

# Géologie et pétrologie de l'île de Tubuai (Australes, Polynésie française)

René C. Maury, Mhamed El Azzouzi, Hervé Bellon, Jean-Michel Liotard, Gérard Guille,  
Hans G. Barszczus, Catherine Chauvel, Christophe Diraison, Claude Dupuy,  
Philippe Vidal et Robert Brousse

C.R. Acad. Sci. Paris,  
t. 318, série II,  
p. 1341 à 1347,  
1994

**Résumé** Une carte géologique des formations volcaniques de l'île de Tubuai, bien connue pour ses particularités géochimiques, est présentée. A l'Ouest, le volcan du Hanareho correspond à un secteur non effondré d'un édifice à caldeira formé aux environs de 9,5 Ma. Ses laves sont des néphélinites, des téphrites phonolitiques et des phonolites hyperalcalines. Le volcan du Herani, à l'Est, est plus ancien et son activité a été plus longue (12,4 à 9,9 Ma). Ses laves évoluent des basaltes alcalins aux basanites et aux analcimites, avec augmentation des teneurs en éléments incompatibles. L'évolution de l'ensemble des magmas basaltiques de l'île, des basaltes alcalins aux néphélinites, est attribuable à des taux de fusion partielle décroissants au cours du temps d'une source mantellique isotopiquement homogène, à signature HIMU.

**Mots-clés** : volcanisme intraplaque, basalte, néphéline, géochronométrie, géochimie, Polynésie française, Océan Pacifique.

R.C. M., H. B. et Ch. D. : URA 1278,  
Département des Sciences de la Terre,  
Université de Bretagne Occidentale,  
BP n° 809, 29285 Brest, France;

M.E. A. : Département des Sciences de  
la Terre,  
Université Mohammed V, BP n° 1014,  
Rabat, Maroc;

J.M. L., H.G. B. et C. D. : Université  
des Sciences et Techniques du  
Languedoc,  
Place E.-Bataillon, 34095 Montpellier  
Cedex, France;

H.G. B. : Centre ORSTOM, BP n° 5045,  
34032 Montpellier Cedex 1, France;

G. G. : Laboratoire de Géophysique,  
CEA, Centre B3, BP n° 12,  
91680 Bruyères-le-Châtel, France;

C. C. : Géosciences Rennes, Université  
de Rennes I,  
avenue Général-Leclerc, 35042 Rennes,  
France;

Ph. V. : UA 10 et CRV, Université Blaise  
Pascal,  
5, rue Kessler, 69038  
Clermont-Ferrand, France;

R. B. : Laboratoire de  
Pétrographie-Volcanologie,  
Bât. 504, Université de Paris-Sud,  
91405 Orsay, France.

## **Abstract** Geology and petrology of Tubuai (Austral Islands, French Polynesia)

Tubuai island, famous for its HIMU geochemical signature, is made up of two separate volcanoes. The western Hanareho volcano is a crescent-shaped remnant of a largely collapsed caldera wall formed ca. 9.5 Ma ago. Its lavas range from nephelinites to peralkaline phonolites through xenolith-rich phonolitic tephrites. The eastern Herani volcano is older (12.4 to 9.9 Ma) and its lavas evolve with increasing incompatible element contents from alkali basalts to basanites and analcite-bearing tephrites. Major and trace element data for Tubuai basalts are consistent with a model of time-decreasing degrees of partial melting of an isotopically homogeneous HIMU mantle source, generating successively alkali basalts, basanites and nephelinites.

**Keywords** : intraplate volcanism, basalt, nephelinite, geochronometry, geochemistry, French Polynesia, Pacific Ocean.

### **Abridged English Version**

TUBUAI lavas are famous for their HIMU isotopic and trace element signature (Vidal *et al.*, 1984; Vidal, 1992), interpreted as indicative of mantle recycling of subducted oceanic lithosphere (Dupuy *et al.*, 1989; Chauvel *et al.*, 1992). There is also mineralogical and geochemical evidence for involvement of carbonatitic melts during magma genesis (Liotard and Barszczus, 1989) and/or mantle metasomatism (Hauri *et al.*, 1993). The mineralogy of the lavas is well-known (Brousse and Maury, 1980; Liotard *et al.*, 1990) but the field relations between the various magmatic types (table I) have never

been studied in detail. Previous K-Ar studies led to somewhat contradictory ages for the magmatic activity: 10.6-8.4 Ma (Duncan and McDougall, 1976), 12.0-5.7 Ma (Bellon *et al.*, 1980), 10.7-7.5 Ma (Diraison, 1991). We propose a geological map of Tubuai (figure 1) and discuss new <sup>40</sup>K-<sup>40</sup>Ar ages (table II). The petrogenesis of the basaltic types is reexamined on the basis of ca. 100 new chemical analyses.

### **GEOLOGY**

Tubuai is made of two deeply eroded subaerial volcanic edifices (figure 1): Herani volcano in the central and eastern parts of the

### **Note**

présentée par  
Jean Dercourt.  
remise le 17 janvier 1994,  
acceptée après révision  
le 15 mars 1994.

island, and Hanareho volcano at its western edge. Herani volcano is mainly made up of a 400 m-thick pile of basaltic flows, whose composition range from alkali basalts to basanites (**table I**) from bottom to top. Figures 1 and 2 show that the main eruptive vent of the alkali basaltic volcano was located at Mt. Panee (dyke-injected strombolian-type breccia) and there was an adventive vent at the level of the Herani Ouest summit. The basanitic edifice is displaced to the east relative to the former one (**figure 2**), and the corresponding vents were located near the summits of Puturani, Herani-Est and Taitaa, respectively. The latter one was obliterated by the extrusion of the Taitaa phonolitic needle (**figure 2**), petrologically similar to the Hanareho phonolites. The main dyke swarm directions, N80-90° and N130-140°, are interpreted as corresponding to the spreading direction of the South Pacific crust and to an oblique shear zone linked to the regional stress field, respectively (Binard *et al.*, 1992).

The concavity of the crescent-shaped Hanareho volcano (**figure 1**) represents a caldera wall; dyke directions trend either parallel or perpendicular to this collapse fault. The preserved remnants of Hanareho are: (i) Petit Pahatu and Pahatu phonolitic intrusive sheets and associated dykes, (ii) Piritia, made up of three flows of xenolith-rich phonolitic tephrites (Liotard and Barszczus, 1989), and (iii) five hills made up of nephelinites, either as lava flows (Haurii, Tavaetu) or as flows crosscut by necks and plugs (Tonarutu, Hanareho, Mareura).

## INTRODUCTION

L'île de Tubuai (Pacifique Sud) est bien connue pour la composition isotopique inhabituelle de ses laves (Vidal *et al.*, 1984; Chauvel *et al.*, 1992), dérivant d'une source mantellique à rapport U/Pb élevé, appelée HIMU (Zindler et Hart, 1986; Vidal, 1992). Cette particularité a été attribuée au recyclage mantellique de résidus de lithosphère océanique subductée (Dupuy *et al.*, 1989; Chauvel *et al.*, 1992). Il existe également des indications minéralogiques et géochimiques d'intervention de magmas carbonatitiques au niveau de la

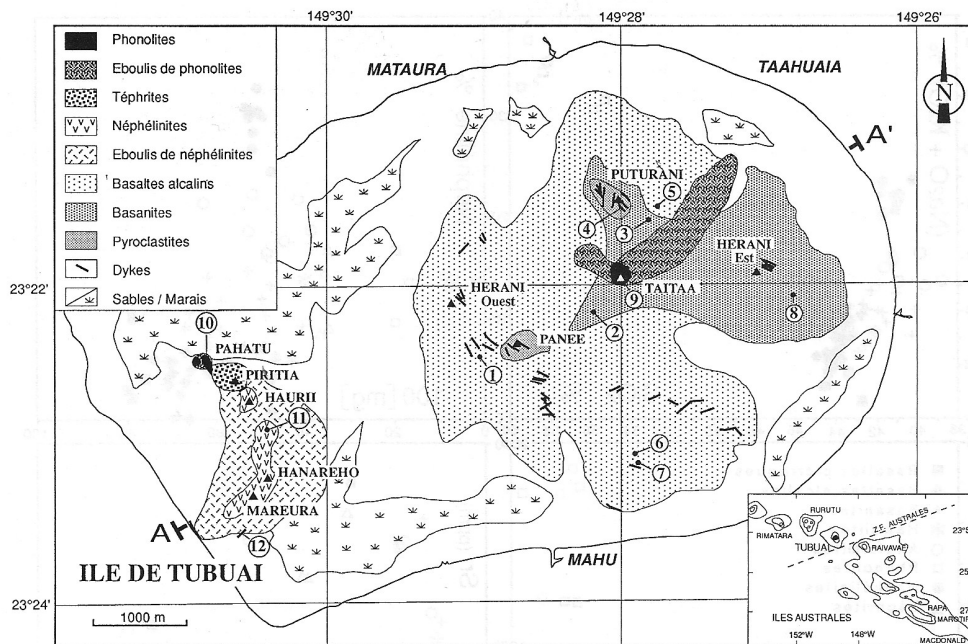
## <sup>40</sup>K-<sup>40</sup>Ar WHOLE ROCK AGES

Twelve ages (**table II**) range from 12.4 to 9.9 Ma for the Herani volcano, and are close to 9.5 Ma for the Hanareho volcano and the emplacement of the Taitaa phonolite. The  $9.91 \pm 0.26$  Ma age of the youngest basanite from Herani is consistent with earlier ages of  $9.7 \pm 0.5$  Ma measured by Duncan and McDougall (1976) on basaltic pebbles. However, several alkali basalt samples (5, 6, 7 in **table II**) give isotopic ages younger than those of the overlying basanitic flows. Field data cannot preclude more complex relationships between the two groups than those shown in figures 1 and 2. Alternatively, these young ages could result from hydrothermal processes forming zeolites and other low-temperature minerals.

## PETROGENETIC RELATIONS AMONG TUBUAI BASALTS

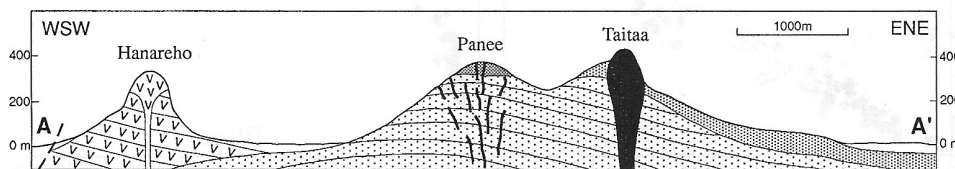
Figures 3 and 4 evidence gradual geochemical changes with time from mildly alkalic basalts to nephelinites. Increasing silica-undersaturation, the apparent constancy of K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O and Rb/Sr ratios within the basaltic samples (**figure 3**) as well as their isotopic homogeneity (Chauvel *et al.*, 1992) suggest that their evolution through time is mostly controlled by decreasing degrees of partial melting of a HIMU-type mantle source. Incompatible element patterns shown in figure 4 are consistent with this interpretation.

genèse des laves de Tubuai (Liotard et Barszczus, 1989); ces magmas auraient métasomaté le manteau lithosphérique sous-jacent à l'île (Hauri *et al.*, 1993). La géologie de Tubuai demeure cependant relativement peu connue. Les différents types magmatiques ont fait l'objet de descriptions détaillées (Brousse et Maury, 1980; Liotard et Barszczus, 1989; Liotard *et al.*, 1990) mais sans cartographie de leurs relations. La fourchette d'âge de la partie émergée de l'île a été fixée successivement à 10,6-8,4 Ma (Duncan et McDougall, 1976), 12,0-5,7 Ma (Bellon *et al.*, 1980) et 10,7-7,5 Ma (Diraison, 1991). La pré-



**Figure 1** Carte géologique schématique de Tubuai. Les numéros 1 à 12 se réfèrent aux analyses du tableau II.

Geological sketch map of Tubuai. Numbers 1 to 12 refer to table II data.



**Figure 2** Coupe schématique de Tubuai. Coupe selon le profil AA' de la figure 1, exagération verticale :  $\times 2$ . Figurés identiques à ceux de la figure 1. Les éboulis n'ont pas été représentés.

Simplified cross-section of Tubuai along AA' profile (**figure 1**). Vertical exaggeration:  $\times 2$ . Symbols as in figure 1. Scree breccias are not shown.

sente note a pour but de présenter une carte des ensembles volcaniques de Tubuai, de réviser leur datation, et de réexaminer leurs relations pétrogénétiques.

## LES DEUX VOLCANS DE TUBUAI

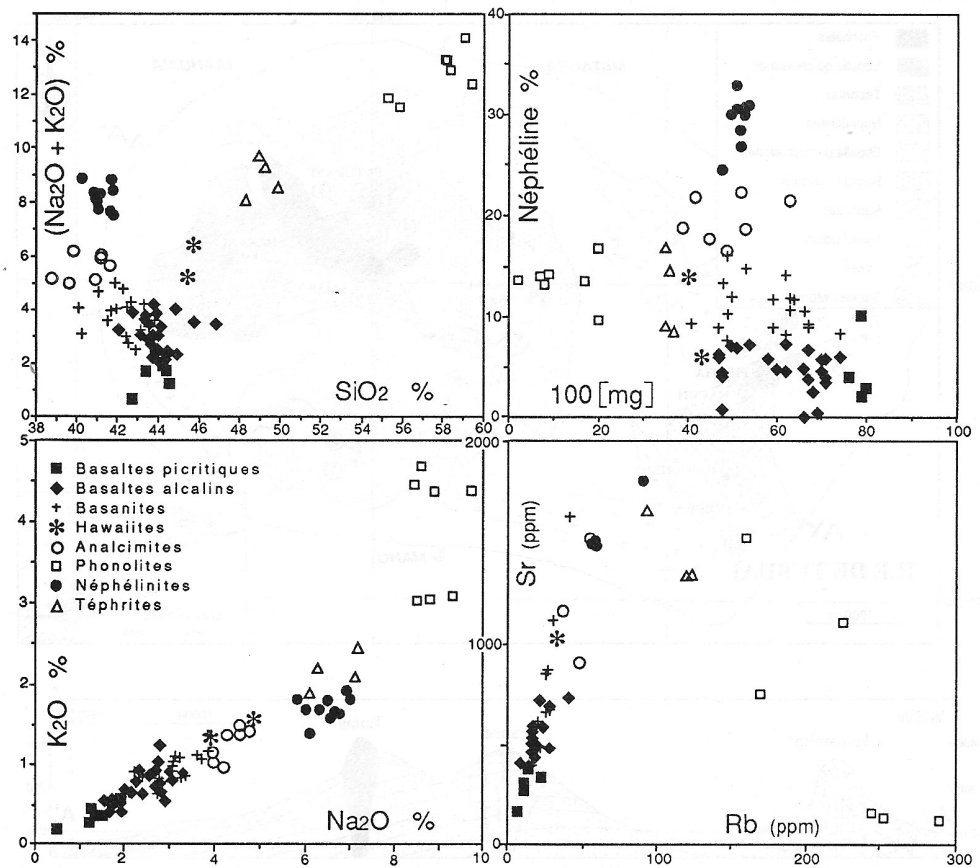
Tubuai est la plus grande des îles Australes (45 km<sup>2</sup>). Deux édifices volcaniques émergent d'une plaine constituée de sables coralliens, de zones marécageuses et de latérite. A l'Est, le volcan du Herani culmine à la protrusion phonolitique du Taitaa (422 m), que prolongent les crêtes du Panee et du Puturani; il comporte deux massifs adventifs, tous deux dénommés Herani (**figure 1**). A l'Ouest, le volcan du Hanareho est composé d'une série de collines en arc de cercle, dont les plus élevées (Tavaetu, Hanareho, Mareura) culminent à environ 325 m.

- *Le volcan du Herani* est principalement

constitué par un empilement monotone de coulées basaltiques subaériennes, recoupées par un dense réseau de dykes qui ne présentent pas la disposition radiale habituelle dans les volcans à caldeira de Polynésie française. Leurs directions les plus fréquentes (N 80-90° et N 130-140°) correspondent à la direction du vecteur expansion de la croûte Pacifique et à une direction de fracture oblique corrélée au champ régional de contraintes (Binard *et al.*, 1992). La fréquence des dykes est maximale au niveau des centres d'émission, notamment au Panee et au Puturani. La sous-saturation en silice des coulées basaltiques du Herani croît de la base vers le sommet (Brousse et Maury, 1980). Nous avons distingué en figures 1 et 2 deux stades d'activité: le premier correspond à la mise en place de basaltes alcalins, principalement à partir des points d'émission du Panee et du Herani Ouest. Le second est marqué par l'éruption

**Figure 3** Diagrammes de variation chimique des laves de Tubuai. [mg]: Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>).

Selected variation diagrams.



**Tableau I** Analyses chimiques de quelques laves représentatives de Tubuai. Analyses par ICP-AES, J. Cotten, Brest. Ecart-types relatifs voisins de 2 %.

Major element analyses of selected lavas from Tubuai. ICP-AES Analyses, J. Cotten, Brest. Relative standard deviations of ca. 2%.

Echantillon. Gisement... Type.....	HERANI						HANAREHO		
	TB23 Coulée B. picritique	TB40 Coulée B. alcalin	TB52 Coulée Basanite	TB18 Dyke Hawaiite	TB46 Dyke Analcimite	TB62 Protrusion Phonolite	TB58 Coulée Néphélinite	TB9 Coulée Téphrite	TB109 Dyke Phonolite
SiO <sub>2</sub> .....	44,2	45,80	41,50	45,50	41,65	58,20	41,10	49,25	58,05
TiO <sub>2</sub> .....	1,56	2,87	2,73	2,85	3,07	0,05	2,80	1,80	0,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	7,45	14,74	11,57	15,90	14,98	18,15	12,57	16,68	18,12
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *.....	13,03	14,28	14,86	13,33	14,78	5,86	15,85	12,05	5,81
MnO.....	0,20	0,21	0,22	0,22	0,23	0,29	0,29	0,32	0,28
MgO.....	20,52	5,68	11,33	4,30	5,44	0,20	7,52	2,92	0,16
CaO.....	10,30	11,51	12,03	9,90	11,13	1,07	9,71	5,46	1,40
Na <sub>2</sub> O.....	1,50	2,76	2,81	3,89	4,29	8,90	6,04	7,13	9,35
K <sub>2</sub> O.....	0,37	0,76	0,80	1,34	1,36	4,35	1,69	2,08	4,49
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> .....	0,30	0,57	0,55	0,85	0,85	0,02	1,08	1,40	0,07
P. feu.....	0,01	1,45	1,33	1,81	1,41	2,37	0,96	0,71	1,96
TOTAL.....	99,48	100,63	99,73	99,97	99,19	99,46	99,61	99,80	99,74
Néphéline.....	2,10	0,75	11,81	5,92	16,48	14,04	28,37	14,40	15,09
D.I.....	13,27	27,77	19,32	37,12	32,58	86,29	32,78	61,63	84,50
[mg].....	0,79	0,48	0,63	0,43	0,49	0,07	0,52	0,36	0,06

**Tableau II** Datations isotopiques  $^{40}\text{K}$ - $^{40}\text{Ar}$  sur roche totale. Les concentrations d'argon-36 sont rapportées à 1 g d'échantillon sans correction des blancs de ligne (extraction-purification) et du spectromètre de masse. Les âges sont calculés selon les constantes de Steiger et Jäger (1977) et les incertitudes selon l'équation de Mahood et Drake (1982). Les résultats obtenus sur les sites 1, 2, 3, 4, 5 et 8 du Herani sont la moyenne de deux analyses indépendantes. \*: échantillons étudiés par Diraison (1991).

Whole-rock  $^{40}\text{K}$ - $^{40}\text{Ar}$  isotopic data.  $^{36}\text{Ar}$  concentrations refer to 1 g of rock sample without subtraction of blank values. Ages are calculated using constants recommended by Steiger and Jäger (1977) and errors are estimates of the standard deviation as proposed by Mahood and Drake (1982).

Localisation	Échantillon	Type	Age (Ma) ± incertitude	K <sub>2</sub> O K <sub>2</sub> O	$^{40}\text{Ar}^*$ (%)	$^{40}\text{Ar}^*$ e-7 cm <sup>3</sup> /g	Réf. anal. (%)	
<b>HERANI</b>								
1	Coulée...	40	B. alcalin	12,19 ± 0,29	0,76	2,99	53,0	B3117
				12,61 ± 0,30		3,10	51,0	B3102
2	Coulée...	50	Basanite	11,95 ± 0,29	0,64	2,48	48,1	B3078
				12,36 ± 0,31		2,56	45,2	B2986
3	Coulée...	34	Basanite	11,89 ± 0,28	0,84	3,23	54,2	B3056
				11,95 ± 0,32		3,25	37,6	B3055
4	Dyke.....	31	Analcimite	11,30 ± 0,26	0,92	3,36	55,8	B3059
				12,08 ± 0,39		3,59	28,3	B3058
5	Coulée...	32	B. alcalin	10,56 ± 0,27	0,92	3,14	42,6	B3100
				11,11 ± 0,29		3,30	41,0	B3098
6	Coulée...	*110 f	B. alcalin	10,54 ± 0,24	0,83	2,82	63,7	B2306
7	Coulée...	*110 s	B. alcalin	10,41 ± 0,23	0,62	2,09	64,5	B2271
8	Coulée...	105	Basanite	9,71 ± 0,23	1,04	3,26	53,5	B3077
				10,12 ± 0,26		3,40	41,0	B3053
9	Protrusion.	*20	Phonolite	9,49 ± 0,21	3,07	9,41	68,7	B2245
<b>HANAHERO</b>								
10	Intrusion.	5	Phonolite	9,74 ± 0,28	4,45	14,02	33,5	B3448
11	Coulée...	*9	Néphéline	9,54 ± 0,21	2,05	6,35	68,5	B2301
12	Dyke.....	*110 b	Néphéline	9,47 ± 0,21	1,68	5,14	72,8	B2260

de coulées basanitiques à partir du Herani Est, du Puturani et d'un troisième centre d'émission masqué ultérieurement par la protrusion du Taitaa. Cette dernière représente le trait géomorphologique majeur du Herani (**figure 2**). L'importance des éboulis associés laisse penser que le sommet principal de Tubuai ne représente que le vestige d'une aiguille beaucoup plus élevée.

- *Le volcan du Hanareho* est un secteur préservé de l'effondrement d'un volcan à caldeira, d'une taille voisine de celle du Herani, la concavité du croissant correspondant au mur de la caldeira (**figure 2**). Des mesures gravimétriques inédites (H.G. B.) montrent que le maximum des anomalies de Bouguer se situe au niveau de la côte à l'WSW du Hanareho. Les vestiges de cet édifice sont: les deux lames intrusives phonolitiques du Petit Pahatu et du Pahatu; l'empilement des trois

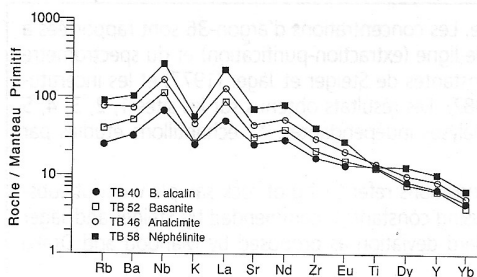
coulées téphritiques riches en enclaves formant le Piritia; et enfin cinq collines constituées de néphélines en coulées empilées (Hauri, Tamaetu) ou en coulées recoupées par des necks et des protrusions (Tonarutu, Hanareho, Mareura). Les dykes observés sont phonolitiques ou néphéliniques. Leurs directions sont soit parallèles, soit perpendiculaires au mur de la caldeira du Hanareho.

#### DIVERSITÉ DES LAVES

Les laves de Tubuai sont alcalines et très variées (**tableau I**); leur nomenclature repose sur les teneurs en néphéline normative et les valeurs du «Mg number» [mg] =  $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$  (**figure 2**). *Les basaltes picritiques* ([mg] > 0,75) correspondent à des faciès accumulatifs en phénocristaux souvent centimétriques d'olivine et surtout de clino-

**Figure 4** Diagrammes multiéléments normalisés au manteau primitif.

Primitive mantle-normalized spidergrams.



pyroxène calcique. *Les basaltes alcalins* ( $ne < 7,5\%$ ) comportent des phénocristaux d'olivine, de clinopyroxène calcique et de titanomagnétite. Les rares *hawaïites* de l'Herani ne diffèrent des basaltes alcalins que par la présence de phénocristaux de bytownite. Les *basanites* ( $7,5 < ne < 15\%$ ) s'en distinguent par la présence de néphéline dans la pâte. Les *analcimites* ( $15 < ne < 25\%$ ) sont des téphrites à analcime à phénocristaux de clinopyroxène calcique, dépourvues de feldspaths, et contenant dans la pâte des clinopyroxènes, des olivines et des titanomagnétites dans une matrice d'analcime potassique. Les *phonolites* hyperalcalines contiennent des phénocristaux d'anorthose; dans leur pâte s'ajoutent à ce minéral des augites aegyriniques, de la titanomagnétite, de l'aenigmatite, de la néphéline et de la sodalite. Les *néphélinites* du Hanareho comportent des phénocristaux d'olivine et de clinopyroxène calcique, et, dans la pâte, les mêmes minéraux associés à de l'anorthose, de la néphéline et de la sodalite. Les *téphrites phonolitiques* à néphéline du Piritia («foïdites phonolitiques», «murites») contiennent des phénocristaux d'olivine, de clinopyroxène calcique et d'apatite, et, dans la mésostase, de l'olivine, du clinopyroxène, des phlogopites, des oxydes ferrotitanés, de la néphéline et du feldspath alcalin. Ces téphrites renferment des enclaves de clinopyroxénites à olivine ou à néphéline et à apatite, d'affinité carbonatitique (Liotard et Barszczus, 1989; Hauri et al., 1993).

#### GÉOCHRONOMÉTRIE

Les résultats de douze datations  $^{40}\text{K}$ - $^{40}\text{Ar}$  sur roche totale, présentés en tableau II, définissent une gamme globale de  $12,4 \pm 0,3$  Ma à  $9,5 \pm 0,2$  Ma. La période d'activité

du Hanareho semble très brève ( $9,74 \pm 0,26$  Ma à  $9,47 \pm 0,21$  Ma) en comparaison de celle du Herani ( $12,40 \pm 0,30$  Ma à  $9,91 \pm 0,26$  Ma). C'est à ce dernier épisode qu'il faut rattacher la mise en place de la protrusion du Taitaa à 9,49 Ma. En effet, bien que celle-ci constitue le sommet du volcan du Herani, sa composition chimique et minéralogique aussi bien que son âge la rapprochent des phonolites du Hanareho. L'âge le plus ancien du Herani (12,4 Ma - site 1) correspond à un basalte alcalin et le plus récent (en dehors du Taitaa) à une basanite de la zone sommitale du Herani Est (9,9 Ma - site 8). Ce dernier âge est d'ailleurs très proche de ceux de deux galets basanitiques datés à  $9,75 \pm 0,49$  Ma et  $9,73 \pm 0,49$  Ma par Duncan et McDougall (1976). On constate, cependant, que les basaltes alcalins des sites 5, 6 et 7 ont des âges plus récents que les basanites qui paraissent les surmonter. Il est difficile d'exclure des superpositions beaucoup plus complexes que celles présentées en figures 1 et 2, avec par exemple des paléovallées emboîtées. D'autre part, les âges «jeunes» des basaltes alcalins correspondent à des sites de basse altitude; or la base de l'édifice du Herani a subi une zéolitisation parfois intense, notamment au niveau de la Terre de Reretii (sites 6 et 7: Brousse et Maury, 1980).

#### PÉTROGÉNÈSE

L'île de Tubuai est caractérisée (figure 3): a) par un passage, au cours du temps, des basaltes alcalins de la base du Herani aux basanites et aux dykes d'analcimite du même volcan, et enfin aux néphélinites du Hanareho; et b) par la présence de roches intermédiaires et évoluées, principalement au Hanareho. L'homogénéité isotopique de l'ensemble des laves de Tubuai (Vidal et al., 1984; Chauvel et al., 1992) permet d'exclure l'intervention d'hétérogénéités de source et celle de processus impliquant l'assimilation de matériaux étrangers. Téphrites et phonolites présentent des rapports  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  plus élevés que les basaltes, ainsi que divers degrés d'appauvrissement en Sr à teneurs croissantes en Rb (figure 3): ces caractéristiques sont compatibles avec un processus de cristallisa-

tion fractionnée impliquant la séparation de plagioclase de plus en plus sodique. L'évolution au sein du groupe basaltique se caractérise par une constance remarquable des rapports  $K_2O/Na_2O$  et Rb/Sr des basaltes alcalins aux néphélinites. Ces particularités conduisent à proposer un modèle de décroissance des taux de fusion partielle, au cours du temps, d'une source mantellique à signa-

ture HIMU, illustré en figure 4 par les augmentations des concentrations des éléments incompatibles des basaltes alcalins aux néphélinites. Au sein du Herani, le passage des basaltes alcalins aux basanites et aux analcimites est également explicable, au moins pour partie, par un processus de fractionnement dominé par la séparation de clinopyroxène.

**Remerciements** : Cartographie et échantillonnage ont été effectués en 1989 avec l'aide de la DIRCEN, du CEA, de l'ORSTOM, du CNRS et du MPI de Mainz. Nous remercions particulièrement M. le Général Gillis, Directeur des Centres d'Expérimentation Nucléaire, pour le soutien qu'il a accordé à cette mission. Les noms des deux volcans (Herani et Hanareho) ont été proposés par M. le Maire de Tubuai.

- BELLON, H., BROUSSE, R. et PANTALONI, A., 1980. Age de l'île de Tubuai : l'alignement des Australes et des Cook, *Cahiers Indo-Pacifique*, 2, p. 219-240.
- BINARD, N., HEKINIAN, R. et STOFFERS, P., 1992b. Morphostructural study and type of volcanism of submarine volcanoes over the Pitcairn hot spot in the South Pacific, *Tectonophysics*, 206, p. 245-264.
- BROUSSE, R. et MAURY, R. C., 1980. Volcanisme et pétrologie de l'île de Tubuai dans les îles Australes (Pacifique Sud), *Cahiers Indo-Pacifique*, 2, p. 131-193.
- CHAUVEL, C., HOFMANN, A. W. et VIDAL, Ph., 1992. HIMU-EM: the French Polynesian connection, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 110, p. 99-119.
- 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. et McDOUGALL, I., 1976. Linear volcanism in French Polynesia, *Journ. Volcanol. Geoth. Res.*, 1, p. 197-227.
- DUPUY, C., BARSCZUS, H. G., DOSTAL, J., VIDAL, Ph. et LIOTARD, J. M., 1989. Subducted and recycled lithosphere as the mantle source of ocean island basalts from southern Polynesia, central Pacific, *Chem. Geol.*, 77, p. 1-18.
- HAURI, E. H., SHIMIZU, N., DIEU, J. J. et HART, S. R., 1993. Evidence for hotspot-related carbonatite metasomatism in the oceanic upper mantle, *Nature*, 365, p. 221-227.
- LIOTARD, J. M. et BARSCZUS, H. G., 1989. Génèse des foidites phonolitiques de Tubuai (Archipel des Australes, Océan Pacifique Sud) : intervention d'un magma d'affinité carbonatitique, *C.R. Acad. Sci. Paris*, 308, série II, p. 1261-1266.
- LIOTARD, J. M., MAURY, R. C. et BARSCZUS, H. G., 1990. La diversité des basaltes en Polynésie française : approche minéralogique, *Géodynamique*, 5, p. 121-134.
- MAHOOD, G. A. et DRAKE, R. E., 1982. K-Ar dating young rhyolitic rocks: a case study of the Sierra La Primevera, Jalisco, Mexico, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 93, p. 1232-1241.
- STEIGER, R. H. et JAGER, E., 1977. Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 26, p. 359-362.
- VIDAL, Ph., 1992. Mantle: more HIMU in the future? *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56, p. 4295-4299.
- VIDAL, Ph., CHAUVEL, C. et BROUSSE, R., 1984. Large mantle heterogeneity beneath French Polynesia, *Nature*, 307, p. 536-538.
- ZINDLER, A. et HART, S. R., 1986. Chemical geodynamics, *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 14, p. 493-571.

## RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES