	0,07	0,04	0,11
Al2O3	31,90	28,41	29,71	27,61	28,22	32,26	28,09	27,59	29,09	28,02	27,85	31,20	28,58	29,96	29,46
Fe2O3	0,44	0,47	0,56	0,46	0,50	0,51	0,60	0,41	0,61	0,46	0,41	0,48	0,55	0,55	0,43
MnO	0,00	0,00	0,03	0,08	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,08	0,06	0,01	0,00	0,00	0,00
MgO	0,09	0,05	0,10	0,05	0,07	0,05	0,06	0,04	0,05	0,07	0,04	0,01	0,04	0,10	0,08
CaO	15,98	12,17	13,78	10,15	11,22	16,01	10,94	10,36	12,40	10,71	10,61	14,91	11,45	14,02	12,61
Na2O	2,56	4,32	3,66	5,37	4,86	2,43	5,13	5,19	4,30	5,10	5,14	3,10	4,63	3,49	4,13
K2O	0,28	0,53	0,52	0,79	0,69	0,21	0,49	0,73	0,46	0,78	0,74	0,19	0,61	0,46	0,33
Total	100,97	98,87	99,31	100,17	99,53	100,08	99,91	99,66	99,74	100,57	100,66	99,45	99,56	99,21	99,17

formule structurale : 5 cations pour 8 O

Si	2,26	2,44	2,35	2,52	2,47	2,23	2,48	2,51	2,41	2,50	2,51	2,29	2,45	2,34	2,38
Ti	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	1,71	1,54	1,62	1,47	1,52	1,75	1,51	1,48	1,57	1,49	1,48	1,70	1,54	1,63	1,59
Fe3+	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
Ca	0,78	0,60	0,68	0,49	0,55	0,79	0,53	0,51	0,61	0,52	0,51	0,74	0,56	0,70	0,62
Na	0,23	0,39	0,33	0,47	0,43	0,22	0,45	0,46	0,38	0,45	0,45	0,28	0,41	0,31	0,37
K	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01
Total	5,00	4,99	5,01	4,99	5,00	5,00	5,00	4,98	4,99	4,99	4,98	5,01	4,99	5,00	5,00
albite	22,27	38,48	31,99	47,77	43,04	21,39	45,24	46,52	38,03	45,22	45,70	27,18	41,52	30,64	36,84
anorthite	76,92	59,96	66,51	49,91	54,96	78,00	53,33	51,33	60,64	52,50	52,14	72,27	56,69	68,04	62,19
orthose	0,81	1,57	1,50	2,32	2,00	0,61	1,43	2,15	1,33	2,29	2,16	0,55	1,79	1,32	0,97

éch	NK79	NK79	NK79	NK79	NK79	NK79	NK79	NK79	NK79	NK79	NK79	NK79	NK79	NK79	NK79
lave	bas.	bas.	bas.	bas.	bas.	bas.	bas.	bas.	bas.	bas.	bas.	bas.	bas.	bas.	bas.
type	ph b	µph	ph c	ph b	ph c	ph b	ph b	ph c	ph b	µph	ph c	ph b	ph c	ph b	ph c
numéro #	79,79	79,81	79,83	79,84	79,86	79,87	79,93	79,94	79,95	79,97	79,98	79,101	79,103	79,104	79,108
SiO2	51,14	62,63	51,23	53,29	57,84	61,16	51,31	54,70	51,30	52,03	55,31	51,96	54,24	55,48	52,78
TiO2	0,18	0,21	0,11	0,17	0,07	0,11	0,07	0,09	0,10	0,15	0,09	0,12	0,05	0,01	0,03
Al2O3	29,68	21,59	29,08	28,24	25,56	23,58	29,75	27,51	29,51	29,49	27,01	28,88	27,82	26,87	29,09
Fe2O3	0,76	0,21	0,60	0,83	0,42	0,59	0,66	0,45	0,86	0,59	0,43	0,71	0,40	0,50	0,35
MnO	0,04	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,14	0,00	0,00	0,09	0,04	0,00	0,00	0,01
MgO	0,06	0,02	0,09	0,07	0,00	0,02	0,11	0,21	0,06	0,07	0,06	0,06	0,00	0,04	0,04
CaO	13,48	3,30	13,25	11,68	7,81	5,36	13,36	10,77	13,07	13,27	9,88	12,55	10,48	9,87	11,88
Na2O	3,78	6,60	4,00	4,77	6,53	7,13	3,89	5,06	3,76	3,87	5,52	4,20	5,41	5,53	4,66
K2O	0,29	5,10	0,40	0,53	0,84	2,40	0,43	0,54	0,42	0,34	0,63	0,45	0,55	0,84	0,47
Total	99,40	99,68	98,74	99,58	99,06	100,34	99,58	99,47	99,10	99,82	99,01	98,96	98,95	99,13	99,32

formule structurale : 5 cations pour 8 O

Si	2,35	2,85	2,37	2,43	2,62	2,74	2,35	2,49	2,37	2,38	2,53	2,40	2,49	2,54	2,42
Ti	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	1,61	1,16	1,58	1,52	1,37	1,25	1,61	1,48	1,61	1,59	1,46	1,57	1,50	1,45	1,57
Fe3+	0,03	0,01	0,02	0,03	0,01	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,66	0,16	0,66	0,57	0,38	0,26	0,66	0,53	0,65	0,65	0,48	0,62	0,52	0,48	0,58
Na	0,34	0,58	0,36	0,42	0,57	0,62	0,35	0,45	0,34	0,34	0,49	0,38	0,48	0,49	0,41
K	0,01	0,15	0,01	0,02	0,02	0,07	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01
Total	5,00	4,92	5,01	5,00	4,98	4,96	5,01	4,99	4,99	4,99	4,99	5,00	5,01	4,99	5,01
albite	33,41	65,36	34,90	41,83	58,71	65,54	34,07	45,25	33,82	34,22	49,33	37,25	47,51	49,11	40,96
anorthite	65,74	18,03	63,96	56,62	38,81	27,22	64,68	53,18	64,93	64,79	48,81	61,45	50,90	48,43	57,67
orthose	0,85	16,61	1,14	1,54	2,48	7,24	1,25	1,58	1,25	0,99	1,86	1,30	1,59	2,45	1,37

éch	NK79	NK12	NK12	NK12	NK12	NK12	NK43	NK43	NK43	NK43	NK43	NK43	NK43	NK43	NK43
lave	bas.	hw.	hw.	hw.	hw.	hw.	hw.	hw.	hw.	hw.	hw.	hw.	hw.	hw.	hw.
type	ph b	ph	µcx	µcx	ph c	ph b	µcx	µph	µph	ph c	ph b	µph	ph c	ph b	ph c
numéro #	79,109	12,100	12,104	12,107	12,108	12,109	43,6	43,9	43,16	43,22	43,23	43,30	43,32	43,33	43,37
SiO2	50,54	54,89	48,67	48,88	55,49	56,24	52,53	53,50	51,23	56,43	56,03	56,20	54,90	52,10	56,22
TiO2	0,02	0,06	0,07	0,01	0,07	0,05	0,16	0,00	0,15	0,02	0,09	0,09	0,09	0,08	0,10
Al2O3	29,79	27,23	32,01	31,29	28,18	26,66	28,84	29,12	28,82	26,85	26,78	26,31	27,07	29,74	27,22
Fe2O3	0,56	0,52	0,63	0,62	0,46	0,39	0,77	0,39	0,78	0,57	0,40	0,37	0,50	0,70	0,52
MnO	0,00	0,07	0,01	0,01	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,06	0,00	0,13	0,00	0,01
MgO	0,08	0,05	0,03	0,05	0,05	0,01	0,12	0,03	0,07	0,03	0,05	0,02	0,00	0,09	0,03
CaO	13,60	10,76	16,24	15,67	10,64	9,77	12,51	12,51	13,23	9,45	9,68	9,44	9,95	13,29	9,24
Na2O	3,78	5,20	2,34	2,69	5,33	5,43	4,19	4,58	4,24	5,69	5,45	5,58	5,41	3,92	5,68
K2O	0,36	0,69	0,19	0,24	0,60	0,69	0,23	0,35	0,23	0,82	0,68	0,87	0,75	0,23	0,79
Total	98,74	99,47	100,20	99,47	100,95	99,23	99,36	100,47	98,73	99,93	99,23	98,89	98,81	100,15	99,80

formule structurale : 5 cations pour 8 O

Si	2,35	2,51	2,24	2,27	2,50	2,56	2,41	2,43	2,38	2,56	2,55	2,57	2,52	2,38	2,55
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	1,63	1,47	1,74	1,71	1,49	1,43	1,56	1,56	1,58	1,44	1,44	1,42	1,47	1,60	1,45
Fe3+	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,03	0,01	0,03	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Mg	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Ca	0,68	0,53	0,80	0,78	0,51	0,48	0,62	0,61	0,66	0,46	0,47	0,46	0,49	0,65	0,45
Na	0,34	0,46	0,21	0,24	0,47	0,48	0,37	0,40	0,38	0,50	0,48	0,50	0,48	0,35	0,50
K	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,03	0,02	0,01	0,02
Total	5,01	4,99	5,00	5,00	5,00	4,97	4,99	5,00	5,02	4,98	4,98	4,98	4,99	4,99	4,98
albite	33,10	45,71	20,60	23,57	46,74	49,11	37,50	39,43	36,45	50,87	49,45	50,37	48,50	34,59	51,44
anorthite	65,87	52,30	78,84	75,73	51,53	48,84	61,81	59,58	62,90	46,70	48,51	47,04	49,29	64,75	46,22
orthose	1,03	1,98	0,56	0,69	1,73	2,05	0,69	0,98	0,65	2,42	2,04	2,59	2,21	0,67	2,34

éch	NK43	NK44	NK44	NK44	NK44	NK44	NK44	NK44	NK44	NK44	NK44	NK53	NK53	NK53	NK53	NK53
lave	hw.	hw.	hw.	hw.	hw.	hw.	hw.	hw.	hw.	hw.	hw.	hw.	hw.	hw.	hw.	hw.
type	ph b	µcx	µcx	ph c	ph b	ph c	ph b	µcx	ph c	ph b	ph c	ph b	ph c	ph b	ph c	ph b
numéro #	43,38	44,124	44,125	44,127	44,128	44,131	44,132	44,137	44,139	44,140	53,298	53,299	53,302	53,303	53,322	
SiO2	55,29	53,82	50,84	52,07	51,56	53,96	50,65	52,66	54,76	51,43	47,17	51,32	50,64	53,10	52,68	
TiO2	0,02	0,21	0,04	0,01	0,14	0,12	0,20	0,17	0,04	0,13	0,07	0,08	0,00	0,15	0,06	
Al2O3	27,02	28,41	29,99	29,11	29,90	28,29	30,06	28,96	27,73	29,98	32,55	29,19	29,69	28,02	28,89	
Fe2O3	0,58	0,81	1,04	0,28	0,57	0,55	0,62	0,65	0,40	0,60	0,48	0,73	0,49	0,58	0,71	
MnO	0,00	0,07	0,06	0,02	0,01	0,00	0,08	0,00	0,08	0,11	0,02	0,02	0,07	0,04	0,02	
MgO	0,07	0,03	0,03	0,05	0,10	0,04	0,09	0,08	0,02	0,06	0,07	0,08	0,03	0,03	0,07	
CaO	9,88	11,60	13,54	12,61	13,52	11,25	14,18	12,92	10,88	13,70	16,65	12,90	13,60	11,51	12,38	
Na2O	5,45	4,88	3,95	4,24	3,77	5,19	3,80	4,43	5,16	3,84	2,12	4,11	3,71	4,90	4,60	
K2O	0,75	0,23	0,16	0,44	0,32	0,42	0,12	0,28	0,59	0,17	0,11	0,32	0,29	0,44	0,37	
Total	99,05	100,06	99,64	98,84	99,90	99,82	99,81	100,14	99,66	100,02	99,24	98,75	98,52	98,76	99,77	

formule structurale : 5 cations pour 8 O

Si	2,53	2,45	2,35	2,40	2,36	2,46	2,33	2,41	2,50	2,36	2,19	2,38	2,35	2,45	2,42
Ti	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Al	1,46	1,53	1,63	1,58	1,61	1,52	1,63	1,56	1,49	1,62	1,78	1,60	1,63	1,52	1,56
Fe3+	0,00	0,03	0,04	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Ca	0,48	0,57	0,67	0,62	0,66	0,55	0,70	0,63	0,53	0,67	0,83	0,64	0,68	0,57	0,61
Na	0,48	0,43	0,35	0,38	0,34	0,46	0,34	0,39	0,46	0,34	0,19	0,37	0,33	0,44	0,41
K	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
Total	4,99	5,00	5,01	5,00	5,00	5,01	5,02	5,01	5,00	5,00	5,01	5,01	5,01	5,01	5,01
albite	48,84	42,94	34,39	37,33	33,23	44,95	32,55	37,96	45,40	33,51	18,67	36,24	32,79	42,95	39,81
anorthite	48,95	56,41	65,16	61,39	65,84	53,87	67,11	61,24	52,90	66,00	81,00	62,84	66,37	55,76	59,13
orthose	2,20	0,66	0,45	1,28	0,93	1,19	0,35	0,80	1,70	0,48	0,33	0,92	0,84	1,28	1,06

éch	NK53	NK53	NK53	NK53	NK53	NK53	NK53	NK53	NK53	NK53	NK53	NK93	NK93	NK93	NK11	NK11
lave	hw.	hw.	hw.	hw.	hw.	hw.	hw.	hw.	hw.	hw.	hw.	hw.	hw.	hw.	mug.	mug.
type	ph c	ph b	µph	ph c	ph b	ph c	ph b	ph c	ph b	ph c	ph b	ph c	ph b	µcx	µcx	µph
numéro #	53,323	53,324	53,327	53,329	53,330	53,332	53,333	53,337	53,338	53,340	53,340	93,58	93,59	93,75	11,4	11,10
SiO2	47,12	53,89	52,42	52,21	60,58	48,64	52,93	51,48	52,25	47,05	54,79	52,91	52,47	54,38	53,56	
TiO2	0,10	0,08	0,11	0,12	0,19	0,05	0,15	0,11	0,05	0,07	0,01	0,08	0,19	0,09	0,00	
Al2O3	32,47	27,59	28,64	29,53	22,79	31,87	28,40	30,53	29,47	32,28	28,32	29,03	29,24	28,66	28,42	
Fe2O3	0,46	0,69	0,72	0,60	0,44	0,70	0,51	0,33	0,73	0,36	0,50	0,35	0,61	0,80	0,76	
MnO	0,00	0,00	0,04	0,00	0,04	0,00	0,07	0,01	0,06	0,09	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	
MgO	0,07	0,12	0,09	0,06	0,03	0,07	0,07	0,06	0,10	0,06	0,03	0,10	0,08	0,07	0,08	
CaO	16,67	10,68	11,88	13,05	5,61	15,13	11,61	14,09	12,97	17,02	11,36	12,72	12,83	11,92	11,93	
Na2O	2,10	5,17	4,56	4,12	6,35	3,03	4,94	3,59	4,04	2,31	4,72	3,99	4,28	4,77	4,26	
K2O	0,12	0,47	0,46	0,35	3,55	0,18	0,42	0,25	0,40	0,15	0,55	0,40	0,38	0,36	0,27	
Total	99,11	98,69	98,92	100,03	99,57	99,67	99,10	100,44	100,07	99,39	100,30	99,59	100,09	101,08	99,28	

formule structurale : 5 cations pour 8 O

Si	2,19	2,49	2,42	2,39	2,77	2,25	2,44	2,34	2,39	2,19	2,48	2,42	2,40	2,46	2,46
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Al	1,78	1,50	1,56	1,59	1,23	1,74	1,54	1,64	1,59	1,77	1,51	1,56	1,57	1,53	1,54
Fe3+	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,03	0,01	0,02	0,01	0,02	0,03	0,03
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01
Ca	0,83	0,53	0,59	0,64	0,27	0,75	0,57	0,69	0,64	0,85	0,55	0,62	0,63	0,58	0,59
Na	0,19	0,46	0,41	0,36	0,56	0,27	0,44	0,32	0,36	0,21	0,41	0,35	0,38	0,42	0,38
K	0,00	0,01	0,01	0,01	0,10	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
Total	5,01	5,00	5,01	5,00	4,95	5,02	5,02	5,00	5,00	5,03	4,98	4,98	5,00	4,99	4,97
albite	18,50	46,06	40,45	35,97	59,80	26,46	43,00	31,35	35,61	19,60	42,23	35,80	37,24	41,58	38,96
anorthite	81,17	52,57	58,20	63,02	29,20	73,02	55,79	67,95	63,22	79,99	56,15	63,02	61,66	57,37	60,22
orthose	0,34	1,38	1,35	1,02	11,00	0,52	1,21	0,71	1,17	0,41	1,62	1,18	1,10	1,04	0,82

éch	NK11	NK11	NK11	NK11	NK11	NK46	NK46	NK46	NK46	NK46	NK46	NK46	NK46	NK46	NK46
lave	mug.	mug.	mug.	mug.	mug.	mug.	mug.	mug.	mug.	mug.	mug.	mug.	mug.	mug.	mug.
type	μph	ph c	ph b	μph	ph	μph	μph	ph c	ph b	μcx	ph c	ph b	ph c	ph b	ph
numéro #	11,12	11,13	11,14	11,17	11,18	46,229	46,230	46,231	46,232	46,241	46,245	46,246	46,250	46,251	46,264
SiO2	52,75	53,18	53,08	52,83	52,53	53,14	53,57	54,08	53,10	54,66	55,33	52,44	51,90	55,69	51,99
TiO2	0,07	0,03	0,00	0,09	0,05	0,19	0,12	0,07	0,07	0,03	0,18	0,10	0,10	0,11	0,20
Al2O3	28,75	28,84	28,72	28,86	29,47	28,06	28,28	28,51	28,62	26,95	26,91	28,92	29,53	27,23	29,04
Fe2O3	0,63	0,68	0,76	0,56	0,47	0,47	0,59	0,50	0,84	0,54	0,54	0,73	0,60	0,56	0,41
MnO	0,04	0,00	0,06	0,15	0,10	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,09
MgO	0,03	0,08	0,06	0,07	0,08	0,09	0,06	0,08	0,07	0,07	0,04	0,08	0,06	0,03	0,07
CaO	12,45	12,17	11,97	12,60	12,71	11,24	10,93	11,37	12,79	10,15	10,33	12,34	12,52	10,20	12,57
Na2O	4,66	4,53	4,57	4,37	4,06	5,01	5,21	5,13	4,41	5,62	5,83	4,71	4,39	5,81	4,48
K2O	0,32	0,39	0,35	0,35	0,31	0,39	0,25	0,31	0,27	0,36	0,29	0,26	0,24	0,34	0,28
Total	99,70	99,90	99,58	99,88	99,77	98,64	99,01	100,07	100,17	98,39	99,45	99,59	99,35	100,03	99,14
<i>formule structurale : 5 cations pour 8 O</i>															
Si	2,42	2,43	2,43	2,42	2,40	2,45	2,46	2,46	2,43	2,52	2,52	2,41	2,39	2,52	2,39
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
Al	1,55	1,55	1,55	1,56	1,59	1,53	1,53	1,53	1,54	1,46	1,45	1,57	1,60	1,46	1,58
Fe3+	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,01
Mn	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Ca	0,61	0,60	0,59	0,62	0,62	0,56	0,54	0,55	0,63	0,50	0,50	0,61	0,62	0,50	0,62
Na	0,41	0,40	0,41	0,39	0,36	0,45	0,46	0,45	0,39	0,50	0,52	0,42	0,39	0,51	0,40
K	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Total	5,01	5,00	5,00	5,00	4,99	5,01	5,01	5,01	5,00	5,00	5,01	5,02	5,01	5,00	5,01
albite	40,02	39,78	40,45	38,16	36,28	44,13	45,96	44,57	38,12	49,53	50,10	40,53	38,54	50,25	38,87
anorthite	59,08	59,09	58,53	60,83	62,80	54,75	53,32	54,54	61,11	49,42	49,08	58,74	60,76	48,77	60,33
orthose	0,89	1,13	1,02	1,01	0,92	1,12	0,72	0,89	0,77	1,05	0,82	0,73	0,70	0,98	0,80
éch	NK46	NK46	NK46	NK46	NK46	NK48	NK48	NK96	NK96	NK96	NK96	NK96	NK52	NK52	NK52
lave	mug.	mug.	mug.	mug.	mug.	ben.	ben.	ben.	ben.	ben.	ben.	ben.	tra. Na	tra. Na	tra. Na
type	ph c	ph b	μcx	ph c	ph b	ph	μph	ph	μph	ph c	ph b	ph	ph c	ph c	ph c
numéro #	46,265	46,266	46,272	46,275	46,276	48,415	48,419	96,54	96,67	96,68	96,69	96,75	52,77	52,86	52,90
SiO2	54,26	52,77	52,48	52,25	51,53	57,34	59,04	58,86	58,66	52,16	53,13	59,99	61,20	60,39	60,20
TiO2	0,10	0,06	0,15	0,13	0,06	0,05	0,05	0,06	0,05	0,06	0,06	0,02	0,07	0,08	0,00
Al2O3	27,74	28,87	28,45	29,19	29,46	25,99	24,47	24,87	25,44	29,19	28,49	23,92	23,62	23,78	23,17
Fe2O3	0,51	1,04	0,69	0,44	0,53	0,21	0,34	0,34	0,33	0,59	0,54	0,31	0,21	0,36	0,19
MnO	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,06	0,09	0,01	0,11	0,00	0,04	0,03	0,06	0,11
MgO	0,04	0,18	0,06	0,03	0,08	0,03	0,01	0,05	0,06	0,04	0,01	0,02	0,02	0,01	0,00
CaO	10,89	12,59	11,88	11,72	12,50	8,70	6,71	7,64	7,69	12,69	11,44	6,09	5,82	6,49	6,00
Na2O	5,15	4,08	4,81	4,47	4,22	5,92	7,35	6,81	6,89	4,14	4,79	7,72	7,43	7,35	7,57
K2O	0,66	0,27	0,36	0,52	0,38	0,89	1,17	0,98	0,90	0,43	0,34	1,23	1,73	1,38	1,68
Total	99,36	99,85	98,91	98,75	98,77	99,14	99,20	99,70	100,03	99,42	98,81	99,35	100,14	99,91	98,92
<i>formule structurale : 5 cations pour 8 O</i>															
Si	2,49	2,42	2,43	2,41	2,38	2,60	2,68	2,65	2,64	2,39	2,44	2,71	2,75	2,72	2,74
Ti	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	1,50	1,56	1,55	1,59	1,61	1,39	1,31	1,32	1,35	1,58	1,54	1,27	1,25	1,26	1,24
Fe3+	0,02	0,04	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,53	0,62	0,59	0,58	0,62	0,42	0,33	0,37	0,37	0,62	0,56	0,29	0,28	0,31	0,29
Na	0,46	0,36	0,43	0,40	0,38	0,52	0,65	0,60	0,60	0,37	0,43	0,68	0,65	0,64	0,67
K	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,03	0,03	0,03	0,03	0,01	0,01	0,04	0,05	0,04	0,05
Total	5,00	4,98	5,02	5,00	5,01	4,97	5,00	4,99	5,00	5,00	5,00	5,00	4,98	4,99	5,00
albite	45,22	36,67	41,83	40,19	37,51	53,73	64,21	59,97	60,28	36,68	42,70	67,18	66,25	64,51	66,17
anorthite	52,87	62,54	57,14	58,28	61,38	43,63	32,42	37,18	37,13	62,09	56,31	29,29	28,69	31,50	29,00
orthose	1,91	0,79	1,03	1,53	1,11	2,64	3,37	2,85	2,58	1,24	0,99	3,53	5,06	4,00	4,83

éch	NK52	NK52	NK52	NK52	NK52	NK52	NK85	NK85	NK178	NK178	NK178	NK178	NK178	NK178	NK178	
lave	tra. Na	tra. Na	tra. Na	tra. Na	tra. Na	tra. Na	tra. Na	tra. Na	tra. K	tra. K	tra. K	tra. K	tra. K	tra. K	tra. K	
type	ph b	ph	ph c	ph b	ph	µph	ph c	ph b	ph c	ph b	ph c	ph b	ph b	ph c	ph b	
numéro #	52,92	52,17	52,18	52,19	52,20	52,29	85,184	85,185	178,34	178,35	178,39	178,40	178,41	178,42	178,43	
SiO2	60,80	59,82	58,82	61,36	59,97	64,12	58,71	60,51	60,42	56,89	57,90	57,72	59,31	57,26	60,02	
TiO2	0,00	0,05	0,11	0,07	0,01	0,12	0,05	0,07	0,01	0,04	0,01	0,00	0,10	0,06	0,06	
Al2O3	22,85	23,70	24,86	22,71	23,70	21,45	25,02	23,84	24,82	26,51	25,73	25,31	24,89	25,99	23,72	
Fe2O3	0,45	0,33	0,29	0,39	0,44	0,43	0,26	0,33	0,37	0,44	0,18	0,35	0,38	0,41	0,51	
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,12	0,03	0,00	0,01	0,12	0,00	0,01	0,00	0,00	
MgO	0,01	0,03	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,03	0,04	0,03	0,04	0,00	0,03	0,00	
CaO	5,47	6,05	7,09	4,79	5,64	3,18	7,44	5,83	7,20	9,17	8,58	8,28	7,10	9,29	6,51	
Na2O	7,56	7,13	6,89	7,97	7,12	8,87	7,30	7,85	7,01	6,25	6,46	6,38	7,03	6,15	7,52	
K2O	1,55	1,60	0,98	1,68	1,69	1,77	0,52	0,68	1,01	0,39	0,70	0,68	0,87	0,61	1,07	
Total	98,69	98,72	99,05	98,97	98,59	100,02	99,42	99,14	100,88	99,74	99,70	98,77	99,69	99,81	99,42	
<i>formule structurale : 5 cations pour 8 O</i>																
Si	2,77	2,72	2,66	2,78	2,73	2,86	2,65	2,73	2,69	2,57	2,62	2,63	2,67	2,59	2,72	
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Al	1,23	1,27	1,33	1,21	1,27	1,13	1,33	1,27	1,30	1,41	1,37	1,36	1,32	1,39	1,27	
Fe3+	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Ca	0,27	0,29	0,34	0,23	0,27	0,15	0,36	0,28	0,34	0,44	0,42	0,40	0,34	0,45	0,32	
Na	0,67	0,63	0,60	0,70	0,63	0,77	0,64	0,69	0,61	0,55	0,57	0,56	0,61	0,54	0,66	
K	0,05	0,05	0,03	0,05	0,05	0,05	0,01	0,02	0,03	0,01	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	
Total	4,97	4,98	4,98	4,98	4,97	4,98	5,01	4,99	4,97	5,00	4,99	4,98	4,98	4,99	4,99	
albite	68,15	64,82	61,89	71,38	65,98	79,14	63,02	69,52	61,93	54,58	56,50	57,05	62,53	53,54	65,58	
anorthite	27,24	30,41	35,22	23,67	28,88	15,68	35,51	28,51	35,13	44,30	41,47	40,94	34,92	44,70	31,36	
orthose	4,61	4,77	2,89	4,95	5,14	5,18	1,48	1,97	2,94	1,13	2,03	2,01	2,55	1,76	3,06	

éch	NK178	NK178	NK178	NK178	NK190	NK190	NK190
lave	tra. K	tra. K	tra. K	tra. K	tra. K	tra. K	tra. K
type	ph c	ph b	µph	µph	ph c	ph c	ph c
numéro #	178,45	178,46	178,32	178,33	190,38	190,44	190,48
SiO2	60,49	61,91	47,89	47,45	62,24	61,56	60,88
TiO2	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al2O3	24,37	23,37	30,89	30,60	22,70	23,69	23,53
Fe2O3	0,31	0,27	0,79	0,65	0,31	0,40	0,21
MnO	0,01	0,00	0,04	0,00	0,04	0,03	0,00
MgO	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01
CaO	6,32	5,50	0,53	0,44	4,49	5,59	5,26
Na2O	7,42	7,92	16,43	16,82	8,15	8,09	7,82
K2O	0,95	1,66	2,99	2,91	1,97	0,79	1,79
Total	99,92	100,63	99,57	98,90	99,89	100,16	99,50
<i>formule structurale : 5 cations pour 8 O</i>							
Si	2,71	2,76	2,27	2,27	2,79	2,74	2,75
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	1,29	1,23	1,73	1,72	1,20	1,24	1,25
Fe3+	0,01	0,01	0,03	0,02	0,01	0,01	0,01
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,30	0,26	0,03	0,02	0,22	0,27	0,25
Na	0,65	0,69	1,51	1,56	0,71	0,70	0,68
K	0,03	0,05	0,09	0,09	0,06	0,02	0,05
Total	4,98	4,99	5,65	5,68	4,99	4,99	4,99
albite	66,11	68,82	92,80	93,33	72,25	70,75	69,11
anorthite	31,11	26,44	1,64	1,36	22,00	26,99	25,68
orthose	2,78	4,74	5,56	5,31	5,75	2,26	5,21

a p a t i t e

éch	NK12	NK12	NK12
lave	hw.	hw.	hw.
type	μph	μph	μph
numéro #	12,118	12,120	12,123
SiO2	0,37	0,26	0,25
TiO2	0,00	0,03	0,00
Al2O3	0,00	0,00	0,01
FeO	0,27	0,58	0,45
MnO	0,07	0,11	0,26
MgO	0,37	0,36	0,37
CaO	55,40	55,58	55,05
Na2O	0,13	0,05	0,13
K2O	0,00	0,00	0,00
P2O5	41,56	42,36	43,71
Cr2O3	0,00	0,00	0,00
Total	98,17	99,34	100,23

z i r c o n

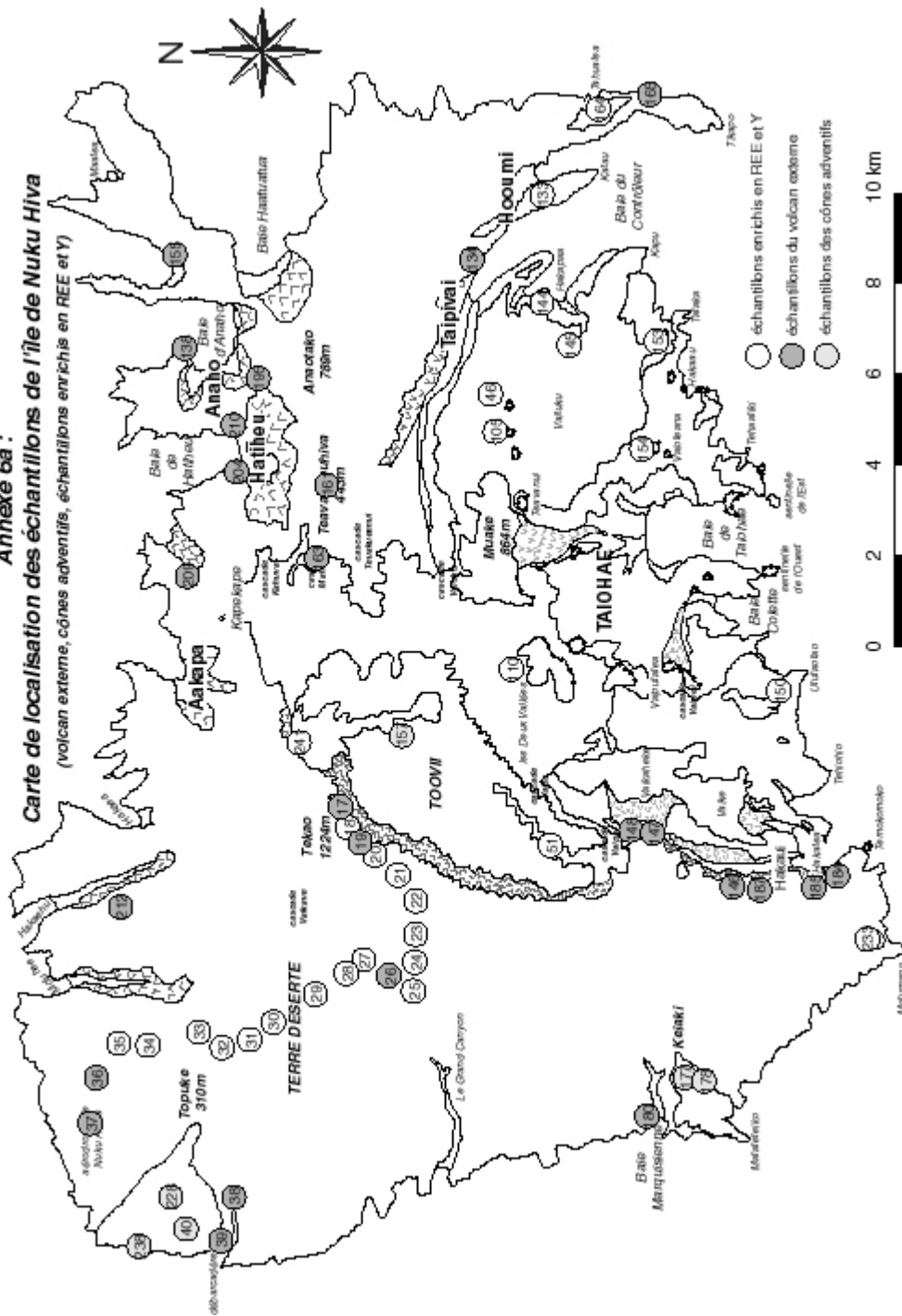
éch	NK85	NK85	NK85	NK190
lave	tra. Na	tra. Na	tra. Na	tra. K
type	μ	μ	μ	μ
numéro #	85188	85,300	85,301	190,36
SiO2	36,11	31,37	31,38	36,99
TiO2	0,03	0,00	0,00	0,00
Al2O3	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	0,03	0,00	0,00	0,18
MnO	0,00	0,05	0,02	0,00
MgO	0,00	0,01	0,03	0,03
CaO	0,00	0,01	0,00	0,00
Na2O	0,00	0,00	0,00	0,00
K2O	0,00	0,00	0,00	0,00
P2O5	0,00	0,03	0,00	0,00
Cr2O3	0,00	0,00	0,15	0,00
ZrO2	n.d.	68,31	68,23	n.d.
Total	36,17	100,10	100,00	37,20

m i c a

éch	NK48	NK85	NK85
lave	ben.	tra. Na	tra. Na
type	ph	ph	ph
numéro #	48,418	85,174	85,2
SiO2	38,16	37,38	37,58
Al2O3	12,28	10,94	11,42
TiO2	6,51	3,48	4,46
FeO	9,72	18,40	15,88
MnO	0,30	0,82	0,76
MgO	17,62	12,41	14,48
CaO	0,00	0,08	0,00
Cr2O3	0,00	0,00	0,01
Na2O	0,76	0,82	0,83
K2O	9,67	9,00	9,15
total	95,01	93,34	94,58
<i>formule structurale pour 22 O</i>			
Si	5,62	5,85	5,73
Al	2,13	2,02	2,05
ALIV	2,13	2,02	2,05
ALVI	0,00	0,00	0,00
Ti	0,72	0,41	0,51
Fe2+	1,20	2,41	2,03
Fe3+	1,19	2,38	2,00
Mn	0,04	0,11	0,10
Mg	3,87	2,90	3,29
Ca	0,00	0,01	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00
Na	0,22	0,25	0,25
K	1,82	1,80	1,78
Total	16,79	18,14	17,75

éch lave type numéro #	NK52 tra. Na μph 52,82	NK52 tra. Na μph 52,94	NK52 tra. Na ph 52,10	NK52 tra. Na ph 52,11	NK52 tra. Na μcx 52,15	NK52 tra. Na μcx 52,16	NK52 tra. Na ph 52,30	NK85 tra. Na ph 85,173	NK85 tra. Na includ 85,175	NK85 tra. Na ph 85,182	NK85 tra. Na μph 85,187	NK85 tra. Na ph 85,190	NK85 tra. Na ph 85,196	NK85 tra. Na ph 85,205	NK85 tra. Na ph 85,206	NK85 tra. Na ph 85,225	NK85 tra. Na ph 85,226	NK178 tra. K μcx 178,36	NK178 tra. K μcx 178,56	NK190 tra. K ph 190,43	NK190 tra. K μcx 190,47
SiO2	0,00	0,06	0,01	0,07	0,11	0,08	0,10	0,08	0,05	0,07	0,00	0,02	0,09	0,05	0,00	0,09	0,01	0,02	0,09	0,04	6,10
TiO2	20,63	19,35	18,94	17,70	17,09	18,73	19,10	17,19	16,04	18,37	16,37	18,35	16,62	15,85	16,29	17,16	16,78	20,80	19,52	14,40	15,84
Al2O3	1,44	1,61	1,80	2,07	1,01	0,80	1,59	0,78	0,47	0,82	0,57	0,91	0,77	0,77	1,16	0,81	0,85	1,19	0,96	1,75	2,01
Fe2O3	26,87	30,08	29,89	33,87	33,88	31,44	29,60	34,88	37,23	33,19	36,82	33,09	36,36	37,45	36,73	35,15	35,94	25,85	29,47	39,51	22,34
FeO	46,93	45,79	44,45	43,96	43,69	45,81	45,96	43,83	42,45	45,33	43,16	44,87	43,56	42,72	43,11	43,82	43,58	46,70	46,20	41,62	49,97
MnO	1,84	1,74	2,02	1,76	2,29	2,25	1,93	2,70	3,08	2,80	3,02	3,06	2,93	2,82	2,98	2,78	2,87	2,70	2,51	2,24	3,15
MgO	0,77	1,05	1,27	1,57	0,31	0,28	0,57	0,12	0,13	0,31	0,11	0,35	0,28	0,26	0,27	0,33	0,23	0,30	0,25	0,57	0,06
CaO	0,00	0,00	0,03	0,00	0,03	0,00	0,05	0,05	0,17	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	0,03	0,06	0,01
Na2O	0,01	0,03	0,00	0,03	0,06	0,00	0,01	0,09	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,01	0,00	0,01	0,01	0,22
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,02	0,00	0,06	0,10	0,00	0,00	0,06	0,04	0,00	0,08	0,02	0,10	0,00	0,03	0,00
Total	98,49	99,70	98,43	101,03	98,49	99,45	98,93	99,71	99,69	101,00	100,06	100,64	100,67	99,96	100,56	100,27	100,31	97,67	99,05	100,22	99,70
<i>formule structurale : 3 cations pour 4 O</i>																					
Si	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,22
Ti	0,59	0,54	0,54	0,49	0,49	0,53	0,54	0,49	0,46	0,51	0,46	0,51	0,47	0,45	0,46	0,48	0,47	0,60	0,56	0,40	0,44
Al	0,06	0,07	0,08	0,09	0,05	0,04	0,07	0,03	0,02	0,04	0,03	0,04	0,03	0,03	0,05	0,04	0,04	0,05	0,04	0,08	0,09
Fe3+	0,76	0,84	0,85	0,93	0,97	0,89	0,84	0,99	1,06	0,93	1,05	0,93	1,02	1,06	1,03	0,99	1,01	0,74	0,84	1,11	0,61
Fe2+	1,48	1,43	1,40	1,35	1,39	1,45	1,45	1,38	1,34	1,41	1,36	1,40	1,36	1,35	1,35	1,37	1,37	1,49	1,46	1,30	1,53
Mn	0,06	0,05	0,06	0,05	0,07	0,07	0,06	0,09	0,10	0,09	0,10	0,10	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,08	0,07	0,10
Mg	0,04	0,06	0,07	0,09	0,02	0,02	0,03	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,03	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
% ulvospinel	60,55	56,26	55,88	51,09	50,21	54,36	56,34	49,63	46,27	52,52	47,06	52,57	47,74	45,83	46,99	49,39	48,28	61,67	56,98	42,14	58,64

Annexe 6a :
Carte de localisation des échantillons de l'île de Nuku Hiva
 (volcan externe, cônes adventifs, échantillons enrichis en REE et Y)



Annexe 7 : Articles parus

C. LEGENDRE, M. CAROFF, H. LEYRIT, P. NEHLIG, D. THIEBLEMONT (2001). Les premières phases d'édification du stratovolcan du Cantal (Massif central, France) entre 9,5 et 8,0 Ma : géologie et géochimie du secteur de l'Elancèze. *C. R. Acad. Sci.*, 332. 617-624.

C. LEGENDRE, R.C. MAURY, H. GUILLOU, J. COTTEN, M. CAROFF, S. BLAIS, G. GUILLE (2003). Evolution géologique et pétrologique de l'île de Huahine (archipel de la Société, Polynésie Française) : un volcan-bouclier intraocéanique original. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 174, 115-124.

Géomatériaux / Geomaterials
(Pétrologie / Petrology)

Les premières phases d'édification du stratovolcan du Cantal (Massif central, France) entre 9,5 et 8,0 Ma : géologie et géochimie du secteur de l'Élancèze

Christelle Legendre^{a,*}, Martial Caroff^a, Hervé Leyrit^b, Pierre Nehlig^c, Denis Thièblemont^c

^a UMR 6538 « Domaines océaniques », UBO, 6, av. Victor-Le-Gorgeu, BP809, 29285 Brest cedex, France

^b Institut géologique Albert-de-Lapparent, 13, bd de l'Hautail, 95092 Cergy-Pontoise cedex, France

^c BRGM, 3 av. Claude-Guillemin, BP 6009, 45060 Orléans cedex, France

Reçu le 11 janvier 2001 ; accepté le 2 mai 2001

Présenté par Claude Jaupart

Abstract – First stage of the Cantal stratovolcano (Massif Central, France) construction between 9.5 and 8.0 Ma: geology and geochemistry of the Élancèze area. Recent cartography of the Élancèze area resulted in the identification of a residual ancient topographic relief comprised of basaltic and intermediate silica-saturated lavas partly covered by brecciated formations, emplaced during the first stage of edification of the Cantal stratovolcano (9.5–8.0 Ma). The ancient relief has been the subject of a specified petrological study. Although the corresponding mineralogical and geochemical data are rather consistent with the assumption of a differentiation mainly governed by fractional crystallization, the study of some incompatible trace element diagrams suggests that this process cannot have occurred in closed-system. A model of crustal assimilation coupled with fractional crystallization involving an amphibole-bearing cumulate is proposed. © 2001 Académie des sciences / Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS

Cantal / petrography / geochemistry / fractional crystallization / crustal contamination / France

Résumé – Une nouvelle cartographie du secteur de l'Élancèze (hautes vallées de la Jordanne et de la Cère) a permis de mettre en évidence l'existence d'un môle constitué d'un empilement de coulées, recouvert en partie par des formations essentiellement bréchiques et édifié durant la première période de construction du stratovolcan cantalien (9,5–8,0 Ma). La plupart des caractéristiques minéralogiques et géochimiques des laves basaltiques et intermédiaires sursaturées en silice du môle lavique sont compatibles avec un modèle de différenciation principalement régie par un processus de cristallisation fractionnée. Les évolutions des éléments en trace incompatibles (Th, Hf, Ta...) dans les laves intermédiaires suggèrent un fort fractionnement d'amphibole et une assimilation crustale couplée à la cristallisation. © 2001 Académie des sciences / Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS

Cantal / pétrographie / géochimie / cristallisation fractionnée / contamination crustale / France

Abridged version

1. Introduction

Cantal, with a surface area of ca 2500 km², is one of the largest European stratovolcanoes. It is composed of volcanoclastic deposits and alkaline lavas representing three major edification periods [1, 15, 18], namely the Infracantalian period (> 9.0 Ma), the main stratovolcano building phase (9.00–6.25 Ma) and the Supracantalian period (6.25–3.00 Ma).

Lavas emplaced during the edification period of the main stratovolcano are well preserved in the Élançèze sector near the centre of Cantal. We present in this paper the results of a recent cartography of this sector together with a model of magmatic evolution of the corresponding lavas.

2. Geology and petrography

Figure 1 depicts a new cartographic synthesis of the Élançèze sector that complements Vatin-Pérignon's [20] and Demange's [8] works. The Mont Élançèze is principally made up of a 500–600-m-thick lava pile bounded and partly covered by breccias and pyroclastic flow deposits. A detailed mapping and a new sampling together with a compilation of previously published datations [1, 3, 4] of the Élançèze sector allow to distinguish several domains well constrained in term of age (figure 1). An ancient relief, corresponding to the Mont Élançèze–Puy de la Poche domain, can be thus clearly individualized from younger neighbouring formations.

The studied lavas have been sampled in the two oldest domains (Faillitoux and Mont Élançèze–Puy de la Poche). They correspond to basanites and silica saturated lavas (basalts, trachybasalts, basaltic trachyandesites and trachyandesites), following the nomenclature of Le Bas et al. [14]; TAS, total alkali silica; figure 2). All of them display a porphyritic texture with phenocrysts ranging from 15 to 35 %.

The phenocrystic assemblages are shown in table 1. Note the presence of microphenocrysts of hypersthene in the basaltic trachyandesites and amphibole in the basaltic trachyandesites and trachyandesites.

3. Major and trace elements variations

Twelve lavas were analysed by X-ray fluorescence (XRF) for major elements and by inductive coupled plasma mass spectrometry (ICP–MS) for trace elements (table 1). Ankaramitic basanites are characterized by low SiO₂, Al₂O₃, Na₂O, K₂O, P₂O₅ and high TiO₂, Fe₂O₃^{*}, MgO, CaO contents (figure 3, table II). These compositions are probably partly due to the accumulation of clinopyroxene and olivine phenocrysts. Concentrations of TiO₂, MgO, Fe₂O₃^{*} and CaO in basalts and trachyandesites decrease

with increasing SiO₂, whereas Al₂O₃, Na₂O, K₂O and P₂O₅ have an opposite behaviour. Incompatible trace elements (e.g., Rb, Ce, Yb and Ta; figure 3) increase together with Th.

4. Amphibole fractionation

The regularity of the mineralogical and geochemical variations (figure 3 and table II) suggests that the evolution of the magmatic series was mainly governed by a fractional crystallization process. The fact that the linear correlations in the incompatible trace element versus Th diagrams (figure 3) do not intersect the origin supports the hypothesis of either amphibole fractionation or open system differentiation (e.g., [22]). Increasing Th/Ta ratio together with silica saturation in Élançèze lavas (figure 4a) is rather consistent with an amphibole fractionation model, as well as the shape of the rare earth element bulk distribution coefficient pattern, calculated using logarithmic diagrams, which is fairly similar to that of the Mururoa amphibole/liquid corresponding distribution coefficients ([7]; figure 4b).

A fractional crystallization model was quantitatively tested for two differentiation stages (1, from basalts to basaltic trachyandesites and 2, from the last ones to trachyandesites) using trace elements, mineral proportions taken from mass-balance calculations on major elements [5, 25] and distribution coefficients from Lemarchand et al. [16]. The results, shown in figure 5a for Th and Ta, can explain the Th/Ta ratio increase but not the high Th contents of the daughter magmas.

5. Evidence for contamination

An AFC (assimilation coupled with fractional crystallization) process involving a continental crust component has been previously proposed to explain the composition of the Cantalian intermediate and differentiated lavas [10, 11, 24].

The trend in the Hf/Th versus Ba/Th diagram of figure 5b is consistent with the assimilation of a component from the upper continental crust [19]. Indeed, the corresponding three elements being rather incompatible towards amphibole, the observed ratio variations cannot be explained through a simple fractional crystallization model.

The other way to explore the possibility of an AFC-type occurrence is to attempt to explain why the intermediate lavas of the Élançèze area have anomalously high Th contents with respect to the fractional crystallization model prediction. Th content of the postulated contaminant can be calculated through the AFC model of De Paolo [9]. For *r* values ([rate of assimilation]/[rate of fractional crystallization]) varying from 0.1 to 0.5, the Th content of the contaminant ranges from 167 to 18.5 ppm. These concentrations correspond to various continental crust material compositions [12, 23].

1. Introduction

Le stratovolcan du Cantal, dont la superficie actuelle est de l'ordre de 2 500 km², est l'un des plus grands édifices volcaniques européens. La réalisation d'une cartographie détaillée à 1:25 000 et d'un grand nombre de datations a permis de définir trois grandes périodes principales d'édification : l'épisode infracantalien jusqu'à 9,0 Ma, l'installation d'un système centré de 9,00 à 6,25 Ma et, enfin, l'épisode supracantalien de 6,25 à 3,00 Ma [1, 15, 18]. L'activité initiale, dispersée, a donné naissance à des coulées basaltiques et basanitiques. Elle a précédé une activité centrée de nature trachyandésitique, trachytique et rhyolitique [18]. Les témoins de ces premiers stades d'édification sont particulièrement bien préservés au cœur du Cantal, dans le secteur de l'Élancèze. Le but de cette note est de proposer, à partir d'un échantillonnage effectué au cours d'une nouvelle étude cartographique, une interprétation de l'évolution minéralogique et géochimique des laves des premières périodes d'évolution du Cantal.

2. Géologie

Le secteur de l'Élancèze, situé entre les hautes vallées de la Jordanne et de la Cère, constitue l'un des rares vestiges du début de l'édification du stratovolcan du Cantal, traversé par des filons qui s'organisent selon deux directions de faiblesse régionale, celle du Sillon Houiller (N 20–30) et celle de la Margeride (N 140–150).

Nous proposons sur la *figure 1* une nouvelle synthèse cartographique réalisée dans le secteur, qui fait suite aux travaux de Vatin-Pérignon [20] et Demange [8]. Ce secteur se présente sous la forme d'un empilement essentiellement lavique d'environ 500–600 m, culminant au mont Élancèze (1 571 m), recouvert ou encadré par des formations bréchiques [15]. Les coulées, dont l'épaisseur moyenne est de l'ordre de 20 à 30 m, ont été localement traversées par des dômes de trachyandésite (roc du Chauve par exemple). Aucun contact par faille n'a été observé dans la zone d'étude [15].

L'étude géologique a permis de définir plusieurs domaines bien distincts (*figure 1*), dont les laves ont été analysées [15]. Le domaine le plus ancien, celui du Faillitoux, comprend trois coulées de basanites ankaramitiques datées à 9,53 Ma [1]. Le domaine du mont Élancèze–puy de la Poche, constitué exclusivement de coulées (basaltes, trachybasaltes, trachyandésites basaltiques et trachyandésites), est daté à 8,80 Ma [1]. Celui de Mandailles, daté à 8,00 Ma [1], réunit laves (trachyandésites principalement), dépôts pyroclastiques (coulées de scories et coulées cendro-

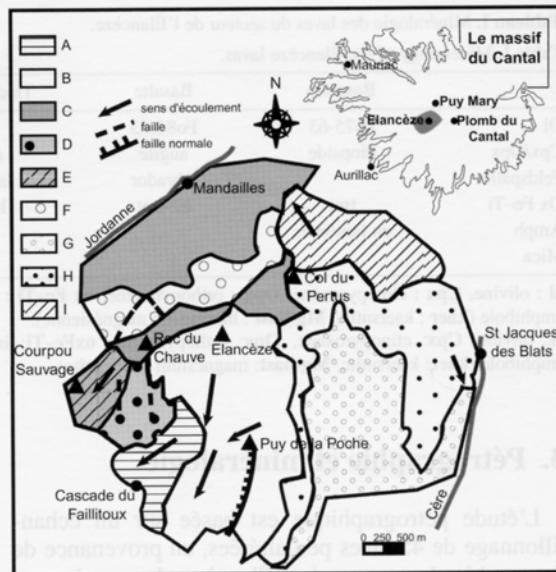


Figure 1. Carte géologique du secteur de l'Élancèze. **A** : basanites ankaramitiques de Faillitoux (9,53 Ma); **B** : coulées de l'Élancèze–puy de la Poche (8,8 Ma); **C** : coulées et dépôts pyroclastiques de Mandailles (8 Ma); **D** : lahars (> 7,68 Ma); **E** : coulées du Courpou sauvage (7,68 Ma); **F** : avalanche de débris de la vallée de la Jordanne (> 7 Ma); **G** : avalanche de débris de la vallée de Tourcy (> 7 Ma); **H** : lahars (> 7 Ma); **I** : coulées et nuées ardentes du Pertus (7,06 Ma).

Figure 1. Geologic map of the Élancèze area. **A**: ankaramitic basanites of Faillitoux (9,53 Ma); **B**: lava flows of Élancèze–Puy de la Poche (8,8 Ma); **C**: lava flows and pyroclastic deposits of Mandailles (8 Ma); **D**: lahars (> 7,68 Ma); **E**: lava flows of Courpou Sauvage (7,68 Ma); **F**: debris avalanche deposits of the Jordanne valley (> 7 Ma); **G**: debris avalanche deposits of the Tourcy valley (> 7 Ma); **H**: lahars (> 7 Ma); **I**: lava flows and pyroclastic flows of Pertus (7,06 Ma).

ponceuses) et dépôts de lahars. Le domaine du Courpou sauvage (7,68 Ma; [1]) expose un empilement lavique, essentiellement trachyandésitique, reposant sur des dépôts de lahars. Viennent ensuite les avalanches de débris des vallées de la Jordanne et de Tourcy, dont les âges de mise en place sont estimés à environ 7,4–6,9 Ma [3, 4]. Enfin, se mettent en place les nuées ardentes et les coulées (trachyandésites basaltiques) du Pertus (7,06 Ma; [1]).

La reconnaissance récente de dépôts d'avalanche de débris, de part et d'autre du domaine ancien du mont Élancèze–puy de la Poche, avait conduit à interpréter, dans un premier temps, la zone comme un toréva (vaste mégabloc) glissé au sein d'une vaste caldeira d'avalanche ouverte vers le sud [13]. Notre cartographie détaillée permet, au contraire, de montrer que l'ensemble mont Élancèze–puy de la Poche constitue un môle conservé entre deux secteurs déstabilisés : l'un dans la vallée de la Cère et l'autre dans la vallée de la Jordanne [15].

Tableau I. Minéralogie des laves du secteur de l'Élancèze.**Table I.** Mineralogy of the Élancèze lavas.

	Basanite	Basalte	Trachybasalte	Trachyandésite basaltique	Trachyandésite
OI	Fo75-63	Fo84-63			
Cpx/Opx	diopside	augite	augite	augite/enstatite	augite
Feldspath		labrador	labrador	andésine	andésine
Ox Fe–Ti	tmt	hil-tmt	hil-tmt	hil-tmt	hil-tmt
Amph	en fantômes			kaer, Mg-hast	kaer, Mg-hast
Mica					biotite

ol : olivine, Cpx : clinopyroxène, Opx : orthopyroxène, ox Fe–Ti : oxydes ferro-titanés (hil : hémo-ilménite, tmt : titano-magnétite), amph : amphibole (kaer : kaersutite, Mg-hast : hastingsite magnésienne).

ol : olivine, Cpx : clinopyroxene, Opx : orthopyroxene, oxFe–Ti : iron-titanium oxides (hil : haemo-ilmenite, tmt : titano-magnetite), amph : amphibole (kaer : kaersutite, Mg-hast : magnesium hastingsite).

3. Pétrographie et minéralogie

L'étude pétrographique est basée sur un échantillonnage de 45 laves peu altérées, en provenance de l'ensemble du secteur de l'Élancèze. Les seuls produits d'altération identifiés sont de la bowlingite et de la serpentine, dans les olivines des ankaramites, de l'iddingsite, dans les olivines des basaltes et quelques minéraux argileux, ainsi que de la calcite dans la mésostase des laves intermédiaires. Les laves étudiées sont toutes porphyriques. Les basanites ankaramitiques contiennent jusqu'à 35 % de phénocristaux, les basaltes, les trachybasaltes et les trachyandésites basaltiques jusqu'à 15 % et les trachyandésites jusqu'à 20 %.

Le *tableau 1* présente la nature des phénocristaux des laves du secteur de l'Élancèze. L'olivine disparaît dès le niveau des trachybasaltes. L'augite se rencontre depuis les basaltes jusqu'aux trachyandésites. Des microphénocristaux d'orthopyroxène ont été observés dans quelques trachyandésites basaltiques. La composition du plagioclase évolue régulièrement depuis les basaltes jusqu'aux trachyandésites. La kaersutite et l'hastingsite magnésienne coexistent dans les laves intermédiaires et sont parfois associées à la biotite dans les trachyandésites. Le couple hémoilménite et titanomagnétite est présent depuis les basanites jusqu'aux trachyandésites.

4. Variation des éléments majeurs et en trace

Parmi notre échantillonnage, douze laves des deux domaines les plus anciens du secteur du mont Élancèze (Faillitoux et mont Élancèze–puy de la Poche) ont été analysées pour les éléments majeurs et en trace au BRGM. Une sélection d'analyses est présentée dans le *tableau 2* en fonction de la nature des laves (*figure 2*). Les éléments majeurs ont été dosés par fluorescence X, avec une erreur analytique esti-

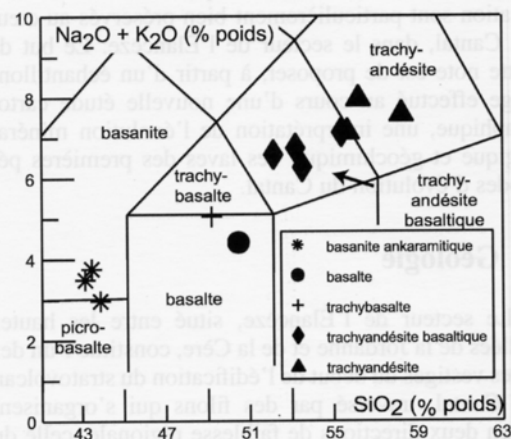


Figure 2. Diagramme de discrimination alcalins-silice (TAS, Le Bas et al. [14]).

Figure 2. Total alkali-silica discrimination diagram (TAS, Le Bas et al. [14]).

mée à 2 %. Les éléments en trace ont été analysés par spectrométrie de masse avec plasma à couplage inductif (ICP-MS), l'erreur analytique estimée étant de l'ordre de 10 %.

La gamme d'âge relativement étroite ($1,5 \pm 0,5$ Ma) des domaines étudiés ainsi que la clarté des relations stratigraphiques justifient une analyse en terme de différenciation, ce qui n'exclut toutefois pas la possibilité de la coexistence de plusieurs systèmes magmatiques.

Les diagrammes de variation de quelques éléments majeurs en fonction de la silice sont présentés sur la *figure 3*. Les basanites ankaramitiques se caractérisent par des teneurs faibles en SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , K_2O et P_2O_5 et élevées en TiO_2 , Fe_2O_3^* , MgO et CaO . Ces compositions extrêmes sont vraisemblablement dues, au moins en partie, à l'accumulation d'olivines et de clinopyroxènes. On observe une forte diminution des teneurs en TiO_2 (de 2 à 1,5 %), MgO (de 7,5 à

Tableau II. Analyses géochimiques (% pondéral d'oxyde pour les éléments majeurs, ppm pour les éléments en trace) des laves du secteur de l'Élancèze.**Table II.** Geochemical analyses of Élancèze lavas (weight % for major elements, ppm for trace elements).

Échantillon Roche	CL VI BN	CL 10 B	CL III TB	CL 5 TAB	CL 9 TA
SiO ₂	43,88	50,47	49,19	53,22	58,29
TiO ₂	2,59	2,12	2,40	1,87	1,47
Al ₂ O ₃	12,26	13,95	14,61	16,62	16,28
Fe ₂ O ₃	6,37	5,27	6,76	6,04	5,54
FeO	4,29	5,11	3,81	2,57	1,59
MnO	0,16	0,15	0,20	0,17	0,15
MgO	10,96	7,46	5,55	3,28	2,15
CaO	13,11	8,51	9,08	7,21	5,15
Na ₂ O	1,99	3,06	3,44	4,09	4,31
K ₂ O	0,98	1,35	1,51	2,65	3,26
P ₂ O ₅	0,30	0,38	0,48	0,58	0,64
PF	2,29	1,41	2,39	1,25	0,58
total	99,18	99,24	99,42	99,55	99,41
Rb	24	42	41	75	101
Sr	535	473	601	726	796
Ba	303	321	352	540	661
Sc	35	20	19	13	9
V	294	163	202	187	101
Cr	247	236	152	24	26
Co	49	38	40	21	12
Ni	149	147	137	9	9
Y	23,0	21,0	25,5	35,0	39,5
Zr	126	134	188	290	394
Hf	3,8	4,6	5,4	7,4	10,5
Nb	31	35	48	64	76
Ta	1,8	2,0	2,8	3,7	4,7
Th	3,1	4,6	6,5	10,7	16,0
U	0,8	1,4	1,9	2,9	3,6
La	28	26	39	61	90
Ce	57	51	77	121	165
Nd	31	27	40	55	70
Sm	7,0	6,4	7,9	10,7	12,4
Eu	3,1	1,6	2,3	2,7	3,3
Gd	5,5	5,8	6,8	7,9	10,3
Dy	4,3	4,6	4,8	5,9	7,2
Ho	0,8	0,9	0,9	1,1	1,4
Er	1,8	2,0	2,3	2,5	3,8
Tm	0,3	0,3	0,3	0,4	0,6
Tb	0,8	0,9	0,9	1,1	1,4
Yb	1,5	1,5	1,9	2,4	3,6

BN : basanite, B : basalte, TB : trachybasalte, TAB : trachyandésite basaltique, TA : trachyandésite.

BN : basanite, B : basalt, TB : trachybasalt, TAB : basaltic trachyandesite basaltique, TA : trachyandesite.

2 %), Fe₂O₃* (de 11 à 7 %) et CaO (de 8,5 à 5 %), depuis les basaltes et les trachybasaltes jusqu'aux trachyandésites basaltiques et trachyandésites quand SiO₂ augmente (de 50,5 à 58,3 %), tandis que les concentrations en Al₂O₃ (de 14 à 18 %), Na₂O (de 3 à 4,5 %), K₂O (de 1 à 3 %) et P₂O₅ (de 0,4 à 0,6 %) sont en constante croissance (figure 3, tableau II).

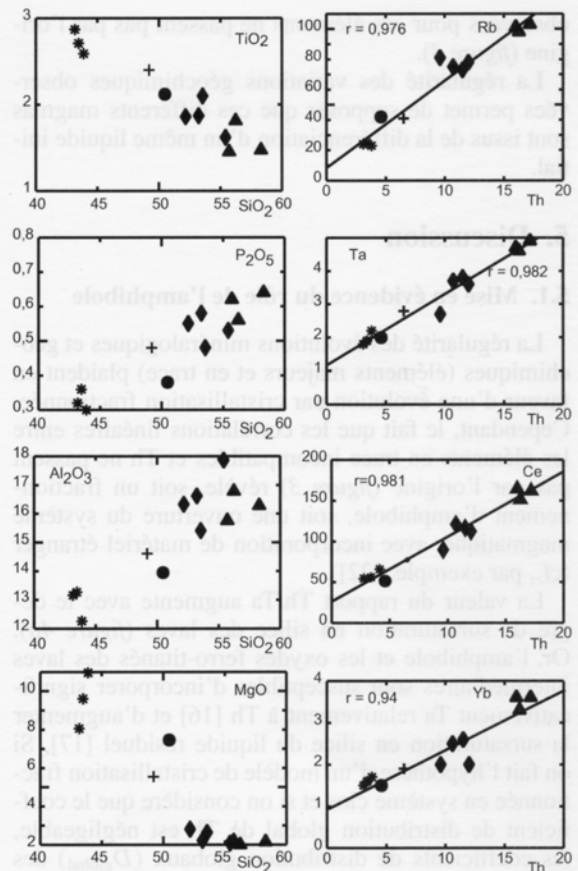


Figure 3. Diagrammes de variation de quelques éléments majeurs en fonction de SiO₂ et d'une sélection d'éléments en trace en fonction de Th (mêmes figurés que sur la figure 2). Ligne continue : droite de corrélation des laves basaltiques, des trachyandésites basaltiques et des trachyandesites ; r = coefficient de corrélation.

Figure 3. Major elements variation diagrams versus SiO₂ and variation diagrams of selected trace elements versus Th (symbols as in figure 2). Solid line: correlation line between basaltic lavas, basaltic trachyandesites and trachyandesites; r = correlation coefficient.

Les diagrammes de variation des éléments en trace en fonction du thorium, classiquement choisi comme élément de référence, en raison de sa très forte incompatibilité pour les principales phases minérales, sont également présentés sur la figure 3. Les éléments compatibles (Cr, Ni, Co) présentent des teneurs très élevées dans les basanites ankaramitiques, du fait de l'abondance des clinopyroxènes et des olivines (tableau I). Leurs concentrations, également élevées dans les basaltes et les trachybasaltes, diminuent progressivement dans les trachyandésites basaltiques, puis dans les trachyandésites. D'une manière générale, les teneurs en éléments en trace incompatibles (comme par exemple Rb, Ce, Yb et Ta ; figure 3) augmentent conjointement avec les concentrations en Th. Cependant, les corrélations linéaires

observées pour ces éléments ne passent pas par l'origine (figure 3).

La régularité des variations géochimiques observées permet de supposer que ces différents magmas sont issus de la différenciation d'un même liquide initial.

5. Discussion

5.1. Mise en évidence du rôle de l'amphibole

La régularité des évolutions minéralogiques et géochimiques (éléments majeurs et en trace) plaident en faveur d'une évolution par cristallisation fractionnée. Cependant, le fait que les corrélations linéaires entre les éléments en trace incompatibles et Th ne passent pas par l'origine (figure 3) révèle, soit un fractionnement d'amphibole, soit une ouverture du système magmatique, avec incorporation de matériel étranger (cf., par exemple, [22]).

La valeur du rapport Th/Ta augmente avec le degré de sursaturation en silice des laves (figure 4a). Or, l'amphibole et les oxydes ferro-titanés des laves intermédiaires sont susceptibles d'incorporer significativement Ta relativement à Th [16] et d'augmenter la sursaturation en silice du liquide résiduel [17]. Si on fait l'hypothèse d'un modèle de cristallisation fractionnée en système clos et si on considère que le coefficient de distribution global de Th est négligeable, les coefficients de distribution globaux (D_{global}) des éléments en trace des laves échantillonnées peuvent être estimés à partir de la pente des droites de corrélation entre les éléments en trace et Th dans des diagrammes logarithmiques ($D_{\text{global}} = 1 - \text{pente}$; [21, 22]). La courbe des D_{gloiaux} obtenus suivant cette méthode pour les terres rares est représentée sur la figure 4b, conjointement à celle des coefficients de distribution individuels amphibole/liquide (mugéarite de Mururoa; [7]). La remarquable similitude entre les deux courbes montre que le comportement des terres rares peut, dans le cas des laves du secteur de l'Élançèze, être entièrement expliqué par l'importance du fractionnement de l'amphibole, selon une proportion d'environ 20%. Un tel effet « amphibole » a déjà été proposé à partir d'autres arguments par Maury [17] pour expliquer la sursaturation en silice des laves intermédiaires du Cantal.

Un modèle de cristallisation fractionnée peut être quantitativement testé en utilisant les compositions en éléments en trace, les proportions minéralogiques obtenues par des calculs de bilan de concentrations des éléments majeurs, selon la méthode classique basée sur la méthode des moindres carrés de Bryan et al. [5] et Wright et Doherty [25] ainsi que des coefficients de distribution disponibles dans la littérature. La validation du modèle résulte de la confrontation entre les

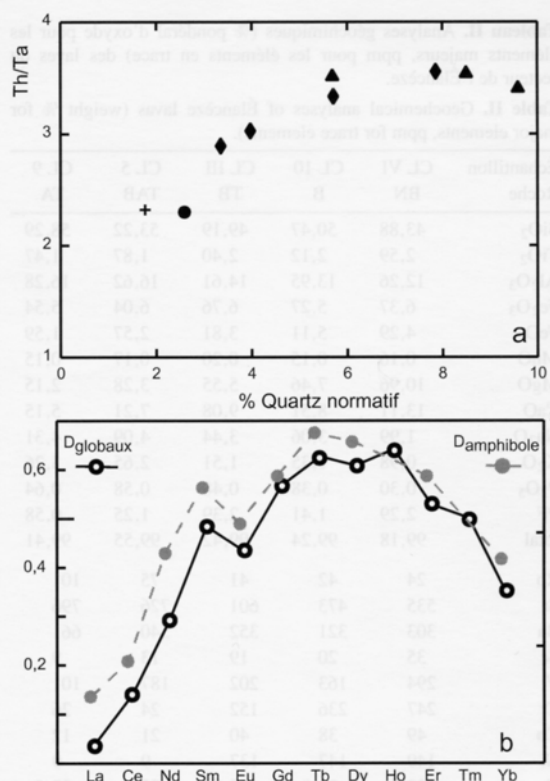


Figure 4. a. Variations du rapport Th/Ta en fonction du degré de saturation en silice. b. Courbes des coefficients de distribution globaux des terres rares des laves échantillonnées et des coefficients de distribution amphibole/liquide (Mururoa; Caroff et al. [7]).

Figure 4. a. Th/Ta variations versus silica saturation. b. Curves of rare earth bulk distribution coefficients of sampled lavas and amphibole distribution coefficients (Mururoa; Caroff et al. [7]).

concentrations théoriques et les concentrations mesurées correspondantes (méthode directe). L'évolution peut se décomposer en deux étapes : (1) des basaltes aux trachyandésites basaltiques et (2) de ces derniers aux trachyandésites. Les proportions minéralogiques calculées des cumulats extraits des liquides pères pour obtenir les liquides dérivés sont, pour le premier stade : 22,26 % olivine ; 43,91 % clinopyroxène ; 8,00 % oxydes Fe-Ti ; 16,84 % plagioclase ; 8,99 % amphibole (cumulat A) ; F (fraction de liquide restant) = 0,68 ; $\sum R^2$ (somme des carrés des résidus) = 0,84 et pour le second stade : 14,73 % clinopyroxène ; 13,38 % amphibole ; 10,25 % oxydes Fe-Ti ; 61,63 % plagioclase (cumulat B) ; $F = 0,68$; $\sum R^2 = 0,564$. On peut remarquer que les proportions d'amphibole sont sous-évaluées par rapport à celles estimées ci-dessus à partir des coefficients de distribution des terres rares. Les coefficients de distribution globaux D peuvent être estimés en combinant les proportions de minéraux dans les cumulats et les coeffi-

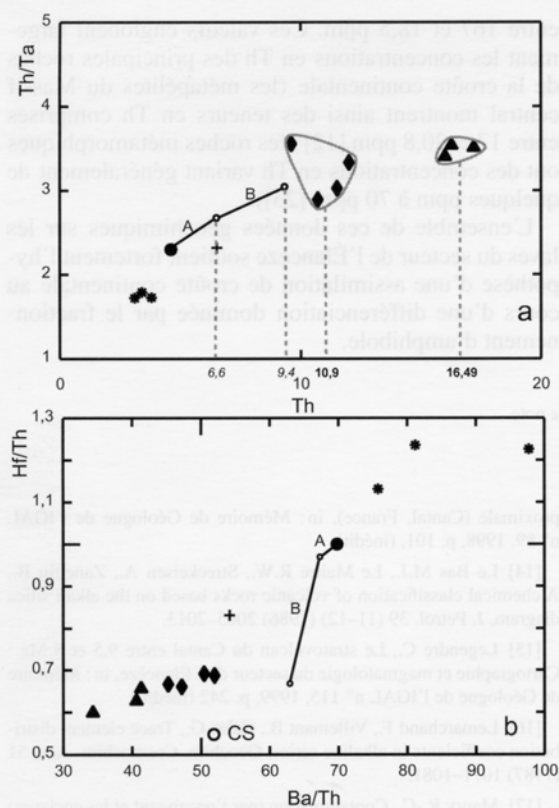


Figure 5. a. Diagramme Th/Ta en fonction de Th des laves du secteur de l'Élançèze (symboles identiques à ceux de la figure 2). Les droites d'évolution ont été calculées à partir d'un modèle de cristallisation fractionnée en système clos, en utilisant les cumulates A et B (explications dans le texte). **b.** Diagramme Hf/Th en fonction de Ba/Th. La valeur moyenne de la croûte continentale supérieure CS est indiquée (Taylor et McLennan [19]).

Figure 5. a. Diagram Th/Ta vs Th for the Élançèze lavas (symbols as in figure 2) together with trends calculated by fractional crystallization (see text for explanations). A and B: corresponding cumulates. **b.** Diagram Hf/Th versus Ba/Th. The average value of the upper continental crust CS is indicated (Taylor et McLennan [19]).

cients de distribution minéral/liquide de Lemarchand et al. [16]. Une fois les paramètres F et D introduits dans l'équation de cristallisation fractionnée en système clos (CSF) $C_L^i = C_{LO}^i F^{D_i-1}$, proposée par Bowen [2], suivant la loi de Rayleigh, il est possible de calculer les teneurs théoriques en éléments en trace C_L^i des magmas dérivés des liquides parentaux C_{LO}^i . Les résultats présentés sur la figure 5a pour les éléments Ta et Th n'autorisent pas la validation de ce modèle. Bien que le processus considéré permette l'augmentation du rapport Th/Ta, les teneurs en Th calculées restent en effet bien trop faibles par rapport aux teneurs mesurées (6,6 ppm au lieu de 10,9 ppm pour les trachyandésites basaltiques et 9,4 ppm au lieu de 16,49 ppm pour les trachyandésites ; figure 5a). Nous

pouvons ainsi montrer que, si le fractionnement d'amphibole est un processus important dans la genèse des laves intermédiaires de l'Élançèze, ce mécanisme ne permet pas, à lui seul, de rendre compte de la globalité de la composition des laves échantillonnées.

5.2. Mise en évidence d'une contamination crustale

L'apparition significative d'amphibole dans un cumulat a précédemment été interprété, en contexte intraplaque océanique, comme une évidence d'injection d'eau dans le réservoir, en relation avec une ouverture du système magmatique à son encaissant [6].

Les études réalisées par Downes [10, 11] et Wilson et al. [24] montrent que, d'une manière générale, les laves sursaturées en silice du Cantal présentent des signatures isotopiques fortement radiogéniques, ce que ces auteurs ont interprété comme résultant d'une contamination des magmas au cours de la cristallisation fractionnée par des métasédiments granulitiques de la croûte continentale, avec un taux pouvant atteindre 30 %.

Il a été montré plus haut que le comportement d'une grande partie des éléments en trace classiquement considérés comme incompatibles est fortement conditionné par la séparation d'amphibole. Le rapport Ba/Th, dont l'évolution en fonction de Hf/Th est reportée sur le diagramme de la figure 5b, est cependant peu sensible au fractionnement de ce minéral. L'importante variation de ce rapport depuis les basaltes jusqu'aux laves intermédiaires est incompatible avec un simple modèle de cristallisation fractionnée (figure 5b). Elle peut, en revanche, être expliquée, si la différenciation est couplée avec l'assimilation d'un composant de la croûte supérieure.

Un autre argument en faveur de l'intervention d'une contamination crustale est l'enrichissement anormal en Th par rapport au modèle de cristallisation fractionnée simple discuté ci-dessus. En faisant l'hypothèse d'une évolution par assimilation, couplée à la cristallisation fractionnée (AFC) et en considérant que le coefficient de distribution de Th est négligeable, il est possible de calculer la concentration théorique de cet élément dans le contaminant en utilisant l'équation (6a) de De Paolo [9] pour obtenir la relation suivante : $Ca = [(r-1)(C_L - C_{LO}F^{-1})]/[r(1-F^{-1})]$, avec Ca : concentration de l'élément dans le contaminant, r : taux d'assimilation/taux de cristallisation fractionnée, C_L : concentration de l'élément dans le liquide contaminé, C_{LO} : celle du liquide de départ, F : fraction de liquide restant. Le basalte CL10 est considéré comme étant le liquide de départ (C_{LO}) et la moyenne des trachyandésites est supposée correspondre au liquide dérivé (C_L). La fraction de liquide restant, estimée à partir des modèles de fractionne-

ment précédemment testés, est égale à 0,68. En faisant varier r dans un intervalle réaliste, nous pouvons calculer la gamme de concentrations en Th du contaminant.

Pour des valeurs de r comprises entre 0,1 et 0,9, les résultats obtenus sur la concentration en Th du contaminant varient respectivement de 167 à 2 ppm. En restreignant l'intervalle de variation du paramètre r entre 0,1 et 0,5 (au-delà, l'effet de la contamination serait probablement plus manifeste sur les diagrammes de variation des éléments en trace), la concentration en Th du contaminant est comprise

entre 167 et 18,5 ppm. Ces valeurs englobent largement les concentrations en Th des principales roches de la croûte continentale (les métapélites du Massif central montrent ainsi des teneurs en Th comprises entre 17 et 20,8 ppm [12]; les roches métamorphiques ont des concentrations en Th variant généralement de quelques ppm à 70 ppm [23]).

L'ensemble de ces données géochimiques sur les laves du secteur de l'Élancèze soutient fortement l'hypothèse d'une assimilation de croûte continentale au cours d'une différenciation dominée par le fractionnement d'amphibole.

Remerciements. Nous remercions Jean Hernandez pour la relecture de cette note.

Références

- [1] Baubron J.-C., Demange J., Chronologie absolue de quelques formations volcaniques du centre du stratovolcan du Cantal (Massif central français), méthode K–Ar, implications volcanologiques, 77SGN268 MGA/GTH, 1977, 80 p.
- [2] Bowen N.L., The evolution of igneous rocks, Princeton University Press, NJ, 1928, 332 p.
- [3] Brousse R., Lefevre C., Le volcanisme en France, Guides géologiques régionaux, Masson, Paris, 1990, 263 p.
- [4] Brousse R. et al., Carte géologique 50 000^e et notice, Riom-ès-Montagne, BRGM, Serv. Géol. Nat., 1975.
- [5] Bryan W.B., Finger L.A., Chayes F., Estimating proportions in petrologic mixing equations by least square approximation, *Science* 163 (1969) 926–927.
- [6] Caroff M., Guillou H., Lamiaux M., Maury R.-C., Guille G., Cotten J., Assimilation of ocean crust by hawaiitic and mugearitic magmas: an example from Eiao (Marquesas), *Lithos* 46 (1999) 235–258.
- [7] Caroff M., Maury R.-C., Leterrier J., Joron J.-L., Cotten J., Guille G., Trace element behaviour in the alkali basalt-comenditic trachyte series from Mururoa atoll, French Polynesia, *Lithos* 30 (1993) 1–22.
- [8] Demange J., Contribution à l'étude du volcanisme de la haute vallée de la Cère (Cantal), thèse d'État, université Paris-11, Orsay, 1974, 231 p.
- [9] De Paolo D., Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization, *Earth Planet. Sci. Lett.* 53 (1981) 189–202.
- [10] Downes H., Tertiary and Quaternary volcanism in the Massif Central, France, in: Fitton J.G., Upton B.G.J. (Eds.), *Alkaline Igneous Rocks*, Geological Society Special Publication 30, 1987, pp. 517–530.
- [11] Downes H., Sr and Nd isotope geochemistry of coexisting alkaline magma series, Cantal, Massif Central, France, *Earth. Planet. Sci. Lett.* 69 (1984) 321–334.
- [12] Dupuy C., Leyrelop A., Vernières J., The lower continental crust of the Massif Central (Bournac, France) with special references to REE, U and Th composition, evolution, heat-flow production, *Phys. Chem. Earth VII* (1977) 401–416.
- [13] Fréour G., Modèle d'évolution volcano-structural du Cantal : rôle et répartition des déstabilisations de flancs de volcans en zone proximale (Cantal, France), in: *Mémoire de Géologue de l'IGAL n° 89*, 1998, p. 101, (inédit).
- [14] Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B., A chemical classification of volcanic rocks based on the alkali silica diagram, *J. Petrol.* 39 (11–12) (1986) 2005–2013.
- [15] Legendre C., Le stratovolcan du Cantal entre 9,5 et 8 Ma : Cartographie et magmatologie du secteur de l'Élancèze, in: *Mémoire de Géologue de l'IGAL n° 115*, 1999, p. 242 (inédit).
- [16] Lemarchand F., Villemant B., Calas G., Trace element distribution coefficients in alkaline series, *Geochim. Cosmochim. Acta* 51 (1987) 1071–1081.
- [17] Maury R.-C., Contamination (par l'encaissant et les enclaves) et cristallisation fractionnée de séries volcaniques alcalines, continentales (Massif central français) et océaniques (Pacifique central) : l'origine des laves acides, thèse d'État, université Paris-11, Orsay, 1976, 455 p.
- [18] Nehlig P., Leyrit H., Fréour G., Hugué D., Legendre C., Pilet S., Platevoët R., Reubi O., Roger J., Histoire géologique simplifiée du stratovolcan du Cantal, *Volcanismes, sédimentations et tectoniques cénozoïques périalpins*, Doc. BRGM 291 (1999) 79–114.
- [19] Taylor S.R., MacLennan S.M., *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*, Blackwell Scient. Publ., Oxford, 1985, 312 p.
- [20] Vatin-Pérignon N., Pétrographie et minéralogie des roches volcaniques et description géologique de la partie centrale du massif du Cantal, thèse d'État, Grenoble, 1966, 359 p.
- [21] Villemant B., Treuil M., Comportement des éléments en trace et majeurs dans la série alcaline du Velay. Comparaison avec la chaîne des Puys (Massif central français), *Bull. Minéral.* 106 (1983) 465–486.
- [22] Villemant B., Jaffrezic H., Joron J.-L., Treuil M., Distribution coefficients of major and trace elements: fractional crystallization in the alkali basalts series of Chaîne des Puys (Massif Central, France), *Geochim. Cosmochim. Acta* 45 (1981) 1997–2016.
- [23] Wedepohl K.H., *Handbook of Geochemistry*, II–1, Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 1969.
- [24] Wilson M., Downes H., Cebria J.M., Contrasting fractionation trends in coexisting continental alkaline magma series, Cantal, Massif Central, France, *J. Petrol.* 36 (6) (1995) 1729–1753.
- [25] Wright T.L., Doherty P.C., A linear programming and least squares computer method for solving petrologic mixing problems, *Geol. Soc. Am. Bull.* 81 (1970) 1995–2008.

Evolution géologique et pétrologique de l'île de Huahine (archipel de la Société, Polynésie française) : un volcan-bouclier intraocéanique original

CHRISTELLE LEGENDRE^{1*}, RENÉ C. MAURY¹, HERVÉ GUILLOU², JOSEPH COTTEN¹,
MARTIAL CAROFF¹, SYLVAIN BLAIS³ et GÉRARD GUILLE⁴

Mots clés. – Polynésie française, Huahine, Volcan-bouclier, Graben, Laves hypercalcalines, Volcanisme intraplaque océanique

Résumé. – Huahine est séparée en deux îles, encerclées dans un récif barrière unique, par les baies peu profondes de Port Bourayne et de Maroe. Huahine Nui et Huahine Iti constituent un volcan-bouclier basaltique et hawaïtique unique, dont la partie actuellement émergée s'est édifiée très rapidement entre 2,65 et 2,52 Ma. Cette partie aérienne est constituée de coulées basaltiques composites dérivant d'un manteau hétérogène, regroupées en trois types pétrogénétiques. La phase d'édification principale du volcan est marquée par l'apparition d'une caldeira centrale au sein de laquelle s'injectent des intrusions très superficielles. Un graben orienté WSW-ENE se forme ensuite, séparant Huahine Nui de Huahine Iti. L'île de Huahine se démarque ainsi de la plupart des autres îles polynésiennes par l'absence de grande structure d'effondrement ouverte vers la mer. Après un arrêt d'activité de l'ordre de 0,25 Ma, l'activité magmatique reprend par la mise en place de cinq protrusions trachyphonolitiques alignées approximativement N-S, oblitérant partiellement les structures antérieures. Nous attribuons l'origine de ces laves, qui ne dérivent pas de la cristallisation fractionnée des basaltes du bouclier, à la fusion d'un réseau filonien profond.

Geological and petrologic evolution of Huahine island (Society archipelago, French Polynesia) : an unusual intraoceanic shield volcano

Key words. – French Polynesia, Huahine, Shield-volcano, Graben, Peralkaline lavas, Intraplate oceanic volcanism

Abstract. – Huahine (Leeward Islands, Society Archipelago) is composed of two islands, Huahine Nui and Huahine Iti, separated by the shallow Port Bourayne and Maroe bays and surrounded by a common lagoon. The two islands, however, belong to a single basaltic and trachybasaltic shield volcano, the emerged part of which was constructed during a very short period, between 2.65 and 2.52 Ma. The volcano is made of composite basaltic flows belonging to three distinct petrogenetic types, which derive from low degrees of partial melting of heterogeneous mantle sources. This building stage lead to the formation of a central caldeira. Then, a WSW-ENE trending graben formed separating Huahine Nui from Huahine Iti. As a consequence, Huahine differs from most of the other Polynesian islands which display large collapse structures opened toward the sea. After a period of inactivity of at least 0.25 m.y., magmatic activity resumed, leading to the emplacement of five trachyphonolitic intrusions along N-S trending deep regional fractures. These lavas, which do not result from the fractional crystallization of the shield basalts, are considered as derived from the melting of a deep intrusive network of dykes.

INTRODUCTION

Les effondrements gravitaires sont courants dans les grands volcans-boucliers océaniques. Ils sont connus notamment à Hawaï [Moore *et al.*, 1989], aux Canaries [Ancochea *et al.*, 1994 ; Carracedo, 1994, 1999 ; Cantagrel *et al.*, 1999] et à la Réunion [Cochonat *et al.*, 1990 ; Bachèlery et Lénat, 1993 ; Gillot *et al.*, 1994 ; Bachèlery *et al.*, 1996 ; Mairine et Bachèlery, 1997]. Ils ont également été signalés en Polynésie française, dans les archipels de la Société [Moorea, Le Dez *et al.*, 1998 ; Raiatea, Blais *et al.*, 1997 ; Clément *et al.*, 2002] et des Marquises [Filmer *et al.*, 1994 ; Wolfe *et al.*, 1994], notamment à Nuku Hiva [Le Dez *et al.*, 1996] et à Ua Huka [Ielsch *et al.*, 1998 ; Clément *et al.*, 2002].

Les dépressions liées à ces effondrements (caldeiras gravitaires ou de glissement) sont souvent liées à des glissements gravitaires associés à un plan de faille de type détachement ayant une morphologie en cuillère. A la Réunion par exemple, certains auteurs s'accordent à penser que l'Enclos correspondrait à la tête du glissement du Grand Brûlé [Labazuy, 1996 ; Lénat *et al.*, 2000] alors que d'autres estiment que le glissement du Grand Brûlé serait indépendant d'une véritable caldeira située en amont, la caldeira de l'Enclos [Duffield *et al.*, 1982 ; Bachèlery, 1995]. Ce

¹ UMR 6538 Domaines Océaniques, Université de Bretagne Occidentale, 6 av. Le Gorgeu, BP 809, 29285 Brest cedex. clegend@sd.univ-brest.fr

² Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, domaine du CNRS, bat. 12, av. de la Terrasse, 91118 Gif s/ Yvette.

³ Laboratoire de Pétrologie Cristalline, Géosciences Rennes, CNRS UMR 6118, Université de Rennes I, 35042 Rennes cedex.

⁴ CEA/DASE Laboratoire de Détection et de Géophysique, BP 12, 91680 Bruyères-Le-Chatel.

Manuscrit déposé le 15 avril 2002 ; accepté après révision le 8 octobre 2002.

type de structure implique un mouvement à composante verticale à la tête du détachement et des mouvements latéraux transcurrents [Gillot *et al.*, 1994]. Le plan de rupture, subvertical en surface, tend progressivement vers l'horizontale à profondeurs croissantes [7 à 10° selon Elsworth et Voight, 1995]. De tels plans de faille prennent généralement naissance dans des niveaux de faiblesse superficiels des appareils volcaniques [Ancochea *et al.*, 1994]. Parmi les facteurs déclenchant le glissement, le plus courant semble être la répétition de la mise en place d'intrusions magmatiques et plus exactement la poussée exercée par le magma et la pression des fluides [Bachèlery *et al.*, 1996 ; Elsworth et Voight, 1995]. Selon Bachèlery et Montaggioni [1983] et Lénat *et al.* [1989], le glissement des formations du flanc oriental du Piton de la Fournaise résulterait de la mise en place répétée d'intrusions dans la zone centrale de ce volcan.

Généralement, en contexte de déstabilisation gravitaire des volcans-boucliers intraocéaniques, les traces de l'effondrement (sa cicatrice) ou bien le découpage de la côte par des failles sont bien visibles mais il ne subsiste aucune trace directe de la partie effondrée. Seuls des dépôts de remaniement de type brèche d'avalanche de débris sous-marine sont observés. Dans le cas de la Réunion, ils se situent en mer, au large du Piton de la Fournaise [Labazuy, 1996]. A Tahiti, on observe des cicatrices dans la morphologie de l'île et des masses sédimentaires associées [Clouard *et al.*, 2000 ; Clément *et al.*, 2002]. Dans cet article, nous montrons que la structure actuelle de Huahine ne résulte pas d'un effondrement de ce type, contrairement à la plupart des autres îles polynésiennes, ce qui en fait un exemple très inhabituel de volcan-bouclier intraocéanique.

GÉOLOGIE DE L'ÎLE DE HUAHINE

Découverte par Cook en 1769, Huahine est une île située à 170 km au nord-ouest de Tahiti, à l'extrémité orientale des « îles sous le vent » (fig. 1). Sa superficie est de 75 km². Bien que l'île soit fortement disséquée par l'érosion, les pentes volcaniques originelles sont conservées en certains endroits sous forme de planèzes. Les massifs volcaniques de Huahine Nui et Huahine Iti culminent respectivement à 669 m (Moua Turi) et 462 m (Pohuarahi). Cinq pitons trachyphonolitiques jalonnent Huahine ; l'un d'eux (Vaihi) occupe le centre de la baie séparant les deux îles. Huahine est constituée d'un ensemble de deux îles, Huahine Nui (la grande) au nord et Huahine Iti (la petite) au sud, encerclées par un récif barrière unique et séparées par les baies peu profondes de Maroe et de Port Bourayne. La carte présentée en figure 1 [simplifiée d'après Maury *et al.*, 2002] montre cinq unités principales.

Les coulées et brèches basaltiques sous-marines de la baie d'Avea

Cette unité, affleurant au nord de la baie d'Avea, précédemment décrite par Brousse *et al.* [1983], est constituée d'une alternance de coulées basaltiques mises en place sous une faible tranche d'eau et de brèches hyaloclastiques. Les coulées sont débitées en coussins (« pillow lavas »). Le ciment des brèches hyaloclastiques a une teinte jaunâtre attribuable à un début de palagonitisation. Ces unités de mise en place sous-marine sont surmontées d'un niveau rubéfié à éléments

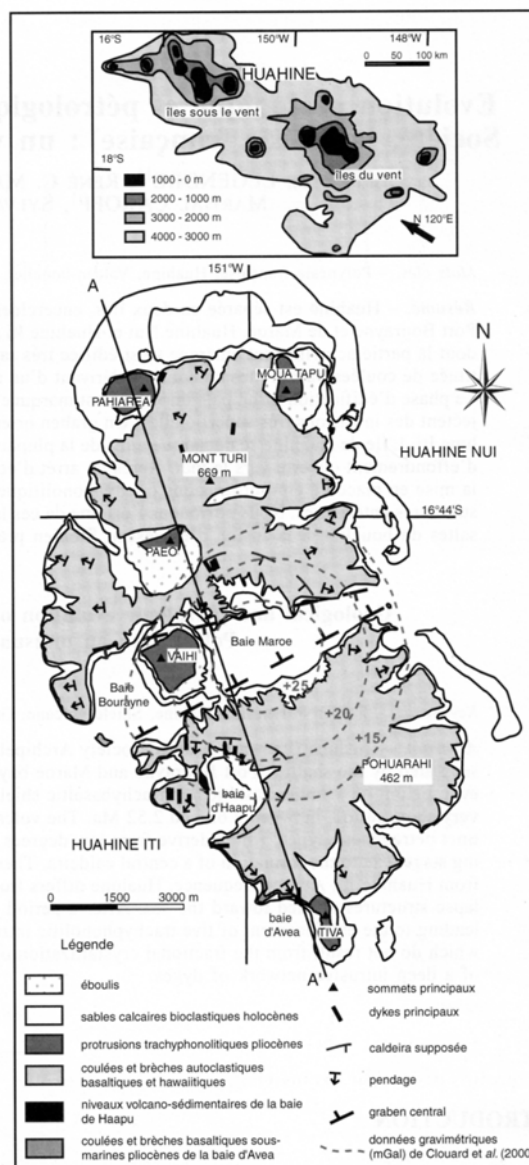


Fig. 1 – Carte géologique et structurale de l'île de Huahine et sa localisation au sein de l'archipel de la Société.
Fig. 1. – Geological and structural map of Huahine and its location in the Society archipelago.

basaltiques vitreux, puis de coulées de mise en place probablement subaérienne de type pahoehoe et de brèches autoclásticas. Ces premières coulées subaériennes présentent des traces d'interaction avec l'eau (poches de gaz dites « blisters », cheminées bréchiques appelées spiracles, smectites,...), ainsi que des structures de ségrégation liées à un mécanisme de type « différenciation-vapeur » [Caroff *et al.*, 2000].

Les niveaux volcano-sédimentaires de la baie de Haapu

Cette unité, déjà signalée par Aubert de la Rue [1959], De-neufbourg [1965], Brousse *et al.* [1983] et Macherey [1984] représente la seule formation volcanique épicrostique de Huahine. Elle n'affleure que sur quelques centaines de mètres carrés au nord-est de la baie de Haapu. Son substratum est masqué par les sables littoraux bioclastiques, mais elle est clairement surmontée par les coulées du bouclier. Il s'agit de brèches polygéniques à éléments altérés sub-arrondis, parfois ponceux, finement lités et granoclassés. La granulométrie est millimétrique à centimétrique. On observe également des faciès fins cinéritiques très bien lités, horizontaux, contenant également des fragments ponceux centimétriques.

Les coulées et brèches autoclastiques du bouclier de Huahine

Cette formation très épaisse constitue la quasi totalité de la partie visible du volcan-bouclier. Elle est constituée d'un empilement très monotone de coulées basaltiques composites, à pendages périphériques très réguliers de 8° à 15°. Elles se subdivisent en passées laviques de type pahoehoe généralement très vacuolaires, d'épaisseur décimétrique à métrique, séparées par des niveaux scoriacés autoclastiques (brèche de progression) d'épaisseur équivalente voire plus réduite. On y observe couramment des tubes de lave et parfois de petits tunnels.

Les protrusions trachyphonolitiques

Les cinq massifs phonolitiques de Huahine (Pahiarea, Moua Tapu, Paeo, Vaihi et Tiva) ont des diamètres sensiblement identiques (kilométriques), le Moua Tapu et le Paeo étant nettement plus élevés que les trois autres. La disposition des prismes et des lauzes des massifs de Vaihi et Pahiarea évoque une mise en place de type cumulodôme/ cryptodôme, alors que l'allongement N-S de ceux de Moua Tapu et de Vaihi suggère qu'ils représentent plutôt des lames sub-verticales.

Les sables calcaires bioclastiques

Ces terrains affleurent exclusivement dans les zones côtières, où ils comblent les fonds des vallées et frangent les nombreuses baies de l'île, ainsi que sur les îlots du lagon (« motus »). Il s'agit principalement de sables calcaires bioclastiques d'origine corallienne, qui au niveau des fonds des vallées contiennent des fragments volcaniques plus ou moins arrondis ainsi qu'une composante argileuse provenant du lessivage des sols ferrallitiques. En bordure du lagon, les sables bioclastiques calcaires sont fréquemment cimentés, formant de grandes dalles de « grès de plage » carbonaté.

DONNÉES STRUCTURALES ET GÉOPHYSIQUES

Les dykes sont extrêmement nombreux dans l'île. Leur faible épaisseur (de 5 cm à 1 m couramment), la complexité de leur réseau et l'impossibilité de les corrélés d'un affleurement à l'autre rendent illusoire toute représentation cartographique ; en conséquence, seuls les réseaux les plus remarquables ont été indiqués sur la carte (fig. 1). Les di-

rections statistiquement majoritaires sont NW-SE (direction de l'alignement de la Société) et surtout N-S. De même, la disposition des cinq intrusions trachyphonolitiques suggère qu'elles se sont mises en place à la faveur de fractures orientées N160-170°. Cette dernière direction correspond à celle des anciens axes d'accrétion qui auraient constitué des lignes de faiblesse acquises à la ride Farallon [Mammerickx *et al.*, 1975] et fourni un passage privilégié aux laves transitant vers la surface [Léotot, 1988 ; Diraison *et al.*, 1991].

L'existence de deux caldeiras, l'une à l'est de la baie de Haapu, l'autre au sud de Huahine Nui, est argumentée par des observations morphologiques (systèmes de crêtes disposées en arc de cercle) et géologiques (réseaux de dykes disposés soit perpendiculairement, soit parallèlement à ces lignes de crête). Morphologiquement, la plus apparente est celle de la baie de Haapu qui est cependant de taille réduite. Le mur présumé de la caldeira située au niveau de la partie sud de Huahine Nui correspond à une ligne de crêtes assez nette, mais il n'existe aucune indication morphologique de la présence de son équivalent possible dans le nord de Huahine Iti. La caractéristique majeure de Huahine réside dans l'existence du chenal central peu profond séparant Huahine Nui de Huahine Iti par l'intermédiaire des baies de Port Bourayne et de Maroe. Brousse *et al.* [1983] l'ont interprété comme un graben orienté WSW-ENE et dont la formation aurait été provoquée par des mouvements distensifs NW-SE.

Les données gravimétriques obtenues par Clouard *et al.* [2000], surimposées à la carte géologique (fig. 1), permettent de définir une zone d'anomalies isostatiques résiduelles positives (d'un maximum de 25 mGal) centrée au niveau des deux baies séparant les deux îles. Ces anomalies sont interprétées comme traduisant la présence à faible profondeur (0,3 km) d'un corps dense (roches grenues ou accumulatives), voire d'une chambre magmatique solidifiée, sous-jacente à une caldeira centrale.

Enfin, Huahine présente la singularité de comporter un ensemble d'îlots sableux (« motu ») coalescents d'âge holocène bien développés au nord, alors qu'ils sont plus réduits au sud. Ceci semble indiquer un basculement de l'île avec une élévation dans sa partie nord et une partie sud ennoyée. En estimant, de façon grossière, que les îlots du nord émergent à + 10 m par rapport au niveau de la mer et que ceux du sud sont ennoyés à - 10 m, un basculement de moins de 0,1° de l'île permet de rendre compte de cette répartition particulière des motus.

CHRONOLOGIE DE MISE EN PLACE

De nouvelles datations, présentées en tableau I, ont été réalisées sur mésostase séparée par la méthode K-Ar sans traceur au Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (CEA/CNRS Gif sur Yvette). Les critères de choix d'échantillons et de sélection des géochronomètres sont ceux exposés dans Guillou *et al.* [1998] et appliqués pour la datation de plusieurs volcans polynésiens. Le dosage de l'argon a été réalisé selon la méthode dite de Cassinot décrite dans Gillot et Cornette [1986]. Les procédures de calibrage des âges et les calculs d'erreurs sont détaillés dans Charbit *et al.* [1998]. La mesure du potassium a été effectuée par ICP-AES [Cotten *et al.*, 1995].

TABLE I. – Datations isotopiques ^{40}K - ^{40}Ar d'échantillons de Huahine. Les âges sont calculés selon les constantes de Steiger et Jäger [1977] prenant en compte la moyenne de deux analyses de l'argon 40 radiogénique (Ar^*).
TABLE I. – *Isotopic ^{40}K - ^{40}Ar datings of samples from Huahine. Ages are calculated with Steiger and Jäger [1977] constants. Results are the average of two radiogenic argon (Ar^*) analyses.*

Localisation	Echantillon	Type pétrographique	K%	$^{40}\text{Ar}^*$ %	$^{40}\text{Ar}^*$ (10^{12} moles/g)	Age (Ma) $\pm 2\sigma$
Huahine Nui	HA 55	basalte	1,494 \pm 0,015	22,923	6,547	2,53 \pm 0,05
	HA 61	basalte	1,552 \pm 0,016	13,021	7,126	2,65 \pm 0,04
	HA 29	hawaïite	2,124 \pm 0,021	35,179	9,365	2,53 \pm 0,04
	HA 40	mugéarite	2,921 \pm 0,029	56,109	13,267	2,62 \pm 0,04
Huahine Ili	HA 66	basanite	1,116 \pm 0,012	23,375	4,874	2,52 \pm 0,04
	HA 25	basalte	1,118 \pm 0,011	14,213	5,059	2,61 \pm 0,04
	HA 64	basalte	1,274 \pm 0,013	23,131	5,803	2,62 \pm 0,04
	HA 22	basalte	1,753 \pm 0,018	28,926	8,048	2,65 \pm 0,04
	HA 26b	hawaïite	1,475 \pm 0,015	42,427	6,595	2,58 \pm 0,04
Intrusions	HA 8	trachyphonolite	3,777 \pm 0,038	34,460	13,545	2,07 \pm 0,03
	HA 18	trachyphonolite	4,101 \pm 0,040	38,174	16,223	2,28 \pm 0,03

Les âges obtenus pour les deux parties de l'île sont comparables et permettent d'envisager la formation des parties aériennes émergées de Huahine dans un intervalle de temps restreint (de $2,65 \pm 0,04$ à $2,52 \pm 0,04$ Ma pour les laves basiques). Compte tenu des marges d'erreur, l'ensemble de l'édification de la partie aérienne peut s'être produite en un minimum de 50 000 ans, entre 2,61 et 2,56 Ma. Cela impliquerait une vitesse moyenne d'édification de 14 mm/an, se situant dans la gamme communément admise pour les grands volcans-boucliers hawaïiens. L'unité sous-marine de la baie d'Avea ($2,58 \pm 0,04$ Ma), cartographiquement la plus ancienne, est en fait contemporaine de l'unité du bouclier ($2,65 \pm 0,04$ à $2,52 \pm 0,04$ Ma) qui la surmonte. Les protrusions phonolitiques sont sensiblement plus récentes que les formations basiques. Une intrusion de trachyphonolite miaskitique a été datée à $2,28 \pm 0,03$ Ma (HA18, Tiva, tableau I) et un trachyphonolite apgaïtique à $2,07 \pm 0,03$ Ma (HA8, Moua Tapu, tableau I), ce qui impose un laps de temps minimal de 240 ± 70 ka entre l'émission des dernières coulées basaltiques et la mise en place des trachyphonolites.

EVOLUTION MAGMATIQUE

Les types de laves

Les laves échantillonnées ont été analysées pour les éléments majeurs et en trace par ICP-AES selon la méthode décrite dans Cotten *et al.* [1995]. Une sélection d'analyses est présentée en tableau II. Elle est basée sur la nature des laves déterminée à partir du diagramme TAS (Total Alkali Silica, fig. 2) [Le Bas *et al.*, 1986].

La majeure partie des laves basiques de Huahine sont, du point de vue de la norme CIPW, des tholéïtes à olivine ($3\% < \text{normative} < 24\%$). Il existe également quelques basaltes alcalins (moins de 3% de néphéline normative) et une basanite (HA66), qui contient 4,1% de néphéline normative. Les basaltes présentent généralement une microtexture porphyrique et contiennent des phénocristaux d'olivine (Fo 80-70%) et de clinopyroxène (diopside). Le plagioclase (labrador) n'apparaît que sous forme de microlites dans la mésostase.

Les hawaïites se distinguent des basaltes par la présence systématique de phénocristaux de plagioclase (labrador et andésine), accompagnés d'olivine (Fo 79-72), de clinopyroxène (diopside et augite) et d'oxydes ferro-titanés. Dans de rares cas, l'amphibole et le feldspath potassique (anorthose) peuvent apparaître sous forme de phénocristaux. Un seul échantillon de mugéarite (HA 40) a été mis en évidence.

TABLE II. – Analyses géochimiques (% pondéral d'oxyde pour les éléments majeurs, ppm pour les éléments en trace) d'une sélection de laves de Huahine.

Table II. – *Geochemical analyses of selected lavas of Huahine (weight % for major elements, ppm for trace elements).*

Échantillon	HA66	HA22	HA25	HA38	HA64	HA29	HA26b	HA40	HA8	HA18
	bas.	th. ol	th. ol	th. ol	b. alc	hw.	hw.	mug.	tg	tg
SiO ₂	44,61	48,53	46,71	46,85	46,36	48,43	48,00	52,10	62,20	59,50
TiO ₂	3,50	3,06	3,13	3,29	2,31	3,39	3,56	2,68	0,11	0,31
Al ₂ O ₃	13,46	14,16	12,90	13,11	14,86	14,77	14,70	15,00	18,10	17,40
Fe ₂ O ₃ *	13,40	12,3	12,70	13,00	11,73	11,20	13,30	12,20	2,98	5,65
MnO	0,15	0,14	0,15	0,16	0,17	0,14	0,17	0,17	0,47	0,31
MgO	7,17	5,70	7,99	8,78	5,59	4,88	4,66	2,48	0,23	0,86
CaO	13,18	11,62	11,55	11,54	13,11	9,32	9,20	5,50	0,62	1,43
Na ₂ O	2,15	2,44	2,14	2,31	2,54	2,75	3,20	4,25	8,40	6,67
K ₂ O	1,42	2,14	1,33	1,28	1,29	2,52	1,90	3,30	5,10	5,70
P ₂ O ₅	0,43	0,45	0,39	0,41	0,34	0,56	0,52	0,83	0,03	0,19
LOI	1,74	0,30	1,36	0,14	0,48	1,99	0,46	0,91	1,66	1,59
total	101,21	100,83	100,34	100,86	98,77	99,93	99,67	99,42	99,90	99,61
Rb	38	47	35,2	21,2	31	54	46	72	303	164
Sr	947	674	533	607	815	667	620	490	3,5	135
Ba	541	603	331	407	513	674	480	755	3	94
Y	27	33	28,1	31,6	28,6	32,1	34,5	61	69	63
Zr	209	268	244	237	160	347	294	470	1250	1660
Nb	41	47	35	39	34	51	45	70	450	193
La	32,5	48	35,6	41,3	27	50	45	77	163	145
Ce	66	92	74	73	56	106	92	143	292	290
Sm	41	48	42	45	30	58	51	83	94	123
Nd	8,8	9,7	8,9	9,6	6,3	10,9	10,5	17,3	15,2	21
Eu	2,7	2,8	2,7	2,8	2	3,1	3,07	4,42	2,5	2,98
Gd	8,1	8,1	7,9	8,6	6,5	9,4	9	15,4	10,6	14,6
Dy	5,7	6,16	5,9	6,3	5,6	6,8	7,15	12,2	11,8	12,3
Er	2,4	3	2,8	2,7	2,5	2,8	3,3	5,7	6,9	6,4
Yb	1,8	2,1	2	1,9	2,1	2,2	2,5	4,55	7,3	5,46
Th	4,5	8,3	5,4	4,7	4	7,5	6,5	12,5	58	26
ol	8,22	6,92	10,93	15,96	8,54	7,81		7,18	3,52	6,09
mc	4,1	0,09		1,22	4,2			6,33		6,60
								1,29		

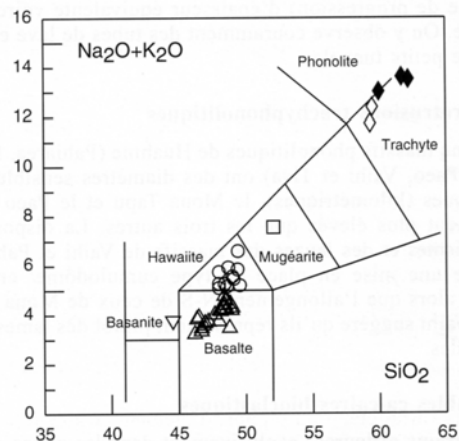


FIG. 2. – Diagramme TAS [Total Alkali Silica ; Le Bas *et al.*, 1986] des laves de Huahine (losange vide : trachyphonolite miaskitique, losange plein : trachyphonolite apgaïtique).

FIG. 2. – *Total alkali silica discrimination diagram [TAS ; Le Bas *et al.*, 1986] of lavas of Huahine (empty diamond : miaskitic trachyphonolite, filled diamond : apgaïtic trachyphonolite).*

Les trachyphonolites sont situés à la limite entre le champ des phonolites et celui des trachytes du diagramme TAS (fig. 2). Ils contiennent de la néphéline normative et seuls les échantillons HA 6, 8 et 24 (protrusions de Pahia-rea, Moua Tapu et Pao respectivement) sont hyperalcalins [selon l'indice d'hyperalcalinité PI de Le Bas *et al.*, 1986] et contiennent de l'acmite à la norme. Il s'agit de trachyphonolites apgaïtiques [Goldschmidt, 1930] alors que les échantillons HA 18 et 19 (protrusions de Tiva et Vaihi) correspondent à des trachyphonolites miaskitiques [Fersman, 1929]. Les échantillons miaskitiques présentent une texture microlitique avec des phénocristaux d'augite aegyrinique,

de sanidine, de néphéline et d'apatite en microcristaux. Les trachyphonolites agpaïtiques, à texture microlitique trachytique, contiennent des phénocristaux de sanidine, de néphéline, de fayalite et des microcristaux de zircon, d'augite aegyrienne, d'aegyriine, de ferro-richtérite, d'aenigmatite et d'apatite.

Géochimie des laves

Des basaltes aux hawaïites, puis à la mugéarite, on observe une augmentation régulière des teneurs en K_2O , Na_2O et P_2O_5 compensées par la décroissance de $Fe_2O_3^*$ (fer total exprimé sous forme ferrique), MgO et CaO corrélées avec l'augmentation de SiO_2 . Une lacune de 10 % de SiO_2 sépare la mugéarite des trachyphonolites. Ces derniers, relativement homogènes, sont alumineux, sodi-potassiques et très pauvres en TiO_2 , $Fe_2O_3^*$, MgO , CaO et P_2O_5 .

Au niveau des spectres multiélémentaires, on observe deux comportements distincts pour les laves basaltiques et intermédiaires : d'une part, un enrichissement en terres rares lourdes (ou un appauvrissement en terres rares légères ; $17 < La/Yb < 19$) ; d'autre part, un enrichissement en terres rares légères accompagné d'un appauvrissement en terres rares moyennes ($20 < La/Yb < 28$). Ces variations sont documentées dans Maury *et al.* [2002].

Une lacune d'environ 13 ppm de Th sépare les laves intermédiaires des trachyphonolites qui ont des teneurs en Th variant de 25 à 40 ppm pour les laves miaskitiques et de 48 à 60 ppm pour les échantillons agpaïtiques. Ces trachyphonolites sont très appauvris en Ba et beaucoup plus enrichis en La, Nb et Yb que les laves basaltiques et intermédiaires.

Modèles pétrogénétiques

Hétérogénéité des basaltes

L'hétérogénéité du manteau-source des basaltes peut être mise en évidence par l'utilisation du rapport Th/Nb (peu sensible à la fusion partielle et à la cristallisation fractionnée), qui permet de distinguer trois groupes de basaltes A, B et C (fig. 3).

Les variations d'un rapport d'éléments d'incompatibilités très différentes (Th/Yb par exemple) pour un rapport Th/Nb constant peuvent mettre en évidence des variations liées au taux de fusion partielle. En effet, les liquides dérivant de la fusion partielle d'une source géochimiquement homogène présenteront des rapports Th/Yb d'autant plus faibles que le taux de fusion sera élevé [Shaw, 1970]. Sur le diagramme Th/Yb en fonction de Th/Nb (fig. 3), les basaltes du groupe B peuvent ainsi être séparés en deux sous-groupes B1 et B2.

Evolution des basaltes

La constance des rapports d'éléments en trace incompatibles susceptibles de ne pas être fractionnés par la fusion partielle ou la cristallisation fractionnée et l'augmentation des teneurs en Th montrent un lien entre les basaltes des groupes B1, B2 et C et les roches intermédiaires correspondantes. De plus, les spectres des analyses des basaltes et des roches intermédiaires de chaque groupe montrent un bon parallélisme au sein d'un même groupe, ce qui permet de définir trois ensembles vraisemblablement cogénétiques.

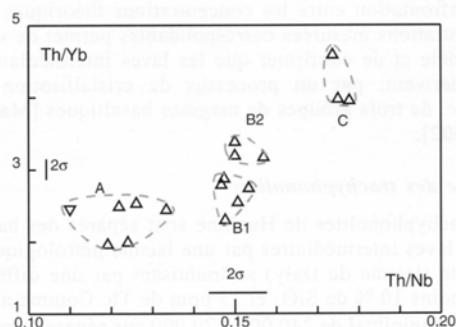


FIG. 3. – Diagramme Th/Yb en fonction de Th/Nb montrant la diversité géochimique des laves basaltiques de Huahine ainsi que l'influence des variations de composition de la source et des taux de fusion partielle dans leur genèse.

FIG. 3. – *Th/Yb vs. Th/Nb diagram showing the geochemical diversity of Huahine basaltic lavas, as well as the effects of variations in source composition and partial melting rates.*

TABLE III. – Calculs des bilans de masse réalisés à partir des éléments majeurs. Les minéraux soustraits du liquide parent pour obtenir le liquide fils sont présentés en pourcentages. ΣR^2 : somme des résidus au carré ; F : fraction de liquide fils ; b2 : moyenne des basaltes du groupe B2 ; h2 : moyenne des hawaïites du groupe B2 ; b3 : moyenne des basaltes du groupe B3 ; h3 : moyenne des hawaïites du groupe B3 ; b4 : moyenne des basaltes du groupe C ; h4 : moyenne des hawaïites du groupe C.

TABLE III. – *Mass balance calculations of major elements. Minerals subtracted from the parental liquid to obtain the daughter liquid are presented in percentages. ΣR^2 : sum of the squared residuals ; F : weight fraction of daughter liquid ; b2 : average of basalts of B2 group ; h2 : average of hawaïites of B2 group ; b3 : average of basalts of B3 group ; h3 : average of hawaïites of B3 group ; b4 : average of basalts of C group ; h4 : average of hawaïites of C group.*

groupe	B2		B3	C
	basalte à hawaïite	hawaïite à mugéarite	basalte à hawaïite	basalte à hawaïite
stade	b2	h2	b3	h4
liquide parent	b2	HA40	b3	h4
liquide dérivé	65,4	72	70,2	63,7
F	9,75	4,15		
olivine	50,85	43,28	36,85	54,64
clinopyroxène	31,48	36,67	19,85	22,47
plagioclase	0,22	7,30		
hémio-ilménite	7,68	8,56	8,89	7,75
titanomagnétite	0,02	0,04		
apatite			34,41	15,14
amphibole			1,19	1,17
ΣR^2	0,13	0,27		

La régularité des évolutions minéralogiques et des variations des éléments majeurs et en trace plaide en faveur d'un processus global d'évolution par cristallisation fractionnée permettant de former les roches intermédiaires à partir des basaltes. Les deux comportements géochimiques caractéristiques de l'évolution des trois groupes de laves peuvent être expliqués, d'une part par un fractionnement important d'amphibole (groupe B1 $20 < La/Yb < 28$) et, d'autre part, par un fractionnement également important d'apatite (groupes B2 et C $17 < La/Yb < 19$). Ces minéraux ont effectivement été observés au microscope (relative abondance d'apatite dans les laves intermédiaires des groupes B2 et C et présence d'amphiboles dans la plupart des laves du groupe B1).

Ce processus d'évolution par cristallisation fractionnée, amenant à la formation des roches intermédiaires pour chaque groupe défini précédemment, a été modélisé numériquement avec des calculs de bilan de concentrations des éléments majeurs entre liquides et minéraux selon la méthode de Bryan *et al.* [1969] et Wright et Doherty [1970] basée sur les moindres carrés (tabl. III). Ce modèle a également été appliqué aux éléments en trace par l'utilisation d'un ensemble de coefficients de partage minéraux/liquide.

La confrontation entre les concentrations théoriques et les concentrations mesurées correspondantes permet de valider le modèle et de confirmer que les laves intermédiaires de l'île dérivent, par un processus de cristallisation fractionnée, de trois groupes de magmas basaltiques [Maury *et al.*, 2002].

Genèse des trachyphonolites

Les trachyphonolites de Huahine sont séparés des basaltes et des laves intermédiaires par une lacune pétrologique importante (lacune de Daly) se traduisant par une différence d'au moins 10 % de SiO₂ et 13 ppm de Th. Comme un laps de temps minimal de 240 000 ± 70 000 ans sépare la mise en place des deux types de laves, aucun lien cogénétiq ue direct ne peut être a priori établi entre eux.

Les valeurs du rapport entre deux éléments fortement incompatibles (Th/Nb) sont globalement identiques pour les deux types de trachyphonolites, ce qui suggère une origine commune. Les spectres des trachyphonolites agpaïtiques normalisés au trachyphonolite miaskitique HA19 sont présentés en figure 4 et montrent un appauvrissement relatif en terres rares moyennes. De plus, ces spectres normalisés trouvent leur symétrie au niveau de la courbe des coefficients de distribution amphibole/liquide des terres rares [Feigenson *et al.*, 1983]. La forme générale des spectres tend ainsi à montrer l'intervention d'un fractionnement d'amphibole lors du passage des trachyphonolites miaskitiques aux trachyphonolites agpaïtiques plus évolués et contenant effectivement de l'amphibole sodique (ferro-richérite).

La variation des teneurs d'un élément compatible (Sc) en fonction d'un élément incompatible (Th) depuis les laves basaltiques et intermédiaires jusqu'aux trachyphonolites est présentée en figure 5. Une forte diminution du Sc suggérerait l'intervention d'un processus de cristallisation fractionnée dans la genèse des trachyphonolites. On observe au contraire une variation importante de Th pour des teneurs en Sc constantes, qui serait plutôt compatible avec un processus de fusion partielle à taux variable. Ce palier de composition est très marqué pour les trachyphonolites miaskitiques alors que les teneurs en Sc décroissent fortement dans les trachyphonolites agpaïtiques. Cette différence

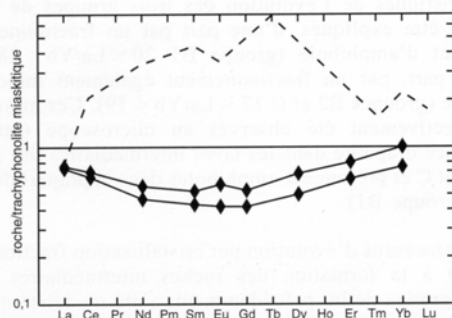


FIG. 4. – Spectres des trachyphonolites agpaïtiques normalisés au trachyphonolite miaskitique HA19. Ligne en tirets : courbe des coefficients de distribution amphibole/liquide des terres rares selon Wörner *et al.* [1983].
FIG. 4. – Agpaïtic trachyphonolites normalized to HA19 miaskitic trachyphonolite spectra. Dashed line : curve of amphibole distribution coefficients of Wörner *et al.* [1983].

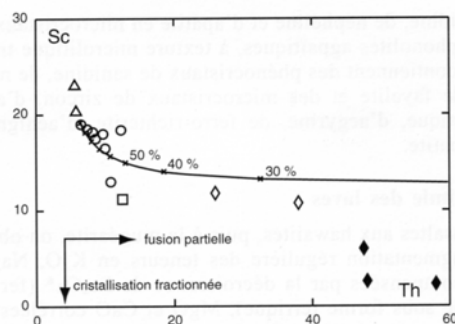


FIG. 5. – Diagramme Sc en fonction de Th des laves de Huahine. Les trachyphonolites miaskitiques (losanges vides) présentent un palier de composition en Sc, marqueur possible d'un processus de fusion partielle. Les trachyphonolites agpaïtiques (losanges pleins) sont appauvris en Sc du fait de l'apparition de l'amphibole dans ces laves. La courbe présente les compositions en Sc et Th de liquides calculés pour des taux de fusion variables.
FIG. 5. – Sc versus Th diagram. The relatively flat pattern of Sc observed for miaskitic trachyphonolites (empty diamonds) may be ascribed to a partial melting process. The depletion in Sc of agpaïtic trachyphonolites (filled diamonds) are likely due to amphibole fractionation. Sc and Th compositions of liquids calculated for variable partial melting rates are shown by the curve.

pourrait être liée au fractionnement d'amphibole qui incorpore massivement le Sc [Lemarchand *et al.*, 1987].

De nombreux auteurs ont montré que des laves très différenciées peuvent être formées par la fusion de roches mafiques intrusives dans des conditions hydratées ou non [Heltz, 1976 ; Spulber et Rutherford, 1983 ; Beard et Lofgren, 1989, 1991 ; Hay *et al.*, 1995 et Bohrson et Reid, 1997]. Ces derniers considèrent une fusion partielle, à faible ou moyenne profondeur, de roches intrusives équivalentes aux laves émises en surface et piégées en profondeur dans une zone filonienne. La courbe de composition en Sc et Th des liquides calculés pour différents taux de fusion partielle modale à l'équilibre [Shaw, 1970] d'une hawaïite prélevée en surface est représentée en figure 5. Le modèle ne permet pas de retrouver les concentrations exactes en Sc, mais permet de rendre compte d'un palier de concentration pour cet élément au niveau des trachyphonolites miaskitiques, ce qui n'est pas le cas pour les trachyphonolites agpaïtiques. Des teneurs en Th similaires aux teneurs mesurées dans ces laves peuvent être obtenues pour des taux de fusion partielle compris entre 10 et 30 %. Ces taux élevés sont en accord avec les résultats de Bohrson et Reid [1997] qui aboutissent également à des valeurs de l'ordre de 30 % pour modéliser une évolution comparable.

Un processus de fusion partielle serait donc susceptible d'être à l'origine d'un liquide miaskitique. Celui-ci aurait subi des fractionnements de minéraux afin d'aboutir aux trachyphonolites miaskitiques d'une part, et aux trachyphonolites agpaïtiques d'autre part. L'édification de la majeure partie des îles de l'archipel de la Société comprend un stade bouclier, suivi d'un stade post-bouclier. C'est notamment le cas de Moorea [Le Dez *et al.*, 1998], Tahaa [Joron *et al.*, 1991] et de Maupiti [Blais *et al.*, 2002]. Cependant, les îles de Huahine et de Raiatea [Blais *et al.*, 1997], qui sont les seules où on rencontre des laves très différenciées tardives, ne présentent pas de basaltes émis lors du stade post-bou-

clier. Dans le cas de Huahine, il se pourrait que les liquides tardifs aient été piégés en profondeur. Le réchauffement de leur encaissant pourrait avoir provoqué la refusion du matériel filonien, accumulé dans la croûte océanique lors de la phase d'édification du bouclier, formant les liquides trachyphonolitiques exprimés en surface sous forme de protrusions.

ÉVOLUTION STRUCTURALE

Huahine : deux îles, un volcan unique

Brousse *et al.* [1983] ont proposé l'existence de trois volcans distincts à Huahine. Le premier correspondrait à Huahine Iti, le deuxième à Huahine Nui, ce dernier ayant subi un effondrement caldeirique vers le nord, au sein duquel se serait installé le troisième édifice, entre le Mont Turi et la côte nord de Huahine Nui.

La plupart des laves, datées par la méthode K-Ar conventionnelle sur roche totale par Roperch et Duncan [1990], ont une polarité magnétique transitionnelle. Combinant propriétés magnétiques et âges isotopiques des laves, ces auteurs placent dans la période d'inversion magnétique du Kaena (3,11-3,04 Ma, âge calibré astronomiquement) [Berggren *et al.*, 1995] le début d'édification aérienne du sud de Huahine. Ceci conforterait l'hypothèse de deux édifices distincts.

L'échantillon HA 64, que nous avons prélevé sur le même affleurement que celui (E51-524) daté à $2,92 \pm 0,04$ Ma par Roperch et Duncan [1990], donne un âge de $2,62 \pm 0,04$ Ma. Cet échantillon a une direction magnétique transitionnelle, confirmant un âge proche de celui d'une limite de changement de polarité du champ magnétique terrestre. Notre âge de $2,62 \pm 0,04$ Ma est compatible avec l'âge calibré astronomiquement de 2,58 Ma pour la limite Gauss-Matuyama. Un autre échantillon de ces auteurs (H86-2, $2,96 \pm 0,07$ Ma) se trouve sur la même coupe et stratigraphiquement au-dessous de l'échantillon HA22 daté à $2,65 \pm 0,04$ Ma. Compte tenu de nos nouvelles datations, il apparaît probable que l'inversion magnétique enregistrée par les laves de Huahine soit plutôt celle correspondant au passage Gauss-Matuyama qu'à l'événement du Kaena. Les âges antérieurs à cette étude apparaissent donc surestimés. Cette surestimation résultant de datations sur roche totale a été mise en évidence et discutée aussi bien pour les laves de Polynésie [Guillou *et al.*, 1998] que pour les laves d'autres archipels volcaniques [Guillou *et al.*, 2000 ; 2001]. Nos nouvelles datations conduisent donc à un raccourcissement de la période d'activité de Huahine Iti. Les deux îles Huahine Nui et Iti ont eu des périodes d'activité relativement réduites (environ 50 ka) et contemporaines (dans la limite des marges d'erreur analytiques), ce qui nous conduit à abandonner les interprétations proposant l'existence de deux édifices volcaniques distincts. De plus, nous n'avons observé aucune différence morphologique ou géologique entre les pentes nord de la crête relativement continue du Moua Turi et ses pentes occidentales et orientales, ce qui semble exclure l'existence du troisième volcan proposé par Brousse *et al.* [1983]. La crête du Moua Turi est approximativement parallèle à la limite présumée de la caldeira centrale, de même que celle du Pohuarahi qui représente son équivalent à Huahine Iti.

Les coulées composites et les brèches autoclastiques subaériennes composant le bouclier sont identiques sur tout le pourtour de l'île. Elles présentent des pendages périphériques très réguliers de 8 à 15° ; aucun pendage nord n'a été observé sur Huahine Iti et aucun pendage sud sur Huahine Nui, alors qu'ils devraient être abondamment représentés dans l'hypothèse de deux centres volcaniques différents, même contemporains. Au contraire, on observe des pendages similaires de part et d'autre de la baie Maroe et de celle de Port Bourayne, orientés vers l'est au niveau de la côte est des deux îles, vers le sud-ouest au niveau des côtes SW. Ces arguments nous permettent d'affirmer que les deux îles correspondent en fait à un volcan-bouclier unique.

Structure initiale de l'édifice

La caractéristique morphologique majeure de Huahine réside dans l'existence du chenal central séparant en deux l'île par l'intermédiaire de la baie de Port Bourayne et de la baie Maroe. A la suite de Brousse *et al.* [1983], nous proposons que cette structure très originale en Polynésie traduise la formation d'un graben orienté WSW-ENE séparant l'île de Huahine en deux parties. Une proposition de reconstitution de l'île avant la formation du graben est proposée en figure 6a. Si on élimine le massif trachyphonolitique tardif de Vaihi, on constate une remarquable correspondance entre les contours des formations volcaniques de Huahine Iti et Huahine Nui, de part et d'autre de ce chenal. Dans cette reconstitution, l'ensemble formé par la péninsule de la pointe Tio et de la péninsule de Haapu occupe l'emplacement actuel de la baie de Port Bourayne, le seul îlot volcanique de Huahine (Motu Vaiorea) demeurant solidaire de Huahine Nui. Cette reconstitution montre qu'une dépression subsiste cependant, au niveau du village de Maroe, qui pourrait représenter la trace de l'ancienne caldeira centrale, ce que suggèrent par ailleurs les données gravimétriques de Clouard *et al.* [2000].

Les modalités essentielles de l'évolution volcano-structurale de la partie émergée de l'île sont schématiquement représentées en figures 6 et 7.

La première étape (environ 2,6 à 2,5 Ma) aboutit à l'édification très rapide du bouclier de Huahine, caractérisée par des vitesses de croissance de l'ordre de 14 mm/an. A ce stade, l'île correspond à un volcan central unique, de forme oblongue (fig. 6a), dont l'allongement et l'orientation principale des dykes correspondent à la direction régionale N160°-N170° qui est celle des anciens centres d'accrétion de la ride Farallon. Ces caractéristiques sont similaires à celles de l'île voisine de Raiatea [Blais *et al.*, 1997]. La fin de ce stade correspond à la formation d'une caldeira centrale axée sur l'actuelle baie Maroe.

L'orientation majeure N-S des dykes, qui conditionne plus ou moins directement la forme allongée de l'île, signifie que l'île est armée dans cette direction et que les lignes de faiblesse sont orientées de même. Structuralement, l'île est configurée pour des effondrements selon une direction E-W, ce qui implique que les failles normales devraient avoir une direction N-S. Cependant, le graben central qui sépare Huahine Nui de Huahine Iti s'est formé selon une direction E-W, ce qui contribue à l'originalité de l'île. Deux failles normales de directions légèrement différentes, l'une orientée N080°E au nord et l'autre orientée N065°E au sud, seraient à l'origine de ce graben (fig. 6b). Une conséquence

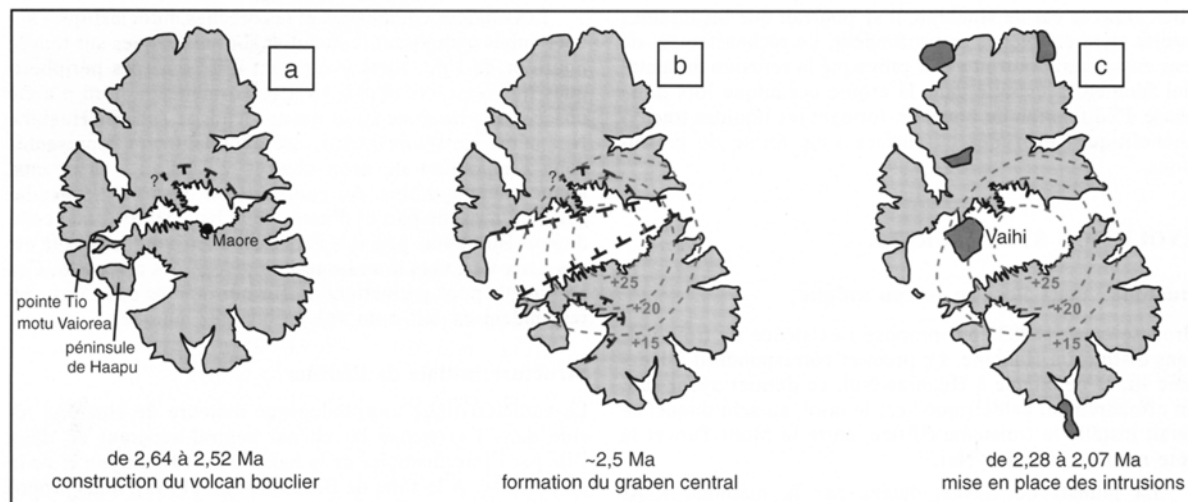


FIG. 6. – Evolution volcano-structurale de Huahine. a) édification du volcan-bouclier et installation d'une caldeira centrale, b) formation du graben central, c) mise en place des protrusions trachyphonolitiques. En tirets : anomalies gravimétriques [mGal ; Clouard *et al.*, 2000].
 FIG. 6. – Volcano-structural evolution of Huahine. a) shield-volcano growth and central caldeira formation, b) formation of the central graben, c) emplacement of trachyphonolitic intrusions. Dashed lines : gravity anomalies [mGal ; Clouard *et al.*, 2000].

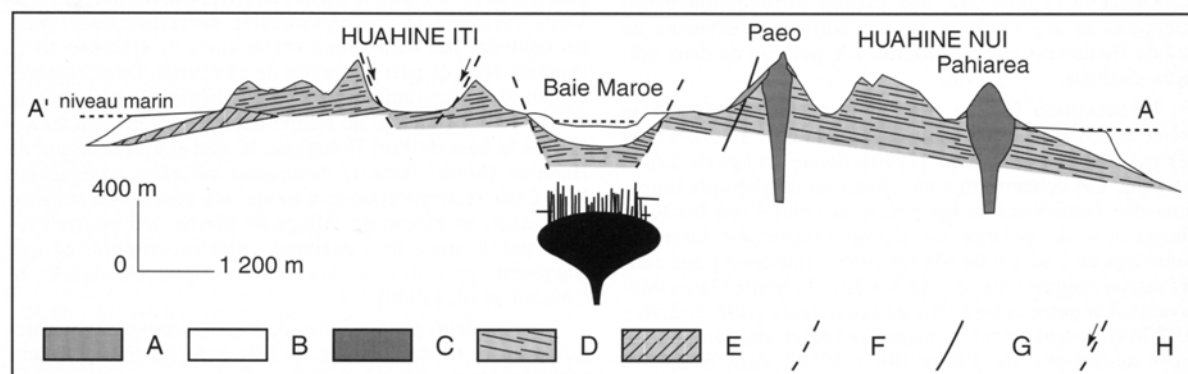


FIG. 7. – Coupe géologique selon le tracé A-A' (localisé en figure 1). A) éboulis trachyphonolitiques, B) plates-formes récifales et sables calcaires bioclastiques, C) protrusions trachyphonolitiques, D) coulées et brèches autoclásticas basaltiques et hawaïtiques, E) coulées et brèches basaltiques sous-marines de la baie d'Avea, F) graben, G) caldeira centrale, H) caldeira de Haapu.
 FIG. 7. – Cross-section through Huahine along AA' profile (located in figure 1). A) trachyphonolitic scree, B) reefal platforms and bioclastic calcareous sands, C) trachyphonolitic intrusions, D) basaltic and hawaiitic autoclastic lavas flows, E) submarine basaltic breccias and lava flows of Avea bay, F) graben, G) central caldeira, H) Haapu caldeira.

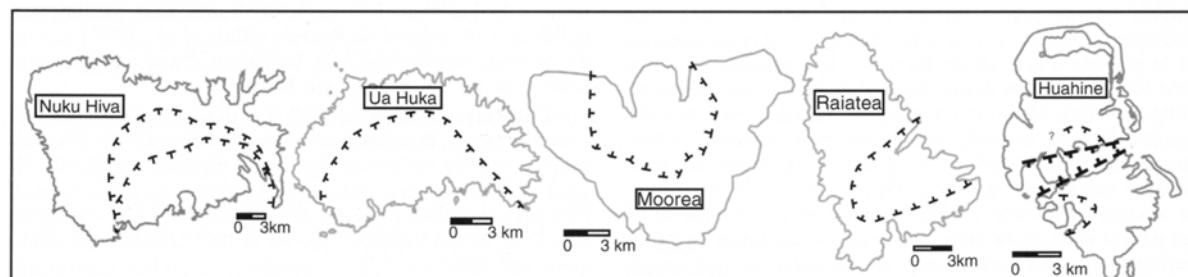


FIG. 8. – Quelques exemples de structures volcano-tectoniques en Polynésie française : Marquises : Ua Huka [modifié d'après Ielsch *et al.*, 1998] et Nuku Hiva [Le Dez *et al.*, 1996] ; à la Société : Moorea [Le Dez *et al.*, 1998], Raiatea [Blais *et al.*, 1997] et Huahine (ce travail).
 FIG. 8. – Examples of volcano-tectonic features in French Polynesia : Marquesas : Ua Huka [modified after Ielsch *et al.*, 1998] and Nuku Hiva [Le Dez *et al.*, 1996] ; Society : Moorea [Le Dez *et al.*, 1998], Raiatea [Blais *et al.*, 1997] and Huahine (this study).

secondaire de la formation de ce graben pourrait être la formation de la petite caldeira d'effondrement ouverte vers l'ouest de la baie de Haapu (fig. 6b et 7).

Enfin, la dernière étape de l'évolution magmatique de Huahine aboutit, au moins 0,25 Ma après la fin du magmatisme basaltique et intermédiaire, à la mise en place de cinq protrusions trachyphonolitiques (fig. 6c), d'abord miaskitiques, puis agpaïtiques. La reconstitution proposée en figure 6a nécessitant l'absence du dôme Vaihi lors de la formation du graben, nous suggérons que celui-ci se soit effondré entre la fin de la formation du bouclier, vers 2,5 Ma, et la mise en place des protrusions. Celles-ci se disposent d'ailleurs selon la direction privilégiée N160-170° correspondant vraisemblablement à d'importantes fractures du substratum océanique de l'île et conditionnant déjà les structures antérieures de l'île.

Originalité de l'exemple de Huahine

Bien que constituée de deux îles distinctes, les arguments de terrain, pétrologiques, géochronologiques et gravimétriques montrent que Huahine représente un édifice volcanique unique dont la structure est très peu courante (nous n'en avons pas trouvé d'équivalente dans la littérature relative aux volcans-boucliers). Elle diffère en effet totalement de celle de la plupart des îles polynésiennes (Nuku Hiva, Ua Huka, Moorea, Raiatea), dont les grands traits tectoniques incluant les traces d'effondrements gravitaires marquées par de vastes caldeiras de glissement ouvertes sur la mer,

sont schématisés en figure 8. A Nuku Hiva [Le Dez *et al.*, 1996] deux caldeiras d'effondrement emboîtées sont visibles. La première concerne le volcan bouclier. A l'intérieur de cette caldeira d'effondrement, un édifice volcanique s'est reconstruit, lui-même affecté par une seconde déstabilisation. A Ua Huka [Ielsch *et al.*, 1998], à Moorea [Le Dez *et al.*, 1998] et à Raiatea [Blais *et al.*, 1997], une seule déstabilisation est marquée et, pour les deux premières îles, un épisode de reconstruction est localisé dans la caldeira d'effondrement. Dans toutes ces îles, les parties effondrées ne sont plus visibles et de nouveaux édifices, correspondant à la période post-bouclier, se sont généralement formés au sein des caldeiras d'effondrement.

A l'exception de la caldeira réduite de la baie de Haapu, Huahine ne montre pas ce type de structure et la formation du graben recoupant à l'emporte-pièce la caldeira centrale ne semble pas s'être accompagnée d'un effondrement considérable du volcan-bouclier. Comme dans les autres îles polynésiennes, un magmatisme post-bouclier y est présent (trachyphonolites), mais il s'est mis en place selon l'axe structural majeur N-S de l'île et non au sein de la caldeira ni du graben de la baie Maroe.

Remerciements. – Les travaux exposés dans cet article ont été réalisés dans le cadre des levés géologiques de la feuille au 1/20 000^e de Huahine [Maury *et al.*, 2002] et financés par le BRGM (Service de la Carte Géologique de la France). Le manuscrit a bénéficié des critiques de deux lecteurs. Nous remercions très vivement, en particulier, Olivier Merle dont les commentaires relatifs à la structure de l'île nous ont conduit à modifier considérablement le modèle volcano-tectonique proposé.

Références

- ANCOCHEA E., HERMAN F., CENDREDO A., CANTAGREL J.-M., FUSTER J.-M., IBARROLA E. & COELLO J. (1994). – Constructive and destructive episodes in the building of a young oceanic island, La Palma, Canary Islands, and genesis of the Caldera de Taburiente. – *J. Volc. Geotherm. Res.*, **60**, 243-262.
- AUBERT DE LA RUE E. (1959). – Etude géologique et prospection minière de la Polynésie française. In : Recherche géologique et minière en Polynésie française. – Inspection générale des Mines et de la Géologie, Paris, 7-43.
- BACHÉLERY P. & MONTAGGIONI L. (1983). – Morphostructure du flanc oriental du volcan de la Fournaise depuis 0,53 Ma. In : J.F. LÉNAT Ed., Le volcanisme de l'île de la Réunion (océan Indien). – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **297**, 81-84.
- BACHÉLERY P. & LÉNAT J.F. (1993). – Le piton de la Fournaise. – *Mém. Soc. géol. Fr.*, n° **163**, 221-229.
- BACHÉLERY P. (1995). – Quelques réflexions à propos de concepts récents sur la structure du Piton de la Fournaise, Réunion. – Rapport Quad. 1991-1994, Com. Nat. Fr. Géod. Géophys., 107-112.
- BACHÉLERY P., LABAZUY P. & LÉNAT J.F. (1996). – Avalanches de débris sous-marines et subaériennes à la Réunion. – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **323**, 475-782.
- BEARD J.S. & LOFGREN G.E. (1989). – Effects of water on the composition of partial melts of greenstone and amphibolite. – *Science*, **244**, 195-197.
- BEARD J.S. & LOFGREN G.E. (1991). – Dehydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites. – *J. Petrol.*, **32**, 365-402.
- BERGGREN W.A., KENT D.V., SWISHER III C.C. & AUBRY M.P. (1995). – A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. In : W.A. BERGGREN, D.V. KENT, M.P. AUBRY and J. HARDENBOL Eds., Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation. – *SEPM, Sp. Publ.*, **54**, 129-212.
- BLAIS S., GUILLE G., MAURY R.C., GUILLOU H., MIAU D. & COTTEN J. (1997). – Géologie et pétrologie de l'île de Raiatea (Société, Polynésie française). – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **324**, 435-442.
- BLAIS S., GUILLE G., GUILLOU H., CHAUVEL C., MAURY R.C., PERNET G. & COTTEN J. (2002). – The island of Maupiti : the oldest emergent volcano in the Society hot spot chain (French Polynesia). – *Bull. Soc. géol. Fr.*, **173**, 1, 45-55.
- BRYAN W.B., FINGER L.A. & CHAYES F. (1969). – Estimating proportions in petrologic mixing equations by least square approximation. – *Science*, **163**, 926-927.
- BOHRSON W.A. & REID M.R. (1997). – Genesis of silicic peralkaline volcanic rocks in an ocean island setting by crustal melting and open-system processes : Socorro Island, Mexico. – *J. Petrol.*, **38**, 9, 1137-1166.
- BROUSSE R., MACHÉREY C., BERGER E. & BOUTAULT G. (1983). – L'île de Huahine : trois volcans successifs (Archipel de la Société, Polynésie). – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **296**, 1559-1562.
- CANTAGREL J.M., ARNAUD N.O., ANCOCHEA E., FUSTER J.M. & HUERTAS M.J. (1999). – Repeated debris avalanches on Tenerife and genesis of Las Canadas caldera wall (Canary Islands). – *Geology*, **27**, 739-7423.
- CAROFF M., MAURY R.C., COTTEN J. & CLEMENT J.P. (2000). – Segregation structures in vapor-differentiated basaltic flows. – *Bull. Volcanol.*, **62**, 171-187.
- CARRACEDO J. C. (1994). – The Canary Islands : an example of structural control on the growth of large oceanic-island volcanoes. – *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **60**, 225-241.
- CARRACEDO J.C. (1999). – Growth, structure, instability and collapse of Canarian volcanoes and comparisons with hawaiian volcanoes. – *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **94**, 1-19.

- CHARBIT S., GUILLOU H. & TURPIN L. (1998). – Cross calibration of K-Ar standard minerals using an unspiked Ar measurement technique. – *Chem. Geol.*, **150**, 147-159.
- CLÉMENT J.P., LEGENDRE C., CAROFF M., GUILLOU H., COTTEN J., BOLLINGER C. & GUILLÉ G. (2002). – Epiclastic deposits and "horseshoe-shaped" calderas in Tahiti (Society islands) and Ua Huka (Marquesas archipelago), French Polynesia. – *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **120**, 87-101.
- CLOUARD V., BONNEVILLE A. & BARSCZUS H.G. (2000). – Size and depth of ancient magma reservoirs under atolls and islands of french Polynesia using gravity data. – *J. Geophys. Res.*, **105**, B4, 8173-8191.
- COCHONAT P., LÉNAT J.F., BACHÉLERY P., BOIVIN P., CORNAGLIA B., DENIEL C., LABAZUY P., LE DREZEN E., LIPMAN P.W., OLLIER G., SAVOYE B., VINCENT P.M. & VOISSET M. (1990). – Importance des dépôts gravitaires dans la mise en place d'un système volcano-sédimentaire sous-marin (volcan de la Fournaise, île de la Réunion). – *C. R. Acad. Sci.*, **311**, 679-686.
- COTTEN J., LE DEZ A., BAU M., CAROFF M., MAURY R.C., DULSKI P., FOURCADE S., BOHN M. & 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.
- DENEUBOURG G. (1965). – Carte Géol. France (1/40 000e), feuille Huahine – BRGM Orléans, Notice explicative par DENEUBOURG G. (1965), 19 p.
- DIRAISON C., BELLON H., LÉOTOT C., BROUSSE R. & BARSCZUS H.G. (1991). – L'alignement de la Société (Polynésie française): volcanologie, géochronologie, proposition d'un modèle de point chaud. – *Bull. Soc. géol. Fr.* **162**, 3, 479-496.
- DUFFIELD W.A., STIELTJES L. & VARET J. (1982). – Huge landslide blocks in the growth of Piton de la Fournaise, la Réunion and Kilauea volcano, Hawaii. – *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **12**, 147-160.
- ELSWORTH D. & VOIGHT B. (1995). – Dyke intrusion as a trigger for large earthquakes and the failure of volcano flanks. – *J. Geophys. Res.*, **100**, B4, 6005-6024.
- FEIGENSON M.D., HOFMANN A.W. & SPERA F.J. (1983). – Case studies on the origin of basalt. II. The transition from tholeiitic to alkalic volcanism on Kohala volcano, Hawaii. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **84**, 390-405.
- FERSMAN A. (1929). – Geochemische migration der elemente und deren wissenschaftliche und wirtschaftliche bedeutung. – *Abh. prakt. geol. Berglehre*, **18**, 1-17.
- FILMER P.E., MCNUTT M.K., WEBB H.F. & DIXON D.J. (1994). – Volcanism and archipelagic aprons in the Marquesas and Hawaiian Islands. – *Mar. Geophys. Res.*, **16**, 385-406.
- GILLOT P.Y. & CORNETTE Y. (1986). – The Cassinog technique for K-Ar dating, precision and accuracy: examples from the late Pleistocene to recent volcanics from southern Italy. – *Chem. Geol.*, **59**, 205-222.
- GILLOT P.Y., LEFEVRE J.C. & NATIVEL P.-E. (1994). – Model for the structural evolution of the volcanoes of Réunion Island. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **122**, 291-302.
- GOLDSCHMIDT V.M. (1930). – Elemente und minerale pegmatitischen gesteine. – *Nachr. Ges. Wiss. Göttingen.*, 370-378.
- GUILLOU H., BLAIS S., GUILLÉ G., MAURY R.C., LE DEZ A. & COTTEN J. (1998). – Ages (K-Ar) et durées d'édification subaérienne des îles de Moorea, Raiatea et Maupiti (Société, Polynésie française). – *Géol. France*, **3**, 29-36.
- GUILLOU H., CARRACEDO J.C. & DUNCAN R.A. (2001). – K-Ar, ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages and magnetostratigraphy of Brunhes and Matuyama lava sequences from La Palma island. – *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **106**, 3-4, 175-194.
- GUILLOU H., SINTON J., KISSEL C. & SZEREMA N. (2000). – New K-Ar ages of the shield lavas from Waianae volcano-Oahu-Hawaiian Archipelago. – *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **96**, 3-4, 231-244.
- HAY D.E., WENDLANDT R.F. & WENDLANDT E.D. (1995). – The origin of the Kenya rift plateau-type flood phonolites: evidence from geochemical studies for fusion of lower crust modified by alkali basaltic magmatism. – *J. Geophys. Res.*, **100**, B1, 411-422.
- HELTZ R.T. (1976). – Phase relations of basalts in their melting ranges at P_{H₂O} = 5 kb. Part II. Melt compositions. – *J. Petrol.*, **17**, 139-193.
- IELSCH G., CAROFF M., BARSCZUS H.G., MAURY R.C., GUILLOU H., GUILLÉ G. & COTTEN J. (1998). – Géochimie des basaltes de l'île de Ua Huka (archipel des Marqueses): variation du taux de fusion partielle et hétérogénéité de la source mantellique. – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **326**, 413-420.
- JORON J.L., SCHIANO P., TURPIN L., TREUIL M., GISBERT T., LÉOTOT C. & BROUSSE R. (1991). – Exceptional rare earth element enrichments in Tahaa volcano (French Polynesia). – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **313**, 523-530.
- LABAZUY P. (1996). – Recurrent landslides events on the submarine flank of Piton de la Fournaise volcano (Reunion island). In: W.C. MCGUIRE, A.P. JONES & J. NEUBERG Eds. – *Volcano instability on the Earth and other planets.* – *Geol. Soc. Sp. Publ.*, **110**, 293-305.
- LE BAS M.J., LE MAITRE R.W., STRECKEISEN A. & ZANETTIN B. (1986). – A chemical classification of volcanic rocks based on the total-alkali silica diagram. – *J. Petrol.*, **27**, 745-750.
- 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. Fr.*, **167**, 197-209.
- LE DEZ A., MAURY R.C., GUILLOU H., COTTEN J., BLAIS S. & GUILLÉ G. (1998). – L'île de Moorea (Société): édification rapide d'un volcan-bouclier polynésien. – *Géol. Fr.*, **3**, 51-64.
- LEMARCHAND F., VILLEMANT B. & CALAS G. (1987). – Trace element distribution coefficients in alkaline series. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **51**, 1071-1081.
- LÉNAT J.F., VINCENT P. & BACHÉLERY P. (1989). – The off-shore continuation of an active basaltic volcano: Piton de la Fournaise (Reunion Island, Indian Ocean). – *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **36**, 1-36.
- LÉNAT J.F., FITTERMAN D., JACKSON D.B. & LABAZUY P. (2000). – Geoelectrical structure of the central zone of Piton de la Fournaise volcano (Réunion). – *Bull. Volcanol.*, **62**, 75-89.
- LEOTOT C. (1988). – Evolution temporelle des laves du volcan de Taravao, archipel de la Société. – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **307**, 1413-1418.
- MACHEREY C. (1984). – Huahine (Polynésie française – archipel de la Société): géologie et pétrologie de ses volcans. – Thèse de 3^e cycle, Univ. Paris XI, Orsay, 234 p.
- MAIRINE P. & BACHÉLERY P. (1997). – Un grand épisode érosionnel dans l'histoire ancienne du piton de la Fournaise (île de la Réunion). – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **325**, 243-249.
- MAMMERICKX J., ANDERSON R.N., MÉNARD H.W. & SMITH S.M. (1975). – Morphology and tectonic evolution of the east-central Pacific. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **86**, 111-118.
- MAURY R.C., LEGENDRE C., CAROFF M., GUILLOU H., BLAIS S., CHAUVEL C., GUILLÉ G. & COTTEN J. (2002). – Notice explicative de la feuille au 1/20 000^e de Huahine (Archipel de la Société, Polynésie française), 63 p.
- MOORE J.G., CLAGUE D.A., HOLCOMB R.T., LIPMAN P.W., NORMARK W.R. & TORRESAN M.E. (1989). – Prodigious submarine landslides on the Hawaiian ridge. – *J. Geophys. Res.*, **94**, 17465-17484.
- ROPERCH P. & DUNCAN R.A. (1990). – Records of geomagnetic reversals from volcanic islands of French Polynesia. 1. Paleomagnetic study of a polarity transition in a lava sequence from the island of Huahine. – *J. Geophys. Res.*, **95**, B3, 2713-2726.
- SHAW D.M. (1970). – Trace-element fractionation during anatexis. – *Geochim. Cosmochim. Acta.*, **34**, 237-243.
- SPULBER S.D. & RUTHERFORD M.J. (1983). – The origin of rhyolite and plagiogranite in oceanic crust: an experimental study. – *J. Petrol.*, **24**, 1-25.
- STEIGER R.H. & JÄGER E. (1977). – Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **36**, 359-362.
- WOLFE C.J., MC NUTT 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, 13591-13608.
- WRIGHT T.L. & DOHERTY P.C. (1970). – A linear programming and least squares computer method for solving petrologic mixing problems. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **81**, 1995-2008.
- WÖRNER G., BEUSEN J.M., DUCHATEAU N., GÜBELS R. & SCHMINCKE H.U. (1983). – Trace element abundances and mineral/melt distribution coefficients in phonolites from the Laacher see volcano (Germany). – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **84**, 152-173.