

Ages (K-Ar) et durées d'édification subaérienne des îles de Moorea, Raiatea et Maupiti (Société, Polynésie française)

Hervé GUILLOU ⁽¹⁾
Sylvain BLAIS ⁽²⁾
Gérard GUILLE ⁽³⁾
René C. MAURY ⁽⁴⁾
Alain LE DEZ ⁽⁴⁾
Joseph COTTEN ⁽⁴⁾

Age (K-Ar) and duration of the subaerial build-up of Moorea, Raiatea and Maupiti (Society Islands, French Polynesia)

Géologie de la France, n° 3, 1998, pp. 29-36, 2 fig., 1 tabl.

Mots-clés : Volcanisme intraplaque, Point chaud, Géochronologie K-Ar, Polynésie française, Archipel de la Société.

Key words: Within-plate volcanism, Hot spot, K-Ar geochronology, French Polynesia, Society Islands.

Résumé

Une étude combinée de cartographie et de géochronologie des îles de Moorea, Raiatea et Maupiti (archipel de la Société, Polynésie française) a été effectuée dans le but d'estimer la durée des phases de constructions subaériennes de ces îles ainsi que l'âge des effondrements de type caldeiras. Les phases d'activité subaérienne ont des âges compris entre 1,72 et 1,36 Ma pour Moorea, 2,75 et 2,44 Ma pour Raiatea et 4,51 et 4,21 Ma pour Maupiti. Ces âges sont en accord avec le modèle de point chaud, proposé par Brousse et Léotot (1988) qui prend en compte une vitesse de dérive de la plaque Pacifique de 11,1 cm/a. Nos données montrent, d'autre part, que les îles ne se forment pas indépendamment les unes des autres. L'activité volcanique au sein d'une île peut être dépendante de l'activité volcanique de l'île ou des îles voisines.

Abridged English version

Calderas are one of the main structural features that characterize the Society Islands, a group of islands related to hot-spot type volcanic activity (Blanchard et al., 1981;

Brousse and Berger, 1985). Therefore, it is important to bracket the ages of these collapses.

Two main stages characterize these within-plate oceanic volcanoes (Wilson, 1989). The first is the shield-building stage, which comprises the main part of the volcano and which ends with the formation of a central caldera or by lateral collapse(s). During the so-called post-shield building stage, lavas fill the caldera or are erupted onto the flanks of the volcano after the collapse.

We have carried out a geochronological study of the islands of Moorea, Raiatea and Maupiti to bracket the ages of the calderas, and to estimate the duration of a) the build-up of the subaerial parts of the shield and b) the post-shield building stage. For this, representative samples of each stage of building were selected on the basis of revised stratigraphic data, and then dated using the Cassinot K-Ar technique.

Moorea (Fig. 1a) is located 20 km to the NW of Tahiti. The shield-building stage is represented by the Tohiea volcano, the post-shield stage by the

Papetoai massif (Blanchard, 1978; Bellon and Blanchard, 1981; Blanchard et al., 1981; Le Dez, 1996). The published ages for Moorea (Dymond, 1975; Duncan and McDougall, 1976; Diraison, 1991) bracket the subaerial volcanic activity between 1.90 and 1.55 Ma.

Raiatea (Fig. 1b), located 215 km NW of Tahiti, consists of two coalescent structures (Blais et al., 1997); a basaltic shield volcano and the Temehani ridge made up of trachytic flows that represent the post-shield stage. The existing ages for the subaerial part of Raiatea range between 3.17 and 2.39 Ma (Duncan and McDougall, 1976; Diraison, 1991).

Maupiti, 310 km NW of Tahiti, is the remnant part of a shield volcano intruded by post-shield dykes. Previous geochronological work (Duncan and McDougall, 1976; Diraison, 1991) determined age values scattered between 4.79 and 4.05 Ma.

Highly accurate radiometric dating has been conducted on 10 samples from Moorea, 14 from Raiatea and 4 from Maupiti, using the Cassinot technique of K-Ar dating (Cassinot and Gillot, 1982; Gillot and Cornette, 1986). All the results

(1) Laboratoire des Sciences, du Climat et de l'Environnement, Unité mixte CEA/CNRS, Bât. 12, Domaine du CNRS, 91198 Gif-sur-Yvette Cedex.
E-mail : guillou@lsce.cnrs-gif.fr.

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

(3) CEA/DASE, Laboratoire de Détection et de Géophysique, BP 12, 91680 Bruyères-le-Châtel.

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

are reported in Table 1. The oldest dated subaerial lava from Moorea has an age of 1.72 ± 0.03 Ma, which is used to define the lower limit of the subaerial shield-building stage. This stage ended at 1.51 ± 0.02 Ma. The samples from the post-shield stage have ages scattered between 1.53 ± 0.02 and 1.36 ± 0.02 Ma. This yields durations of 0.21 ± 0.05 Ma and 0.17 ± 0.04 Ma, respectively, for the shield-building (emerged part) and post-shield building stages. We propose an age of 1.52 ± 0.03 Ma for the caldera collapse. The basaltic lavas from Raiatea, which characterize the shield-building stage, have ages ranging from 2.75 ± 0.03 to 2.52 ± 0.03 Ma, which yields a duration of 0.23 ± 0.06 Ma for the emerged part of the stage. The post-shield stage extends from 2.54 ± 0.03 to 2.44 ± 0.03 Ma, which corresponds to a duration of 0.10 ± 0.06 Ma. The age of the collapse is estimated to be around 2.53 ± 0.03 Ma. For Maupiti, the ages obtained for the shield-building stage range between 4.51 ± 0.05 and 4.47 ± 0.05 giving a duration 0.04 ± 0.10 Ma. The post-shield dyke has an age of 4.21 ± 0.04 Ma.

The durations calculated above are underestimated because a part of the subaerial massif, which cannot be estimated, is currently below sea level following subsidence of the massif. Therefore, only the youngest part of the shield-building stage can be sampled. The full duration of the subaerial part of the shield-building stage may be estimated by the use of the Age (Ma) vs. Distance (km) diagram (Fig. 2). Following Brousse and Léotot (1988), we consider a drift speed of 11.1 cm/y for the Pacific plate. The most recent emerged island of the Society lineament is Mehetia. The oldest dated subaerial lava has an age of 0.31 Ma (White and Duncan, 1996). We use this age to define the origin of line A in Fig. 2. According to this model, the subaerial volcanic activity started 1.48, 1.85, 3.55 and 4.45 Ma ago at Tahiti, Moorea, Raiatea and Maupiti, respectively. The Tahiti and Moorea model ages are slightly older but not significantly different from the radiometric ages. This approach validates the radiometric ages.

For Raiatea, the model age for the beginning of the subaerial activity (3.55 Ma) is significantly older than the radiometric age (2.75 Ma). This can be explained by a greater subsidence effect.

Nevertheless, if we take into account the published ages for Huahine (Duncan and McDougall, 1976; Roperch and Duncan, 1990; Diraison, 1991), Tahaa (Duncan and McDougall, 1976; Gisbert, 1989; Diraison, 1991) and Bora Bora (Duncan and McDougall 1976; Diraison, 1991), we observe that the model ages are not significantly different from the radiometric ages. We propose that the volcanic activity in Raiatea is connected with the volcanic activity in Huahine and Tahaa. On Figure 2, it appears that the age of the oldest subaerial lava of Raiatea corresponds to the boundary between the shield and post-shield stages of Huahine and Tahaa. A relationship between the volcanic activities of Moorea and Tahiti is also proposed. The beginning of the subaerial activity of Tahiti coincides with the end of activity at Moorea.

Introduction

Les caldeiras d'effondrement sont l'un des traits morphologiques majeurs qui caractérisent les îles volcaniques de la Société (Blanchard *et al.*, 1981 ; Brousse et Berger, 1985). Elles marquent une étape importante dans l'évolution subaérienne de ces volcans et il est donc important de replacer ces structures tectoniques dans un cadre temporel.

L'archipel de la Société résulte d'un magmatisme de type point chaud (Wilson, 1963 ; Morgan, 1971). Deux phases principales caractérisent l'activité des volcans océaniques intraplaques (Wilson, 1989). La première phase dite bouclier, correspond à l'édification de la plus grande partie du volcan, tout d'abord en contexte sous-marin puis aérien. Elle s'achève généralement par l'effondrement de l'un des flancs du volcan ou par la formation d'une caldeira centrale. La seconde, post-bouclier, délivre des laves remplissant cette dépression ou se mettant en place sur les flancs de l'ancien bouclier. L'une des approches pour estimer l'âge de ces effondrements est de dater systématiquement les roches « pré-caldeira » de la phase bouclier et les laves ou intrusions « post-caldeira » de la phase post-bouclier.

Nous avons utilisé cette méthode pour estimer l'âge des caldeiras de Moorea, Raiatea et Maupiti (archipel de la Société, Polynésie française). Lors de campagnes de cartographie récentes, nous avons

effectué un échantillonnage représentatif des phases bouclier et post-bouclier de ces trois îles. La datation des échantillons par la méthode K-Ar suivant la technique Cassagnol a également permis d'estimer la durée en contexte subaérien des deux phases précitées. Nous avons intégré ces nouvelles données au modèle de point chaud proposé par Brousse et Léotot (1988). Nos nouvelles datations sont en accord avec ce modèle et ont été utilisées pour étudier les conséquences de l'effondrement de la paroi d'un volcan sur l'activité du ou des volcans voisins.

Contexte géographique et géologique

L'île de Moorea (fig. 1a) est située à 20 km au nord-ouest de Tahiti. De la synthèse des études géologiques (Blanchard, 1978 ; Bellon et Blanchard, 1981 ; Blanchard *et al.*, 1981 ; Le Dez, 1996), on peut distinguer deux phases volcaniques majeures pour la partie actuellement émergée. Une première phase correspondant à l'édification d'un volcan-bouclier (volcan de Tohiea) affecté d'une caldeira centrale, la seconde, à l'émission de laves différenciées sur le flanc nord-ouest du volcan de Tohiea (massif de Papetoai). Une grande faille de direction est-ouest, sectionne par la moitié l'édifice de Tohiea, ce qui conduit à la formation d'un demi-volcan à caldeira centrale. Les données géochronologiques existantes (Dymond, 1975 ; Duncan et McDougall, 1976 ; Diraison, 1991) placent l'activité volcanique dans un intervalle compris entre 1,90 Ma et 1,55 Ma.

L'île de Raiatea (fig. 1b), à 215 km au nord-ouest de Tahiti, comprend deux ensembles volcaniques distincts. Le volcan-bouclier est formé par l'empilement de coulées basaltiques. Il est affecté au sud d'un effondrement, interprété par Blais *et al.* (1997) comme l'expression en surface du glissement sous-marin des flancs du volcan. L'activité volcanique, postérieure à cet effondrement, forme le plateau de Temehani, composé de coulées trachytiques. Des trachytes sont également émis sous forme de dômes alignés dans une direction N 160° (Brousse et Berger, 1985) durant la phase post-bouclier. Les âges disponibles donnent une activité comprise entre 3,17 et 2,39 Ma (Duncan et McDougall, 1976 ; Diraison, 1991).

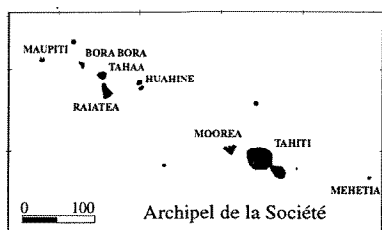
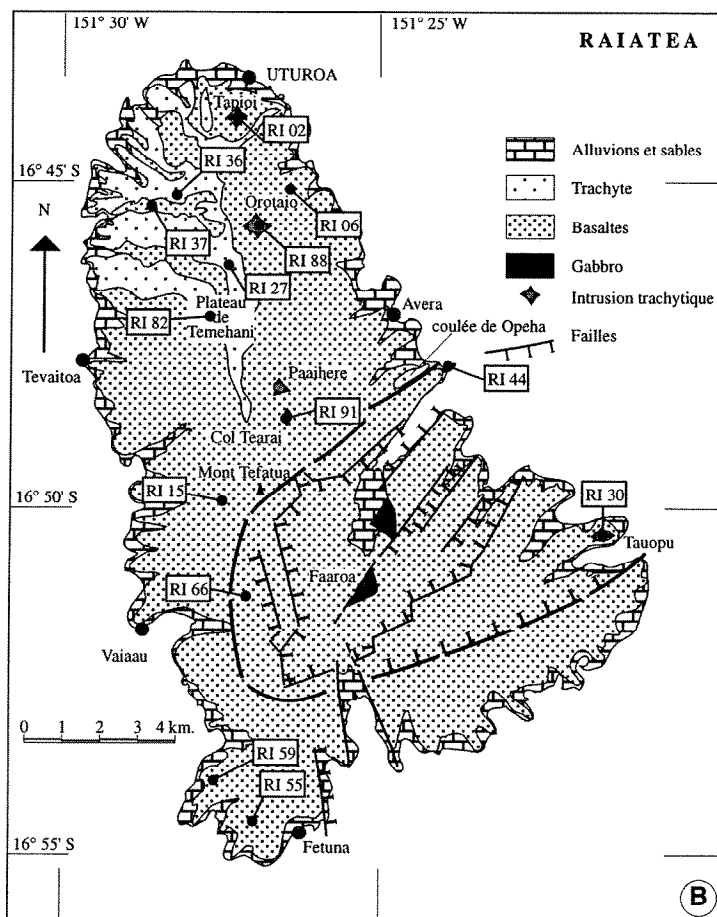
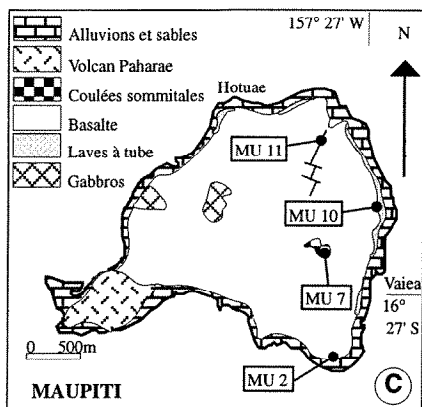
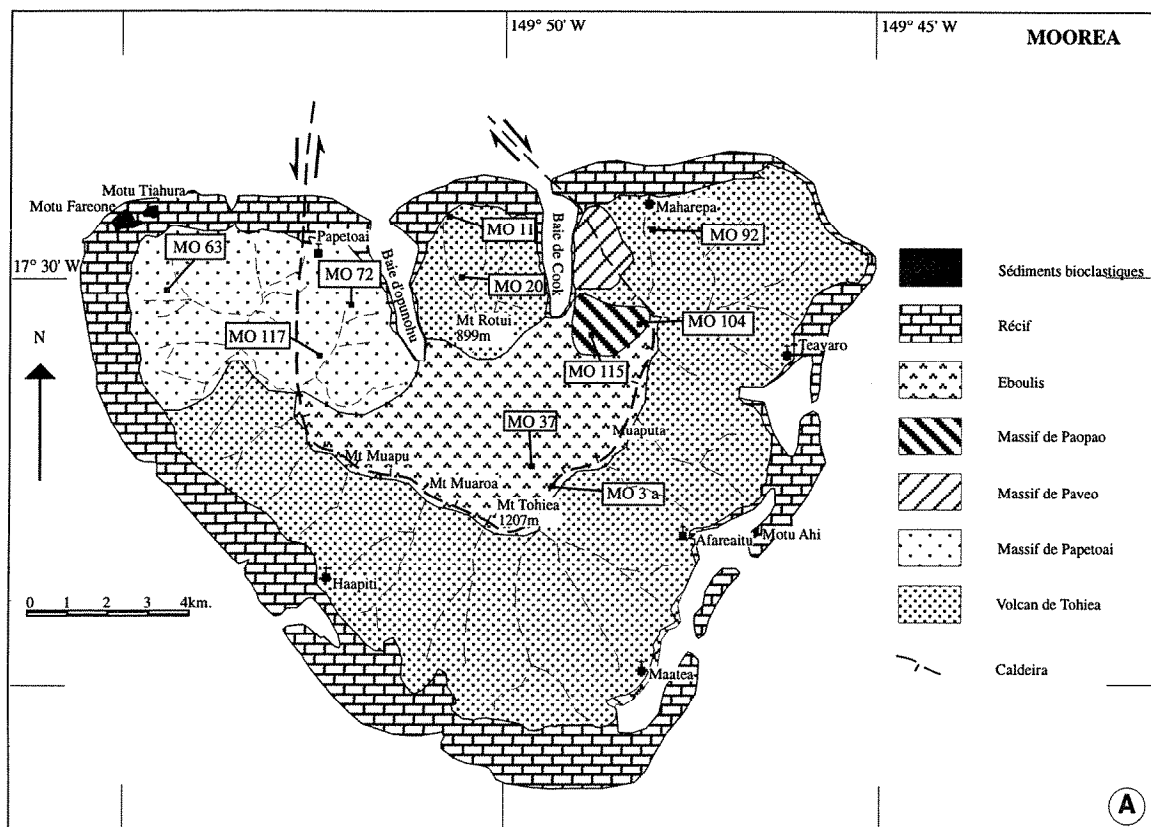


Fig. 1 - Cartes géologiques schématisques et de localisation des échantillons : A) Moorea, B) Raiatea et C) Maupiti.
 Fig. 1 - Geological and sample-location maps of: A) Moorea, B) Raiatea and C) Maupiti.

Maupiti (fig. 1c), située à 310 km de Tahiti, est l'île haute la plus septentrionale de l'archipel. La surface émergée est réduite du fait des effets combinés de la subsidence et de l'érosion. Il reste à l'affleurement le rebord septentrional de la caldeira, témoin de la phase bouclier, intrudé par des dykes qui marquent l'activité post-bouclier. Les âges obtenus pour cette île (Duncan et McDougall, 1976 ; Diraison, 1991) sont compris entre 4,79 et 4,05 Ma.

Sélection des géochronomètres : technique analytique

Vingt-huit roches (dix de Moorea, quatorze de Raiatea et quatre de Maupiti) ont été sélectionnées pour l'étude géochronologique. Pour chaque île et sur la base des nouvelles données cartographiques (Le Dez, 1996 ; Blais *et al.*, 1997 et inédit), nous avons retenu les échantillons permettant d'obtenir la meilleure estimation de la durée des phases boucliers et post-boucliers. L'analyse des éléments majeurs a été faite pour estimer le degré d'altération et pour établir le type pétrographique des échantillons.

Pour l'île de Moorea (fig. 1a), les échantillons provenant du volcan de Tohiea (MO 3a, MO 92, MO 11, MO 37) et du mont Rotui (MO 20) correspondent à la phase bouclier. Les échantillons de la phase post-bouclier sont issus du massif de Papetoai (MO 72, MO 63, MO 117), du massif de Paopao (MO 115) et d'une intrusion recoupant le massif de Paopao (MO 104).

A Raiatea (fig. 1b), les basaltes RI 15, RI 66, RI 59, RI 55, RI 37 et RI 6 sont émis lors de la phase bouclier. Les coulées de trachytes (RI 27, RI 82, RI 44, RI 36) et les intrusions trachytiques (RI 30, RI 02, RI 91, RI 88) marquent l'activité post-bouclier.

Les basaltes et hawaïites MU 2, MU 10 (base du volcan) et MU 7 (somet du volcan) de Maupiti (fig. 1c) caractérisent la phase bouclier. La roche MU 11 prélevée dans le filon Haranai qui recoupe les basaltes de la phase bouclier, est l'échantillon que nous avons retenu pour représenter la phase post-bouclier.

L'ensemble des roches datées ont des teneurs en eau sur roche totale comprises

entre 0,04 et 2,31% (tabl. 1). Des teneurs en eau de 2% environ sont communes pour des roches fraîches différenciées, dont le verre (rhyolitique ou phonolitique) piège l'eau. Pour les roches différenciées de teneurs en eau supérieures à 1% (échantillons MO 20, RI 27, RI 82, RI 36, RI 02, RI 91) nous avons calculé la teneur en corindon normatif pour évaluer leur état de fraîcheur. Les échantillons MO 20, RI 27, RI 82, RI 02, RI 91 en sont dépourvus, ce qui atteste de leur bon état de préservation. L'échantillon RI 36 est à corindon normatif. L'âge de cet échantillon ne sera donc pas retenu pour nos interprétations. Les basaltes alcalins, RI 15, RI 66, RI 55 et MU 2 et l'hawaïite MU 10 ont des teneurs en eau supérieures à 1% bien que les traces macroscopiques et microscopiques d'altération soient peu marquées. L'altération peut entraîner un lessivage du potassium, ce qui se traduira par une surestimation des âges mesurés. Tenant compte de cette possibilité, la fiabilité de ces âges sera testée en les comparant aux âges obtenus pour des échantillons appartenant aux mêmes unités géologiques.

La phase retenue pour les mesures de potassium et d'argon est la pâte microcristalline dépourvue de verre, car cette phase a cristallisé rapidement après l'éruption et est la moins susceptible de contenir de l'argon en excès. Pour obtenir des aliquotes pures et homogènes de pâte microcristalline, les échantillons ont été broyés et tamisés à la fraction 0,250-0,125 mm. Les éventuelles phases d'altération ont été éliminées par attaque acide ($C_2H_4O_2$, 1N) aux ultrasons. Les phénocristaux (olivines, pyroxènes, feldspaths) sont éliminés de la fraction broyée par tris densitométriques (mélange diiodométhane/acétone, bromoforme/éthanol) car ils sont des porteurs potentiels d'argon hérité de la chambre magmatique (Kaneoka *et al.*, 1983 ; Lanphere et Dalrymple, 1976) et peuvent entraîner une erreur par excès sur les âges, supérieurs à la marge de l'erreur analytique.

Pour les échantillons de Moorea et Raiatea, le potassium a été mesuré par absorption atomique et émission de flamme. Le potassium des échantillons de Maupiti a été mesuré par spectrométrie d'émission plasma (ICP-AES). Les mesures d'argon ont été effectuées suivant la technique Cassagnol (Cassagnol et Gillot, 1982 ; Gillot et Cornette, 1986).

Cette technique assure une précision relative (2σ) de 1,2 % pour des âges de l'ordre de 10^6 ans.

Résultats

Les résultats de nos mesures et la nature pétrographique des échantillons sont reportés dans le tableau 1.

A Moorea, les éruptions des phases bouclier et post-bouclier sont caractérisées par l'émission simultanée de laves différenciées et de basaltes alcalins (Le Dez, 1996 ; Le Dez *et al.*, 1998). La roche subaérienne la plus ancienne datée de la phase bouclier appartient au volcan de Tohiea. Son âge est de $1,72 \pm 0,02$ Ma (MO 3a). La roche la plus récente de cette phase a un âge de $1,51 \pm 0,02$ Ma (MO 37). Cet âge n'est pas significativement différent, si l'on prend en compte les marges d'erreurs, de celui de la roche la plus ancienne de la phase post-bouclier datée à $1,53 \pm 0,02$ Ma (MO 72). La roche la plus récente de Moorea est une intrusion de trachyte recoupant le volcan de Paopao, datée à $1,36 \pm 0,02$ Ma (MO 104). On en déduit des durées respectives de $0,22 \pm 0,05$ Ma et de $0,17 \pm 0,04$ Ma pour l'activité subaérienne des phases bouclier (partie actuellement émergée) et post-bouclier. Nous proposons d'estimer l'âge de la caldeira en se basant sur les échantillons MO 37 et MO 72, car ils donnent la limite séparant la phase bouclier de la phase post-bouclier. Tenant compte des marges d'erreurs hautes et basses sur les âges, l'âge de l'effondrement que nous proposons est de $1,52 \pm 0,03$ Ma.

A Raiatea, les roches de la phase bouclier sont de nature basaltique. La phase post-bouclier est caractérisée par l'émission exclusive de trachytes dont les caractéristiques géochimiques sont compatibles avec la cristallisation fractionnée des magmas basaltiques (Blais *et al.*, 1997). Les roches subaériennes de la phase bouclier de Raiatea ont des âges compris entre $2,75 \pm 0,03$ Ma (RI 15) et $2,52 \pm 0,03$ Ma (RI 6) ce qui correspond à une durée moyenne de $0,23 \pm 0,06$ Ma. La roche la plus ancienne de la phase post-bouclier a un âge de $2,54 \pm 0,03$ Ma (RI 30), la plus récente de $2,44 \pm 0,03$ Ma (RI 88). Cette phase a une durée moyenne de $0,14 \pm 0,06$ Ma. Considérant les âges des échantillons RI 6 et RI 30, l'âge de l'effondrement est de $2,53 \pm 0,03$ Ma. Les

âges obtenus pour les basaltes alcalins, RI 15, RI 66, RI 55 sont bien intégrés dans l'intervalle de temps défini pour la phase bouclier. L'altération, mise en évidence par des teneurs en eau supérieures à 1%, ne semble pas avoir été suffisante pour perturber le géochronomètre K-Ar.

Pour l'île de Maupiti, les roches subaériennes de la phase bouclier délivrent des âges identiques aux marges d'erreurs près. La base du bouclier basaltique est datée à $4,51 \pm 0,05$ (MU 2) et à $4,47 \pm 0,05$ Ma (MU 10). Son sommet a un âge de $4,47 \pm 0,05$ Ma (MU 7). Ces données ne permettent pas d'estimer la durée de la phase bouclier. Elles permettent cependant de tester la fiabilité des âges obtenus pour le basalte MU 2 et l'hawaïite MU 10. MU 10 et MU 7 appartiennent à la même formation géologique et sont de même nature pétrographique (hawaïite). Leurs âges sont identiques. Nous considérons dès lors que l'altération de la pâte microcristalline de MU 10 n'entraîne pas d'erreur significative par excès sur l'âge. MU 2 ayant également un âge proche, nous considérons donc comme négligeable l'impact de l'altération sur l'horloge K-Ar. Le filon de benmoréite d'Haranai (MU 11) qui est le témoin de la phase post-bouclier a un âge de $4,21 \pm 0,04$ Ma.

Discussion

Les durées calculées précédemment, pour les phases bouclier sont sous-estimées, car une partie, que l'on ne sait estimer, des formations subaériennes de ces îles est actuellement immergée par effet de subsidence.

Un des moyens de connaître le début d'édification subaérienne de chaque île de l'alignement est l'utilisation du diagramme âge-distance communément appliqué au modèle de point chaud (fig. 2). L'île haute la plus récente de l'archipel est l'île de Mehetia. Cet édifice est celui qui est le moins affecté par le phénomène de subsidence, car il est actuellement localisé dans la zone active du point chaud. L'âge de la roche subaérienne la plus ancienne est de 0,31 Ma (White et Duncan, 1996). Nous utiliserons cette donnée pour définir l'origine de la droite A de la figure 2 qui matérialise le début de l'activité subaérienne. Cet âge est un âge minimal pour le début de l'activité subaérienne. La pente de la droite A correspond à la vitesse supposée constante de

Echantillon	Type pétrographique	K %	P. feu (%)	⁴⁰ Ar* %	⁴⁰ Ar* 10 ⁻¹² moles/g	Age (Ma) ± 2σ
Moorea : Phase bouclier						
MO 3a	Ba	1,555 ± 0,016	0,77	13,695	4,639	1,72 ± 0,02
MO 11	Ba	1,683 ± 0,017	0,38	20,978	4,512	1,55 ± 0,02
MO 92	Oc	0,948 ± 0,010	0,04	22,606	2,508	1,52 ± 0,02
MO 20	Bc	3,942 ± 0,039	1,82	51,095	10,389	1,52 ± 0,02
MO 37	Ba	1,409 ± 0,014	0,40	27,297	3,704	1,51 ± 0,02
Moorea : Phase post-bouclier						
MO 72	Tp	4,330 ± 0,043	0,93	40,371	11,532	1,53 ± 0,02
MO 117	Mu	3,142 ± 0,034	0,24	43,963	8,329	1,53 ± 0,02
MO 115	Ha	1,859 ± 0,019	0,28	37,887	4,903	1,52 ± 0,02
MO 63	Be	4,766 ± 0,048	0,94	71,924	12,158	1,47 ± 0,02
MO 104	Tr	4,958 ± 0,050	0,21	68,792	11,712	1,36 ± 0,02
Raiatea : Phase bouclier						
RI 15 (+)	Ba	1,285 ± 0,013	2,31	23,842	6,143	2,75 ± 0,03
RI 66	Ba	1,733 ± 0,017	1,80	49,054	8,193	2,72 ± 0,03
RI 59	Ba	1,501 ± 0,015	0,83	64,420	7,076	2,72 ± 0,03
RI 55 (+)	Ba	0,744 ± 0,007	1,66	17,715	3,413	2,64 ± 0,03
RI 37 (+)	Ba	1,130 ± 0,013	0,70	32,980	5,061	2,58 ± 0,03
RI 6 (+)	Ba	0,599 ± 0,006	1,17	14,119	2,622	2,52 ± 0,03
Raiatea : Phase post-bouclier (coulées de trachytes)						
RI 27 (+)	Tr	4,700 ± 0,047	2,25	76,277	20,641	2,53 ± 0,03
RI 82	Tr	4,751 ± 0,047	2,04	47,582	20,776	2,52 ± 0,03
RI 44	Tr	4,229 ± 0,042	0,94	76,911	18,484	2,52 ± 0,03
RI 36 (+)	Tr	4,629 ± 0,046	2,17	69,007	19,741	2,46 ± 0,03
Raiatea : Phase post-bouclier (Intrusions de trachytes)						
RI 30	Tr	4,323 ± 0,043	0,77	70,886	19,087	2,54 ± 0,03
RI 02 (+)	Tr	4,468 ± 0,047	1,52	71,013	19,691	2,54 ± 0,03
RI 91	Tr	4,717 ± 0,047	1,85	55,441	20,501	2,50 ± 0,03
RI 88 (+)	Tr	4,907 ± 0,049	0,97	80,830	20,758	2,44 ± 0,03
Maupiti : phase bouclier						
MU 2	Ba	1,280 ± 0,013	2,13	38,406	10,028	4,51 ± 0,05
MU 10	Ha	2,150 ± 0,022	2,21	46,336	16,672	4,47 ± 0,05
MU 7	Ha	1,860 ± 0,019	0,78	60,708	14,450	4,47 ± 0,05
Maupiti : phase post-bouclier						
MU 11	Be	4,350 ± 0,044	0,90	70,876	31,778	4,21 ± 0,05

(+) : Dans Blais *et al.*, 1997.

(*) : In Blais *et al.*, 1997.

Tabl. 1 - Ages K-Ar des échantillons de Moorea, Raiatea et Maupiti. Pour chaque échantillon, on a établi une moyenne d'au moins deux analyses indépendantes pour la mesure du potassium et celle de l'argon 40 radiogénique (Ar*). Les âges sont calculés selon les constantes de Steiger and Jäger (1977).

Oc : Océanite, Ba : Basalte alcalin, Ha : Hawaïite, Mu : Mugéarite, Be : Benmoréite, Tp : Téphrite, Tr : Trachyte.

Table 1 - K-Ar ages of samples from Moorea, Raiatea and Maupiti. Ages are calculated using constants recommended by Steiger and Jäger (1977).

Oc: Oceanite, Ba: Alkali basalt, Ha: Hawaïite, Mu: Mugearite, Be: Benmoreite, Tp: Tephrite, Tr: Trachyte.

dérive de la plaque Pacifique. Suivant le Modèle de Brousse et Léotot (1988), les volcans de la Société dérivent sur la plaque Pacifique à une vitesse de $11,1 \pm 0,2$ cm/an, calculée pour une vitesse de rotation de la plaque de $1,00 \pm 0,02^\circ/\text{Ma}$, autour du pôle hawaïen $70^\circ\text{N}-101^\circ\text{W}$, la Société étant à 86° de ce pôle. Cette vitesse moyenne de dérive de la plaque Pacifique a été proposée par Mc Dougall et Duncan (1980), tenant compte des données géochronologiques obtenues sur 16 volcans de la chaîne hawaïenne. Cette valeur est proche de celle calculée par Minster et Jordan (1978), dont la valeur

de 10,7 cm/a est déduite de l'étude des profils des anomalies magnétiques de la plaque Pacifique.

Suivant ce modèle, les débuts de l'activité subaérienne à Tahiti, Moorea, Raiatea et Maupiti ont des âges respectifs de 1,48 ; 1,85 ; 3,55 et 4,45 Ma. Les âges calculés pour Tahiti et Moorea sont peu différents des âges radiométriques. La roche subaérienne la plus ancienne de Tahiti a un âge de $1,37 \pm 0,02$ Ma (Le Roy, 1994), celle de Moorea de $1,72 \pm 0,02$ Ma. Il est logique que ces âges soient inférieurs à ceux déduits du modèle, car

les roches subaériennes les plus anciennes sont immergées par effet de subsidence comme mentionné plus haut.

Pour Raiatea, l'âge de début d'édification subaérienne déduit du modèle (3,55 Ma) est très supérieur à l'âge radiométrique de la roche la plus ancienne datée à 2,75 Ma. (RI 15). Cet âge est proche de celui publié par White et Duncan (1996) dont la valeur est $2,66 \pm 0,05$ Ma. Ces deux âges sont nettement plus jeunes que l'âge proposé par Diraison (1991). Nous considérons que cet âge de $3,17 \pm 0,16$ Ma est surestimé. Il y a deux causes possibles à la surestimation des âges sur roche totale. La première est une erreur systématique liée à des mesures séparées de l'argon et du potassium sur des aliquotes non homogènes. La seconde, tient au fait que les phénocristaux sont des porteurs potentiels d'excès d'argon comme mentionné précédemment. Les roches datées sont porphyriques en olivines, pyroxènes et parfois en feld-

spaths alcalins et en feldspathoïdes. Des analyses spectrométriques de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ par chauffés successives ont mis en évidence des différences significatives entre les rapports initiaux $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ dans ces minéraux et le rapport atmosphérique $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ (Zeitler et Fitzgerald, 1986 ; Lanphere et Dalrymple, 1976). Tenant compte de ces remarques, pour la suite de la discussion, nous privilégierons les âges obtenus sur la pâte microcristalline.

La différence entre l'âge déduit du modèle et l'âge radiométrique peut être expliqué par une subsidence plus importante à l'aplomb de Raiatea. Cependant si l'on prend en compte les données radiométriques disponibles pour Huahine (Duncan et McDougall, 1976 ; Roperch et Duncan, 1990 ; Diraison, 1991), Tahaa (Duncan et McDougall, 1976 ; Gisbert, 1989 ; Diraison, 1991) et Bora Bora (Duncan et McDougall, 1976 ; Diraison, 1991), on constate que la différence entre les âges issus du modèle et les âges radio-

métriques est moindre pour ces îles que pour Raiatea. Une des hypothèses que nous considérons est que l'activité volcanique à Raiatea fut dépendante de l'activité volcanique de Huahine et de Tahaa. Sur la figure 2, on peut noter que l'âge de la roche subaérienne la plus ancienne de Raiatea est proche de la limite entre les phases bouclier et post-bouclier pour les îles de Huahine et de Tahaa.

Nous proposons que l'activité volcanique ne fut importante à Raiatea que lorsque celle-ci diminua à Huahine et Tahaa, après l'effondrement des caldeiras, qui marque la fin de la phase bouclier.

Pour ce qui concerne Moorea, un scénario légèrement différent peut être proposé. La fin de l'activité volcanique à Moorea est contemporaine du début de l'activité subaérienne de Tahiti. Tahiti focalisant les flux magmatiques issus du point chaud, l'alimentation à l'aplomb de Moorea décroît. Ceci peut expliquer la fin précoce du volcanisme à Moorea. On peut

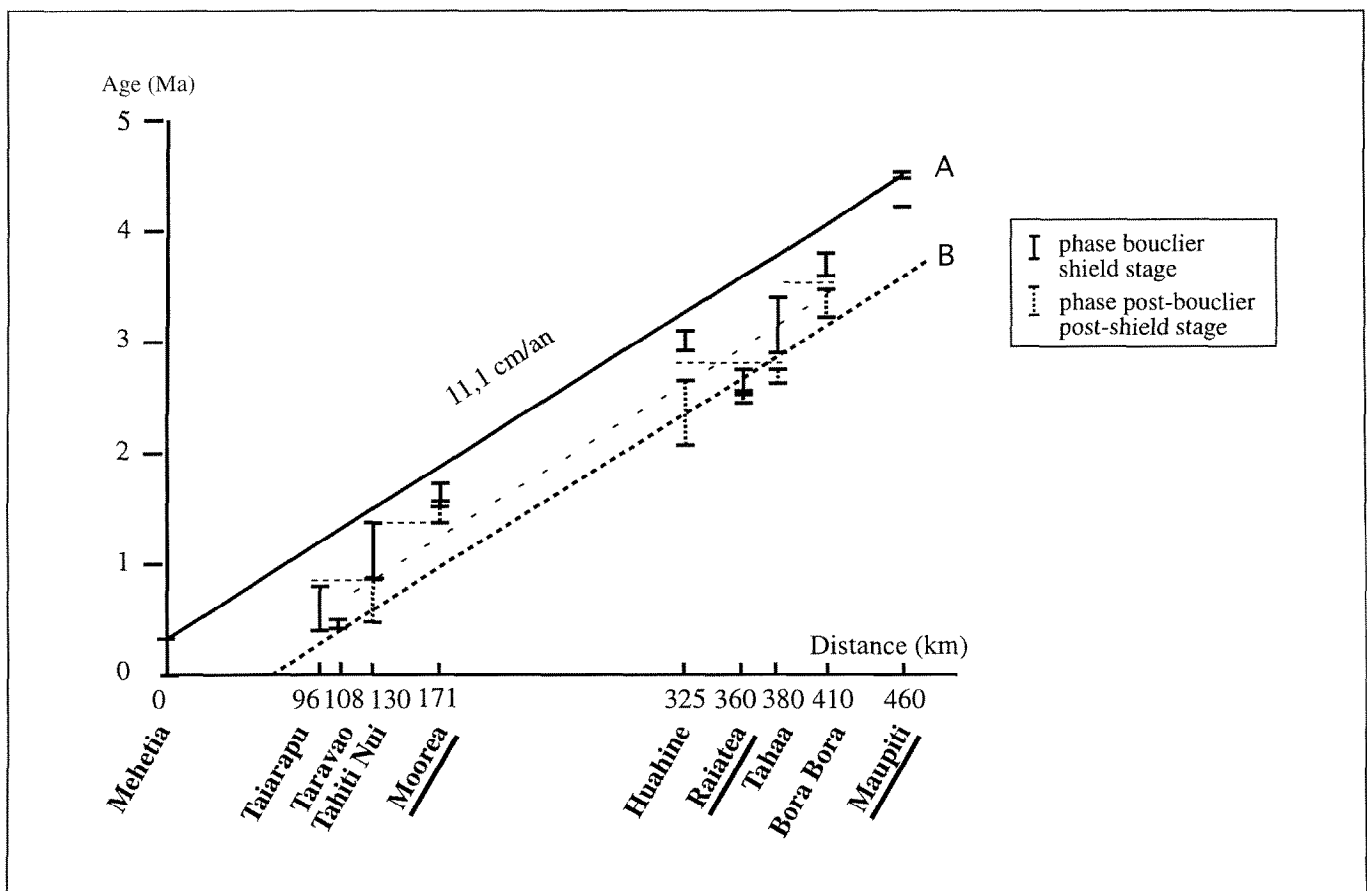


Fig. 2 - Diagramme âge (Ma), distance (km) pour l'archipel de la Société. La droite A correspond au début de la construction subaérienne. La droite B matérialise la fin d'activité liée au point chaud. Ces deux droites ont une pente de 11,1 cm/a qui équivaut à la vitesse de dérive de la plaque Pacifique.

Fig. 2 - Age (Ma) vs. distance (km) diagram for the Society Islands. Line A corresponds to the beginning of the subaerial build-up. Line B is related to the end of the hot spot activity. The slopes of these two lines is 11.1 cm/y, and corresponds to the drift speed of the Pacific plate.

également remarquer que la lave la plus ancienne de Tairapu a un âge proche de la formation de la caldeira de Tahiti. Comme pour Raiatea, l'activité volcanique ne devient importante à Tairapu, que lorsque celle-ci décroît à Tahiti.

Sur le diagramme âge-distance (fig. 2), l'île de Maupiti occupe une position originale. Cette île est la plus ancienne de l'alignement. Elle est donc celle la plus affectée par la subsidence. Suivant ce constat, les roches actuellement émergées devraient être les plus récentes. Deux hypothèses peuvent être proposées : l'érosion intense a mis à jour les formations les plus anciennes de l'île, ou soit la vitesse, soit la direction de dérive de la plaque ont varié après la formation de Maupiti. Un changement de direction de dérive de la plaque Pacifique à un âge de 3 Ma environ est l'hypothèse retenue par Wessel et Kroenke (1997), pour interpréter la répar-

tition spatiale des îles les plus récentes de l'archipel hawaïen ainsi que la direction d'allongement particulière des Marquises au N 140° au lieu de N 115° qui caractérise les autres alignements de Polynésie. Pour tester cette hypothèse sur les îles de la Société, il sera nécessaire de dater un plus grand nombre d'échantillons.

Conclusions

L'utilisation combinée de la stratigraphie et de la géochronologie nous a permis d'estimer les durées des phases bouclier et post-bouclier, ainsi que l'âge de formation des caldeiras de Moorea et de Raiatea. Les phases boucliers ont une durée proche pour ces deux îles, $0,22 \pm 0,05$ Ma pour Moorea et $0,23 \pm 0,06$ Ma pour Raiatea. Il en est de même pour la phase post-bouclier dont la durée est estimée à $0,17 \pm 0,04$ Ma pour Moorea et $0,14 \pm 0,04$ Ma pour Raiatea. Ceci corres-

pond à des durées d'édifications subaériennes de l'ordre de 0,30 Ma. L'ensemble des âges obtenus est en accord avec le modèle de point chaud proposé par Brousse et Léotot (1988). Par ailleurs, il apparaît que l'activité volcanique d'une île peut être dépendante de l'activité de l'île ou des îles voisines. Une telle relation semble exister entre les îles de Moorea et de Tahiti, ainsi qu'entre les îles de Huahine, Tahaa et Raiatea.

Remerciements

Les missions de cartographie et d'échantillonnage ont été effectuées avec l'aide du BRGM, du CEA (DASE/LDG et LSCE), de Géosciences Rennes et de l'Université de Bretagne Occidentale. Nous remercions également MM. P. Nehlig et H. Traineau pour leurs remarques et commentaires constructifs. Contribution LSCE n° 064.

Références

- Bellon H., Blanchard F. (1981) - Aspects géochronologiques (K-Ar) de l'activité volcanique dans l'île de Moorea, Pacifique central. *Tectonophysics*, **72**, 33-43.
- Blais S., Guille G., Maury R.C., Guillou H., Miao D., Cotten J. (1997) - Géologie et pétrologie de l'île de Raiatea (Société, Polynésie française). *C. R. Acad. Sci. Paris*, **324**, série IIa, 435-442.
- Blanchard F. (1978) - Pétrographie et géochimie de l'île de Moorea : Archipel de Société, Pacifique central. Thèse de 3^{ème} cycle, Université Paris-Sud, Orsay, 196 p.
- Blanchard F., Liotard J.M., Brousse R. (1981) - Origine mantélique des benmoreïtes de Moorea (Îles de la Société, Pacifique). *Bull. Volcanol.*, **44-4**, 691-710.
- Brousse R., Berger E. (1985) - Raiatea dans l'archipel de la Société (Polynésie française). *C. R. Acad. Sci. Paris*, **301**, (2), 115-118.
- Brousse R., Léotot C. (1988) - Modèle d'édification de l'archipel de la Société (Polynésie française). *C. R. Acad. Sci. Paris*, **307**, (2), 533-536.
- 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.
- 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 du volcanisme intraplaque du Pacifique central. Thèse de doctorat, Université de Bretagne Occidentale, Brest, 413 p.
- Duncan R.A., McDougall I. (1976) - Linear volcanism in french Polynesia. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **1**, 197-227.
- Dymond J. (1975) - K-Ar ages of Tahiti and Moorea, Society islands and implications for the hot-spot model. *Geology*, **3**, 236-240.
- Gillot P.Y., Cornette Y. (1986) - The Cassignol technique for K-Ar dating, precision and accuracy: examples from the late Pleistocene to recent volcanics from southern Italy. *Chem. Geol. (Isot. Geosci. Section)*, **59**, 205-222.
- Gisbert T. (1989) - Volcanologie de l'île de Tahaa (Archipel de la Société). Son enrichissement en terres rares. Thèse de doctorat, Université de Paris Sud, Orsay, 443 p.
- Kaneoka I., Takaoka N., Clague D.A. (1983) - Noble gas systematics for coexisting glass and olivine crystals in basalts and dunite xenoliths from Loihi seamount. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **66**, 427-437.

- Lanphere M.A., Dalrymple G.B. (1976) - Identification of excess ^{40}Ar by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectrum technique. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **32**, 141-148.
- Le Dez A. (1996) - Variations pétrologiques et géochimiques associées à l'édification des volcans-boucliers de Polynésie française : exemples de Nuku Hiva et Hiva Oa (Marquises) et de Moorea (Société). Thèse de doctorat, Université de Bretagne Occidentale, Brest, 407 p.
- 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. *Géologie de la France*, n° 3, ce volume, 51-64.
- Le Roy I. (1994) - Evolution des volcans en système de point chaud: île de Tahiti, Archipel de la Société (Polynésie française). Thèse de doctorat, Université de Paris Sud, Orsay, 271 p.
- McDougall I., Duncan R.A. (1980) - Linear volcanic chains : recording plate motions ? *Tectonophysics*, **63**, 275-295.
- Minster J.B., Jordan T.H. (1978) - Present day plate motion. *J. Geophys. Res.*, **83**, 5331-5354.
- Morgan W.J. (1971) - Convection plumes in the lower mantle. *Nature*, **230**, 42-43.
- 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.
- Steiger R.H., Jäger E. (1977) - Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sci.Lett.*, **36**, 359-362.
- Wessel P., Kroenke L. (1997) - A geometric technique for relocating hotspots and refining absolute plate motions. *Nature*, **382**, 365-369.
- Wilson J.T. (1963) - A possible origin for the Hawaiian islands. *Can. J. Phys.*, **41**, 863-870.
- Wilson M. (1989) - Igneous Petrogenesis, A global tectonic approach. Harper Collins academic, Londres, 466 p.
- White M.W., Duncan R.A. (1996) - Geochemistry and geochronology of the society islands: new evidence for deep mantle recycling. *Am. Geophys. Union Monogr.*, **95**, 183-206.
- Zeitler P.K., Fitzgerald J.D. (1986) - Saddle-shaped $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra from young, microstructurally complex potassium feldspars. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **50**, 1185-1199.